

Relationes Annuae Institutii Geologici Publici Hungarici

A Magyar Állami Földtani Intézet

Évi Jelentése

2003

Annual Report

of the Geological Institute of Hungary



Budapest, 2004

© Copyright Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary), 2004
Minden jog fenntartva! All rights reserved!

Reviewers — Lektorok:

ZOLTÁN BALLA, LÁSZLÓ GYALOG, PÉTER VARGA

Serial editor — Sorozatszerkesztő:

ZOLTÁN BALLA

Scientific editor — Szakszerkesztő:

ZOLTÁN BALLA

Translators — Fordítók:

ENIKŐ BALI, ZOLTÁN BALLA, KATALIN BÁLDI, GYULA DANKÓ, EDIT KIRÁLY, BALÁZS KOROKNAI, PÉTER ORMAI,
KLÁRA PALOTÁS, IVÁN POLCZ, LÁSZLÓ VERŐ, GÁBOR SCHMIEDL, TIBOR TULLNER

Linguistic reviewer — Nyelvi lektor:

PHILIP RAWLINSON

Technical editor — Műszaki szerkesztő:

DEZSŐ SIMONYI

DTP — Számítógépes nyomdai előkészítés:

DEZSŐ SIMONYI, OLGA PIROS

Cover design — Borítóterv:

DEZSŐ SIMONYI



Published by the Geological Institute of Hungary — Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet

Felelős kiadó — Responsible editor:

KÁROLY BREZSNYÁNSZKY
Director — Igazgató

HU ISSN 0368–9751

Sponsors — Támogató:

Public Agency of Radioactive Waste Management
Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság

Contents — Tartalom

Activity Report

BREZSNYÁNSZKY, K.: Director's report on the activity of the Geological Institute of Hungary in the year 2003	7
--	---

Scientific publications

BALLA, Z.: Foreword	55
ORMAI, P.: Basic principles and international practice with respect to disposal of low- and intermediate-level radioactive waste	59
BALLA, Z.: General characteristics of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary)	73

Tools and methods of the investigations

GYALOG, L. and SZEGŐ, I.: Boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	93
SZONGOTH, G., ZILÁHI-SEBESS, L. and SZÜCSI, P.: Well logging at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	119
BALLA, Z. and MOLNÁR, P.: Hydrodynamic testing of boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	143
GYALOG, L., HAVAS, G., MAIGUT, V., MAROS, GY. and SZEBÉNYI, G.: Geological-tectonic documentation in the Bábaapáti (Üveghuta) Site	171
GYALOG, L., SZEGŐ, I. and SZIEBERT, GY.: Implementation and examination of mining and technical facilities at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	201
ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZÓCS, T. and TÓTH, GY.: Hydrogeological monitoring network at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	219
VÉRTESEY, L., FANCSIK, T., FEJES, I., GULYÁS, Á., HEGEDŰS, E., KOVÁCS, A. Cs., A., KOVÁCS, P., KISS, J., MADARASI, A., SÓRÉS, L., SZABÓ, Z. and TÓTH, Z.: Ground-based geophysical surveys at the Bábaapáti (Üveghuta) Site and its vicinity	239
TÖRÖS, E., PRÓNAY, ZS., NEDUCZA, B., HERMANN, L., ZILÁHI-SEBESS, L., SZÜCS, I., MENYHEI, L. and GACSÁLYI, M.: Complementary ground-based and borehole seismic and radar survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	265
TURCZI, G., ALBERT, G., HAVAS, G. and TISZA, A.: Construction and application of a geological 3D model at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	285

Geology and tectonics

KIRÁLY, E. and KOROKNAI, B.: The magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern part of the Mórág Block	299
KOVÁCS-PÁLFFY, P. and FÖLDVÁRI, M.: Hydrothermal minerals and phenomena in the Mórág Granite Formation	319
BALLA, Z.: Pannonian sediments of the north-eastern Mórág Block	333
MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E. and ZILÁHI-SEBESS, L.: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block	343
MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILÁHI-SEBESS, L. and BÁN-GYÓRY, E.: Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórág Block	371
CSÁSZÁR, G.: Alpine burial history of the Mórág Block and its environs	395

Hydrogeology

ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZÓCS, T. and TÓTH, GY.: Recharge and discharge conditions in the north-eastern Mórág Block	407
HORVÁTH, I., SZÓCS, T., TÓTH, GY., MURÁTI, J. and ROTÁR-SZALKAI, Á.: Hydrogeochemistry and water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site	427

BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY. and MOLNÁR, P.: Hydrogeological pattern of the Bátaapáti (Üveghuta) Site	449
<i>Suitability and disposal concept</i>	
SCHENK, V., BALLA, Z., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., DUDKO, A., MAROS, GY., PICHL, R., JECHUMTÁLOVÁ, Z. and JECHUMTÁL, M.: Earthquake hazard assessment of the Bátaapáti (Üveghuta) Site	473
BALLA, Z.: Geological suitability of the Bátaapáti (Üveghuta) Site and the concept for its further exploration	487
GOLDSWORTHY, M., DANKÓ, GY. and FODOR, J.: Probabilistic and fuzzy approach to safety assessment for the Bátaapáti (Üveghuta) Site	503
BÉRCSI, K., GRESCHIK, GY., MESTER, J., MUHEL, J., TAKÁCS, T. and VERBÓCI, J.: Concept of low- and intermediate-level radioactive waste disposal at Bátaapáti (Üveghuta) Site	519

Működési jelentés

BREZSNYÁNSZKY K.: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2003. évi tevékenységéről	17
BREZSNYÁNSZKY K.: Hetényi Rudolf emlékezete	43

Szakcikk

BALLA Z.: Előszó	57
ORMAI P.: A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésének alapelvei és nemzetközi gyakorlata	67
BALLA Z.: A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely általános jellemzése	87

Kutatási eszközök és módszerek

GYALOG L., SZEGŐ I.: Fúrások mélyítése a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	109
SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., SZÜCSI P.: Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	135
BALLA Z., MOLNÁR P.: Kútvizsgálatok a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	159
GYALOG L., HAVAS G., MAIGUT V., MAROS GY., SZEBÉNYI G.: Földtani-tektonikai dokumentálási rendszerek a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	189
GYALOG L., SZEGŐ I., SZIEBERT GY.: Bányászati és műszaki létesítmények mélyítése és vizsgálata a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	211
ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., MARSÓ K., NAGY P., Ó. KOVÁCS L., SZÓCS T., TÓTH GY.: Vízföldtani megfigyelő-hálózat a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	231
VÉRTESY L., FANCSIK T., FEJES I., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. CS., KOVÁCS P., KISS J., MADARASI A., SÓRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z.: Felszíni geofizikai kutatások a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen és tágabb környezetében	257
TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., NEDUCZA B., HERMANN L., ZILAHÍ-SEBESS L., SZÜCS I., MENYHEI L., GACSÁLYI M.: Kiegészítő felszíni és lyukbeli szeizmikus és radarmérések a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	277
TURCZI G., ALBERT G., HAVAS G., TISZA A.: Földtani térmodell építése és alkalmazása a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen ...	277

Földtan és tektonika

KIRÁLY E., KOROKNAI B.: A Mórággyi-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete	293
KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M.: Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórággyi Gránit Formációban	311
BALLA Z.: A Mórággyi-rög ÉK-i részének pannóniai üledékei	327
MARSI I., DON GY., FÖLDVÁRI M., KOLOSZÁR L., KOVÁCS-PÁLFFY P., KROLOPP E., LANTOS M., NAGYNÉ BODOR E., ZILAHÍ-SEBESS L.: A Mórággyi-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei	339
MAROS GY., KOROKNAI B., PALOTÁS K., FODOR L., DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., ZILAHÍ-SEBESS L., BÁN-GYÓRY E.: A Mórággyi-rög ÉK-i részének tektonikai elemzése és szerkezetalakulása	361
CSÁSZÁR G.: A Mórággyi-rög és környezete betemetődési viszonyai az alpi földtani ciklus folyamán	387

Vízföldtan

ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., MARSÓ K., MURÁTI J., NAGY P., SZÓCS T., TÓTH GY.: Utánpótlási és megcsapolási viszonyok a Mórággyi gránitrög ÉK-i részén	403
HORVÁTH I., MURÁTI J., SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY.: A vízkörök alakulása a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	419
BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH GY., BENEDEK K., MEZŐ GY., MOLNÁR P.: A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe ...	441

Alkalmasság és elhelyezési koncepció

SCHENK, V., BALLA Z., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., DUDKO A., MAROS GY., PICHL, R., JECHUMTÁLOVÁ, Z., JECHUMTÁL, M.: A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázatának értékelése	465
A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázatának értékelése	481
BALLA Z.: A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója	495
GOLDSWORTHY, M., DANKÓ GY., FODOR J.: A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely valószínűségi és fuzzy-módszerrel történő biztonsági értékelése	513
BÉRCSI K., GRESCHIK GY., MESTER J., MUHEL J., TAKÁCS T., VERBÓCI J.: A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepciója a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen	529

Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003 (2004)
A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2003 (2004)

Activity report — Működési jelentés

Director's report on the activity of the Geological Institute of Hungary in the year 2003

KÁROLY BREZSNYÁNSZKY
Director

Introduction

The tasks of the Institute for the year 2003 were developed from the concept “*GEO XXI, the geological and geological research tasks of the Hungarian Geological Survey and its two subsidiary institutions, the Geological Institute of Hungary and the Eötvös Loránd Geophysical Institute at the beginning of the XXIst century*”. This was approved by the Board of Geology and our middle-range plans for the years 2001–2003, were elaborated on the basis of this concept. The year 2003 was the final year of the programme but the present report also touches upon the most important research results of the last three years. Our activity is guided by the aim of by preserving the character of the Institute as a national research institute and meeting the demands of national economy in the future, too.

The report gives an account:

- of the execution of our research tasks financed by budgetary resources,
- of the Institute's public service tasks,
- tasks of the unites supporting overall research activity,
- tasks of management (management, education, external relations) in connection with the maintenance of the Institute,
- of scientific tenders and constructural research tasks executed in the frame of overall activity of the Institute.

The director's report is based on the document “Operational report of the Geological Institute of Hungary in 2003”. The emphasized activities and scientific results included in this document are to be found in detailed publications and research reports.

In 2003, in the 134th year of its existence, the Geological Institute of Hungary fulfilled the research tasks as laid down in the annual plan. During the year, at some points plan modification was initiated and performed with the approval of

the director-general of the Hungarian Geological Survey. This was influenced mainly by the scale of the research at the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

In 2003 the Institute finished with a good financial year owing to the fact that it could achieve again and even exceed the outer income target for the first time in years. Thus an opportunity presented itself for a certain correction of the initially unfavourable target structure (Figure 1). Our surplus receipts made significant developments possible in the fields of informatics and infrastructure. Due to the careful

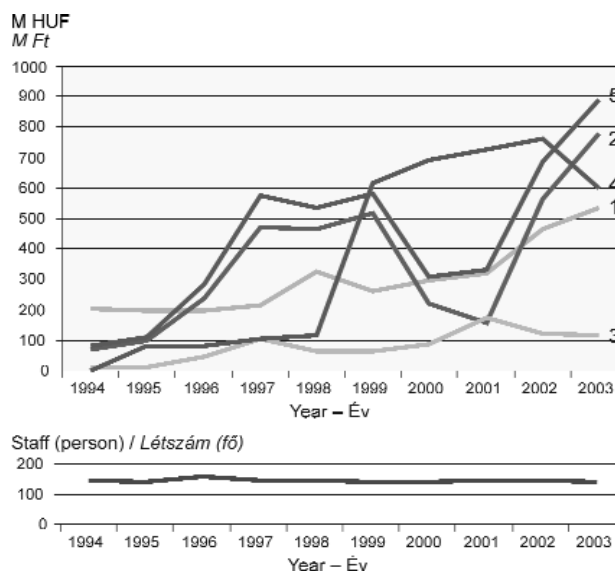


Figure 1. Husbandry, budget targets and incomes of the Institute between 1994–2003

1 – budgetary subsidies, 2 – incomes of the contracts, 3 – appropriation (tenders), 4 – income target, 5 – total income of the contracts and tenders

1. ábra. Az Intézet gazdálkodása, előirányzatai és bevételei 1994–2003 között

1 – költségvetési támogatás, 2 – intézményi szerződéses bevételek, 3 – pénzeszközátvétel (pályázatok), 4 – bevételi előirányzat, 5 – szerződéses és pályázati bevételek összege

management, we succeeded in preserving the financial stability of the Institute: expenditures remained below the level of incomes, we have no public debts, and the year was closed with a positive economic balance. The conditions for accomplishing the budgetary tasks satisfactorily was also created partly from outer contractual incomes. Last year, our most important contractual partners were the BÁTATOM Ltd., the Ministry of Environment and Water and the Hungarian Oil and Gas Company (Mol).

Our institute won the award “Best Research in Geology” with the report “Final report of the ground-based geological surveying of BÁTAAPATI (ÜVEGHUTA) 2002–2003”. This was in the category of non-mining related geological research and



Figure 2. The award of “The best report of 2003 in non-mining geoscience exploration”

2. ábra. A „Legjobb Földtani Kutatás” díjának oklevele

given by the Hungarian Geological Survey (Figure 2). The officially accepted view of the suitability of the disposal area was based on this report. The most important scientific results are to be found in this volume.

Research activity

The various research activities were carried out in close interaction with programmes concerning basic research, geological mapping, raw material exploration, applied research, and hydrogeology.

Basic research

The basic research programme contributed to creating the geological 3D model of Hungary with significant results. On the basis of the complex sedimentological, sequence and cycle stratigraphic and palaeoenvironmental investigation of the Late Neogene sediments of the Danube–Tisza Interfluvium and the Körös Basin, new stratigraphic results were born. Extensive surface studies, even beyond the national boundaries, were carried out in the catchment area of the Körös rivers, analysing the development of the drainage network pattern and its tectonic relations. Last year the tectonic research was also concentrated on the detailed structural geological investigation of the Mórággy Granite.

Basin analysis

The three topics of research:

In the frame of the investigation of Miocene and Pannonian s.l. Formations (Pannonian is an Upper Miocene to Pliocene stage), the microfacies atlas of the Badenian carbonates was completed. Out of the Sarmatian–Pannonian boundary stratotype sections, the documentation and sampling of the Oarba de Mureş exposures (Transylvanian Basin) were finished and a palaeontological study of certain samples began. In the course of the sequence stratigraphic, sedimentological investigation of the Pannonian s.l. basin-filling sediments, the sequence stratigraphic subdivision of three key boreholes (Kaskantyú, Bácsalmás, Jánoshalma) was carried out in the Danube–Tisza Interfluvium; the separated sequences were correlated along a composite seismic profile network in basin size. Eleven sequence boundaries were found, from which the age of seven were determined based on the palaeomagnetic data of Borehole Kas–2. In the SE part of the Great Plain a regional seismic section line was composed and the elaboration of the section as well as the included boreholes began. In the territory of the Drava Basin the isopach maps of 3 megasequences were plotted in the frame of an international co-operation.

During the investigation of the Pleistocene formations of great thickness in the Körös Basin, on the basis of the reinterpretation of the previous basic data from the key boreholes — Szarvas, Dévaványa, Vésztő and Komádi — as well as the new measurement results (magnetic susceptibility), we established that the sediment complex has a cyclic structure. The sediment cycles were correlated to the orbital cycles of the planet Earth where the 100 thousand year cycles of excentricity and the 40 thousand year cycles of axis inclination were taken into account when applying geomathematical methods. A model was worked out to link the sediment influx and climatic changes. Based on the reinterpretation of the previous micromineralogical data by cluster analysis, we were able to be more exact about the directions of sediment supply.

On the basis of the hydrogeological boreholes in the Körös Basin, we carried out the basin-size correlation of the Quaternary alluvial complex of great thickness by means of

well-logging profiles, unique facies interpretations as well as transversal section series. A facies map of the Quaternary formations of the area was also prepared.

During the investigation of the near-surface formations of the Körös Basin, we carried out an analysis of the drainage network of the area (*i.e.* about 4000 km²) by analysing high-altitude aerial photos and digital terrain models. Based on linear morphologic elements such as ancient riverbeds and streams, 3 well-defined E–W oriented elongated areas were recognized: one was a widely meandering zone, one braided, and an anastomosing zone was also present. The zones are probably tectonically connecting, based on neotectonic measurements carried out in the field and the study of recent faults on the seismic sections.

We began the complex sedimentological, palaeontological and palaeoclimatic processing and laboratory analyses of the Pleistocene Key Borehole Tiszainoka Ti–1.

In the field of the basin margin neotectonic investigations, neotectonic measurements and analyses were performed in the environs of Cimpia Ierului in the NE and in the Somogy and Gödöllő Hills in the W, supplemented with morphotectonic observations. It was demonstrated, that the basin margins had suffered many phases of neotectonic processes. In the frame of the research activity we continued the critical examination of cryoturbation phenomena in Hungary. Based on the reinvestigation of numerous outcrops in Mid- and East Hungary, the sediment deformations previously believed to be due to cryoturbation were found to be the result of Quaternary seismic activity.

Tectonics and palaeoenvironment

Research in 2003 was focused on methodological studies of neotectonics of the Mórógy Granite. These studies were related to the exploration of the Bátaapáti (Üveghuta) Site of the final disposal of radioactive waste.

Concerning the tectonics of the Mórógy Granite in 2003, on closing the field surveys we made structural interpretations and reports, partly based on boreholes deepened in 2002 and partly on trenches. A separate report was made on the detected and evaluated tectonic phenomena with the title “Catalogue of Phenomena”. The final tectonic report was then prepared on the basis of all the available structural geological data on the Mórógy Granite. The development of software for the ImaGeo core scanner was continued and the development of the ImaGeo tunnel scanner also began.

With regard to neotectonics, a methodological study entitled “Neotectonic structures, morphotectonic elements of the Pannonian Basin: problems, potential methods and some results” was written.

Geological mapping

In the frame of the mapping programme, mapping of the S–SE foreland of the Vértes Mts as well as the E foreland of the Gerecse Mts was finished. The explanatory notes to the 1:50,000 scale geological map of the Bükk Mts, are in the

phase of closing the manuscript. The editing of the 1:250,000 scale geological map of Hungary is underway according to the planned schedule. The building and maintenance of the map and borehole database have proceeded according to plan. The staff of the Mapping Division played a major role in the surface geological studies at the Bátaapáti (Üveghuta) Site. Personnel from the Institute also participated in the 1:250,000 scale geological mapping of Libya.

Mapping of mountainous areas

In 2003, in the frame of the geological mapping programme of the Vértes and Gerecse Mountains, mapping of the S–SE foreland of the Vértes Mts. as well as the E foreland of the Gerecse Mts. was finished. The structural geological reambulation of the previously surveyed areas was continued. For the explanatory notes for the scale 1:50,000 regional geological map of the Vértes Mts, a summarising description of the Oligocene and Miocene was completed. For the explanatory notes for the Gerecse Mts. a description of the travertine was brought to a successful conclusion.

In the frame of the geological mapping programme of the Bükk Mts and its foreland, explanatory notes for the 1:50,000 scale regional geological map of the Bükk Mts. were reviewed and translated into English. Geological mapping of the W foreland of the Mountains was also continued. Editing of the 1:100,000 scale geological map of the Gömör–Bükk region and reviewing of the manuscript were finished.

Volcanologic mapping began in the respective territories of the Visegrád, Tokaj and Keszthely Mountains. Palaeo-environmental reconstruction of Neogene volcanism proceeded in the area of the Bakony Mts, the Balaton Highlands and the Little Plain.

In the frame of the geological mapping programme of the Mecsek and Villány Mts, digital version of the 1:50,000 scale regional geological map of the Mecsek Mts were compiled.

Mapping of hilly areas and lowlands

In 2003, in the frame of the geological mapping programme of Mezőföld, the field survey of the 1:100,000 scale Dunaújváros map sheet was finished.

Database for mapping activities

The compilation of the 1:100,000 scale geological map series of Hungary was continued in 2003. The reviewing and consequent correcting of several map sheets of the mountains of Transdanubia and Northern Hungary were finished. In the area of the Little Hungarian Plain, the unification of the map sheets was completed.

Compilation of the 1:250,000 scale surface geological map of Hungary was continued in the area of the Transdanubian Range as well as the Bükk and Aggtelek–Rudabánya Mountains. The legend of the map and the draft of the wall map were elaborated to show more detail.

The actual version of the uniform geological legend of the country was made and unification of the map and the borehole database of the mountain areas was carried out.

The elaboration of digital versions of the 1:10,000 scale observation and the 1:25,000 scale compiled sheets of the Vértes and Gerecse Mountains was continued. We have finished to compile the 3D geological model of the Bataapáti research area.

Mineral assesement

The objectives of the mineral assesement programme were realised in connection with the tasks of regional research. Last year, our activity focused on the North and West Hungarian Regions where, with the cooperation of the local Regional Offices of the Hungarian Geological Survey, the assesement for potential non-metallic mineral in the regions was finished.

Research on applied Geology

The focal points of the environmental geological and agrogeological research activities of the applied geological research programme were carried out in West and North Hungary. The traditional environmental geological–agrogeological research was continued in pilot areas in the Great Hungarian Plain area. The development of Hungary's environmental GIS (geological informatics system) and compilation of the environmental geological maps of the counties in the area of Northern Hungary and North Transdanubia are in progress in accordance with already elaborated middle-range plan.

The environmental geological and land use map series of the Budapest Agglomeration were also developed in 2003. Urban geological investigations using a new system were carried out in the town of Debrecen and certain districts of Budapest.

Agrogeological, environmental geological and geological nature conservation research

Editing and digital processing of the agrogeological and environmental geological maps of the 1:100,000 scale L-33-23 (Csorna) sheet were completed in 7 versions. While the environmental geological map variant of the 1:100,000 scale M-34-126 (Aggtelek) and M-34-125 (Kelemér) sheets were finished, and the permeability maps of the SE part of the Great Hungarian Plain were compiled, the agrogeological systematisation of the data from Mezőföld was started.

Agrogeological, environmental geological and oecogeological processing of the Bugac pilot area was completed. The detection and evaluation of the observation wells deepened in the Hortobágy pilot area in 1995, the Apajpuszta pilot area in 1997 and the Gödöllő pilot area in 2001 were continuous. New hydrogeological monitoring wells were drilled at the sodic lakes of the Danube–Tisza

Interfluve. We carried out the hydrochemical evaluation of the Gödöllő pilot area by elaborating the available data and we also finished the agrogeological exploration of the Abodi pilot area. We explored 9 smaller pilot areas with total of 311 shallow drillings in order to research the connections between the soil, the bedrock and the groundwater system.

In the course of our environmental geochemical work, we reviewed certain parts of the Hungarian nature conservation and waste management law on heavy metal (as well as As and B) and examined the contradictions occurring in them. On the basis of the data available on the environmental pollution at Gyöngyösoroszi, we investigated how the plant reacted to the increasing non-ferrous metal burden of the soil. We examined the opportunities for utilising the flotation gangue at Gyöngyösoroszi and proved that this material can be used optimally for improving the calcareous–alkaline soils in Central Hungary.

In the frame of the geological research for nature conservation, we continued surveying the Key geological sections, documenting their condition and taking photos of the key sections in the Bükk, Mecsek, Villány as well as Gerecse Mountains.

In the frame of the remote sensing works, a 1:50,000 scale digital terrain model of the catchment of the Zagyva River and the 1:200,000 scale unified model of the catchment of the Tisza River were prepared.

Geological research of the Hungarian regions

We started and continued, setting up 1:100,000 scale databases for the following: lithological and engineering geological evaluation of geological formations; mineral potential evaluation of geological formations; pollution sensitivity evaluation of geological formations. Also started and partly finished were compilation of the following maps: Geological Map of Karst Formations of West and North Hungary; Map of Drinking Water-Bearing Formations in West Hungary; North Transdanubia and the Northern Great Hungarian Plain; and Map of Groundwater Depth in West Hungary, Northern Transdanubia and the Northern Great Hungarian Plain.

We began to compile the mineral raw material map and environmental geological condition map of the West Hungarian region. Preparation were made for previewing similar maps of the North Hungarian region. The mineral raw material and environmental geological condition maps of Komárom County were also completed.

Utilising the digital database of the unified 1:100,000 scale geological maps, we compiled the unified digital engineering geological versions of the Great Hungarian Plain sheets and some North Hungarian sheets with a common legend.

In the frame of the project on the lithological and engineering geological evaluation of geological formations (scale of 1:100,000), we carried on building the database for promoting the compilation of the “OMAB-2” engineering

geological map series by computerising the data of the reports entitled "Study of geological formations from engineering geological points of view".

Utilising the cadastral map of caves, inherited from the Speleology Department of the Nature Conservation Office and actualised in recent years, we compiled the digital cave map of the Buda Mts.

The manuscript of the 1:500,000 scale map "Wine districts of Hungary and their lithological setting" was completed.

Compilation of the 1:100,000 scale digital geological map of the Little Hungarian Plain and its revision according to the new legend were finished.

A work schedule was prepared for the compilation of an explanatory volume presenting the mapping of the Little Plain s.s. and we began to transfer the maps (5 versions) into the EOVS system. We collected the explanatory notes written for the maps in recent years and began their unification. A deep drilling database was also compiled.

Urban geological research

The 1:50,000 scale map versions of the Budapest Agglomeration (*i.e.* Geological map, Hydrogeological map, Land Use map, Pollution sensitivity map) have been finalised and completed in last years but restructured to a scale 1:100,000. Thus it became possible to look over the different versions on a regional basis.

The environmental geological map series and groundwater survey of the XIVth district of Budapest were completed. The processing of data from the 58 hydrogeological monitoring wells, detecting continuously in the VIIth district of Budapest, continued. The preparations began for the environmental geological, construction suitability map series of the IIIrd district of Budapest by collecting the data on the holes drilled after 1975.

We continued preparing the environmental geological map series of the town of Debrecen. Within this frame we also completed an exploration map (well site map) and a landfill thickness map in the southern areas of the town.

Hydrogeology

The aim of our hydrogeological studies is to assess the groundwater resources of the country and to trace the changes. Among its important methods are the regular recording of the nearly 200 monitoring wells. This involves summarising, interpretation of the data, and the formulation of a flow and transport model for the given area. The groundwater level drop in the Danube–Tisza Interfluvium and the middle part of the Great Hungarian Plain area is remarkable, being more significant than the national average. With reference to the integrated hydrogeological evaluation of the middle part of the Great Hungarian Plain, the building of the water quality database was finished and the general geological 3D model and the preliminary hydrogeological model are now complete.

Dynamic monitoring of the changes in water resources of Hungary

In the frame of the national hydrogeological monitoring network of the Hungarian Geological Institute, a total of about 200 observation wells were also systematically recorded in different parts of the country in 2003. The data service of the information structured in a digital database is continuous to the research units of the Institute, to the supreme authorities and, in certain topics, to water directorates. The exchange of data is continuous with the Vituki plc. (Water Resources Research Centre), and we joined the water base protection programme. The uniform database, which stores geological, hydrogeochemical and hydrographical information on wells of the observation network and their immediate surroundings, was further extended.

In the course of the evaluation of the monitoring data, we performed a comprehensive characterisation of the different regions of the country, carried out a comparative analysis in several areas of the Great Hungarian Plain and in the Szigetköz, and investigated in detail the pilot areas in the Danube–Tisza Interfluvium and the middle part of the Great Hungarian Plain. In the Kincsesbánya Depression, we analysed the water level rise due to backfilling.

The tendency for the groundwater level to drop in the Danube–Tisza Interfluvium began in early 1980s. It is more significant than the national average and it has continued. The groundwater level drop can also be detected in the middle part of the Great Hungarian Plain and considerable changes can be observed in the level of confined waters as well. This is mainly due to the significant water production of the region. In the middle part of the Great Hungarian Plain, the evaluation of the long-range water level changes as well as their trends in time and space was carried out by taking into account the data of monitoring wells operated by the local Water Directorate. In the Szigetköz, the tendency of groundwater changes shows a rather various picture and depends mainly on the local hydrogeological conditions. The water level changes of both confined waters and thermal waters are the function of nearby water productions. In the case of the thermal waters, a regional decompression can be observed, mainly in the karst aquifers.

Integrated hydrogeological and hydrogeochemical analyses

The expected introduction of a European arsenic limit value for drinking water stresses the importance of genetic evaluation of arsenic water in the SE region of the Great Hungarian Plain, since it means a much stricter regulation than the Hungarian one in force at present. The possible geological origin of arsenic water in the mentioned region can be determined by integrated interpretation, comprehensive flow and transport modelling, and interpretation of water–rock interaction. After building the water quality database, the comprehensive geological 3D model, two versions of the conceptual hydrogeological model with differ-

ent dimensions, and a flow and transport model were set up in the E–W regional deep section of the Southern Great Hungarian Plain.

With regard to the integral hydrogeological evaluation of the middle part of the Great Hungarian Plain the building of the water quality database was finished, while the comprehensive geological 3D model as well as the preliminary hydrogeological model were also completed.

In the frame of the hydrogeochemical evaluation of thermal waters in Budapest, a conceptual model was established and the previous database was complemented in 2003. As additional tasks, we carried out the following: water level simulation in karst and non-evaporating groundwater areas on the basis of climatic data; investigation of the rehabilitation process of the waste disposal site in Kőbánya; and preliminary modelling of hydrogeological modelling works of the vulnerable water base group, the investigation of which has already been planned (Danube Left Bank I and II, as well as Dunakeszi). In the frame of the hydrogeological evaluation of alluvial deposits of large Hungarian rivers, the preliminary hydrogeological model of the first waterworks in Buda — the Budaújlak waterworks — was elaborated in a format which corresponds to the diagnostic examination of vulnerable water bases.

We made a summary of our investigations into the changes of nitrate content of water in Hungary.

Hydrogeological information system of the Transdanubian Range

In the SW subsided zone of the Transdanubian Range Zone (in Zala County) we compiled maps to a scale of 1:100,000. These maps demonstrated the characteristics of the pre-Albian surface and the spatial position of the Upper Cretaceous complex, and established a 3D model of the region. As a result of the research, it became unambiguous that the several kilometre-wide structural zone, running in a NW–SE direction in the environs of Nagylengyel, divides off the areas situated to the NE and SW of it, and they form separate hydrodynamic units. This fact is of outstanding importance from the points of view of water management and hydrocarbon exploration.

Traditional field measurements (water yield, water temperature, conductivity, pH), together with sampling of the springs for macro- and microelement and stable isotope investigations, continued in the NE uplifted part of the range — *i.e.* in the Vértes and Gerecse Mountains. Database building, alongside the recording and evaluation of the water level monitoring wells adopted from bauxite mining, proceeded as planned. The establishment of the geological informatics system of the Héreg–Tarján Basin, assigned as the pilot area for elaborating the 3D methodology, also continued. Furthermore, a start was made with the 3D visualisation of surfaces important from a hydrogeological point of view.

In the frame of limnogeological research, we carried on summarising the results of the geological investigation of Lake Balaton (1981–1999). We finished the collection and

evaluation of the geological and hydrological literature of the great Hungarian lakes (lakes Fertő, Velence and Balaton) and summed up the results of the previous archive and our own investigations. We continued to build the geological database of Lake Balaton.

Public service activity

National Geological Museum

In 2003 items added to the stock of the Museum numbered 4882, thus the registered collection now amounts to 153,311 items. Important new acquisitions include azuritic malachite from Rudabánya (purchase) as well as the items comprising the legacies of József Mayer, Anna Horváth and Lajos Reich, respectively

At the “Earth Day” event, the permanent exhibition “Illuminating Minerals” was opened and a relief work representing the building of the Institute for blind people was unveiled; this was initiated by the Rotary Club Budapest–Budavár. A temporary exhibition was organised from the material of the photo competition of the Geological Heritage Association as well as the collection of Pál Kriván and Miklós Szónoky entitled “Concretions”. Sculptress Szilvia Nagy made a gift to the Institute of her large-size primordial being statue “Cearadactylus”.

The building of the Institute and its exhibitions attracted 3215 visitors in 2003. In the core repositories of deep wells, 460 core boxes from a total of 34 borehole were surveyed by our clients. A significant renovation took place in the sample repository at Pécs-Somogy where the roof insulation of Building IV, declared unsafe, was completed. The reconstruction of several other buildings also reach successful completion. By documenting the borehole core samples (which had been stored outdoors) the open-air storage came to an end.

National Geological Library

The basic task of the library is to promote scientific research through providing geological literature and information services. Consequently, it offers partly professional librarian and partly public services.

In 2003 some 6500 periodical publications, 250 books, 400 manuscripts and imprints and 500 geological maps were added to the stock of the library. The CD collection was enriched by 43 new items.

The number of registered readers stands at 775. Out of these 566 are active and 311 of their number are outside clients.

The present stock of the library is composed of 364,600 items. In 2003 visitors used 31,000 items and out of this total 15,000 were borrowed by members of the library.

The filling of bibliographic databases TINLIB and GEOREF was continuous. Another successful event was the 2nd Geological Book Auction.

Publishing activity

Thanks to the work of Editorial Office high quality publications were produced. The Annual Report 2000–2001 came out with a new and more modern cover design.

Our Editorial Office has prepared for publication the Al Haruj al Abyad 1:250,000 scale geological map sheet (Libya) and the corresponding explanatory booklet.

Publications of the Institute in 2003

CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians, and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* 25, 209 p.

VÖRÖS, A. (ed.), BUDAI, T., LELKES, GY., KOVÁCS, S., PÁLFY, J., PIROS, O., SZABÓ, I., SZENTE, I. 2003: The Pelsonian Substage on the Balaton Highlands (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 55, 195 p.

Annual Report of the Geological Institute of Hungary (A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése), 2000–2001. — Budapest, 205 p.

Publications prepared in the Institute but *financed from outer sources*:

PEREGI, ZS. (ed.), LESS, GY., KONRÁD, GY., FODOR, L., GULÁCSI, Z., GYALOG, L., TURKI, S. M., SUWESI, KH. S., SHERIF, K., DALUB, H. 2003: *Explanatory booklet. Geological map of Libya 1:250,000, Sheet: Al Haruj Al Abyad NG 33-8.* — Industrial Research Centre, Tripoli, 250+39 p.

TURKI, S. M., SUWESI, S. KH., PEREGI, ZS., LESS, GY., FODOR, L., GULÁCSI, Z., KONRÁD, GY., GYALOG, L., NÉMETH, K., SÍKHEGYI, F., SHARIEF, K. AL., DALUB, H., TAJOURI, A. AL., GERBI, A. AL., ABUZED, N., SWIH, A. AL., HAMBULA, M. 2003: *Geological map of Libya 1:250 000, Sheet: Al Haruj al Abyad. NG 33-8.* — MÁFI, Budapest – Industrial Research Centre, Tripoli.

CSONGRÁDI M. (ed.) 2003: „*Thyan, Thyan, Thian, Tyan, Tihan*”: A Tihanyi-félsziget a XV-XVII. század térképein – *The Tihany Peninsula on 15th–17th Century Maps – Die Halbinsel Tihany auf den Karten der 15–17. Jahrhundert.* — Nők a Balatonért Egyesület, Balatonfüred, 28 p. (Nők a Balatonért Egyesület Kiskönyvtára 6.)

Research activity supporting unites

Laboratory service

A decisive part of the laboratory activities of the Institute is focused on satisfying the requirements of research projects for analyses and supporting the execution of tasks related to basic geological research. Additionally, the tasks of the laboratory include the realisation of external contracts, successful execution of National Research Fund grants and other tenders, as well as meeting the de-

mands of external contractors for different laboratory analyses.

Apart from analyses, the laboratory also performs basic research tasks including: organic petrographic and isotope geochemical testing of coals and other sedimentary rocks of Hungary bearing organic matter; organic geochemical analyses of Transdanubian Triassic rocks; study of natural decomposition in soils of different lithological characteristics affected by hydrocarbon pollution; definition of major elements, gold and platinum metals and other trace elements in the porphyritic copper ores of Recsk; various investigations in connection with the fine structure of phyllosilicates.

We purchased and put into operation new large instruments (e.g. a JY ULTIMA 2C ICP–AES device, a new gas chromatograph and a laser grain analyser) with the help of tenders gained in the previous year. We also established a photo- and thermoluminescence laboratory in cooperation with the Basic Research Division.

Informatics

We provide a permanent information service for the different units of the Institute in the following themes: processing digital maps, developing GIS databases, applying raster-based technologies, transforming coordinates, building alphanumeric databases, informatics consulting, printing, operating and maintaining databases, elaborating the topographic basis to a scale of 1:250,000, and cartographing the legends accompanying maps.

The work on the cartographing of the 1:100,000 scale geological map series and preparing it for printing is an ongoing process.

A major advance was reached in producing 3D surfaces, performing operations between the surfaces, and compiling derived maps. We also tested the methodology of a web-based internal map data supply.

In association with the neotectonic investigations in Hungary, digital processing of DDM–10 (involving edge enhancement procedures, data integration and 3D visualisation) was executed in the area of the Körös Basin, the Gödöllő Hills, and the Kapos Valley.

In association with the Libyan geological mapping project using the image processing techniques of the ER (Earth Resource) Mapper programme, we prepared the Landsat TM spatial images of the preliminary geological map necessary for the field survey. We also took part in the preliminary evaluation of these images and we cartographed and prepared for printing the section which had already been completed.

Institute maintenance

The tasks of the economic and professional management of the Institute are: to compile the Research Plan and the Operation Report, to promote the execution of the research projects, make the budget plans and to work out the budget

report. The economic and professional management is performed by the director and his deputy. Its successful accomplishment is promoted directly by the Coordination Office, the human resources manager, the legal representative as well as the PR and foreign relations managers. The operation of the Institute, including its innumerable activities, was continuous and successful both in professional and economic respects. Our quality control system was renewed according to the standard ISO 9001:2000.

Management

The most important elements of managing the Institute, involve the coordination of its extensive professional and economic activities, guaranteeing its success and maintaining its relations systems. All this takes place through the execution of managerial, secretarial and administrative tasks, professional and economic planning, human resources and labour management, as well as the fulfilment of tasks associated with domestic and international relations and marketing and public relations.

The main tasks of the economic and professional management of the Institute were as follows: to prepare the 2002 budget report (jointly with the Office of Finance of the Hungarian Geological Survey) to make and evaluate reports on 2002, perform the economic tasks set out for 2003, to promote the execution of the research tasks in 2003, to compile the research plan for 2004, and to make the budget plans for 2004 (jointly with the Office of Finance).

The Coordination Office and Secretary provide assistance to the management for the accomplishment of the operative management tasks of the Institute. Jointly with the Office of Finance, the Coordination Office arranges all affairs associated with real estate in the Institute's ownership as well as the performance of security management tasks. One of the most important tasks of the year 2003 was to renovate the buildings of the Sample and Core Depository in Pécs-Somogy. The financial resources for this came from the sale of real estate in Sümeg. Furthermore, also a new hall was added to the sample depository in Szolnok.

As part of the Human Resources Management personal details and databases, containing the personal data of the staff of the Institute, were continuously maintained and updated. The age distribution of the research staff showed a lower mobility than can be considered optimal (Figure 3).

The number of qualified researchers increased (Figure 4). In the research staff there are 3 Doctors of the Hungarian Academy of Sciences (HAS), 3 PhDs converted from Candidate degrees of HAS, 20 PhDs, 15 University Doctors and 2 habilitated University Professors. 108 staff members have MSc. or BSc., whereas 50 members are staff assistants. 19 persons have an additional university degree, 11 persons have two secondary degrees and 69 staff members have passed foreign language examinations. 3 persons joined the Institute while 11 left and 6 retired.

In 2003 six members of our staff were honoured with a special mention by the Director, and three were presented

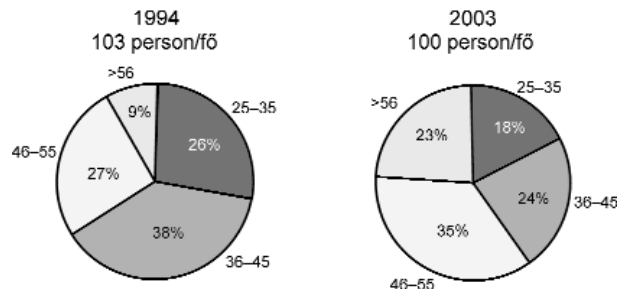


Figure 3. Age distribution of the research staff

3. ábra. A kutatói állomány életkor szerinti megoszlása

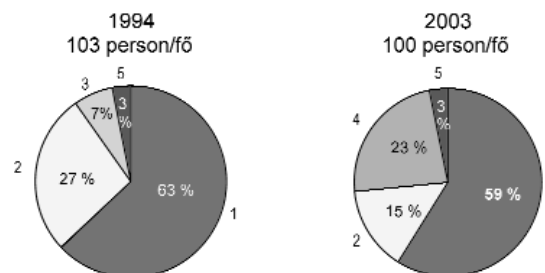


Figure 4. Scientific Qualification of the research staff

1 – not qualified, 2 – dr. univ., 3 – Cand., 4 – Phd. Dr., 5 – DSc.

4. ábra A kutatói állomány tudományos minősítése

1 – nem minősített, 2 – egyetemi doktor, 3 – kandidátus, 4 – PhD., 5 – MTA doktor

with awards, also by the Director. During the year Emőke Jocha-Edelényi and Tamás Budai were awarded "For the Geological Institute Commemorative Medal". The awards were earned on the following grounds:

"Emőke Jocha-Edelényi has carried out outstanding professional work concerning particularly the investigation of the karst water system of the Transdanubian Range. Her activities in the interests of the Institute set an example to others and her informality in handling different issues make her one of the most indispensable experts of the Institute's community."

"Tamás Budai, head of Geological Mapping division, has guided one of the fundamental activities of the Institute on an outstanding level. In his speciality (Triassic sequence stratigraphy) he published a number of scientific articles. Furthermore, he has actively taken part in the accomplishment of different projects of the Institute. He performs his tasks on a high professional level and inspires his colleagues to do so as well. His openness and helpful attitude set an example for the Institute's community."

In the frame of our educational activity, in 2003 the Institute provided the appropriate conditions for the operation of the Regional Geological Department of the Eötvös Loránd University of Sciences (ELTE). The scientists of the Institute were extensively involved in training activities and in the following institutions of education: ELTE, Miskolc University, the University of West Hungary, Debrecen University, Szeged University, Szent István University, and Veszprém University.

In 2003 the Institute continued its international activity (*e.g.* FOREGS — Forum of the European Geological Surveys, EuroGeoSurveys, *etc.*, geological institutes of the neighbouring countries) according to the practice of recent years.

The Geological Institute conducted its international activity in 2003 according to the practice of the previous years. This meant, that decisions concerning international tenders, participation in workshops and conferences, joint research topics and trips abroad were decided on the project level. Joint projects and individual researchers continued to enjoy financing from outside, in order to supplement the resources of the Institute (Hungarian National Fund, Foundation Bandat Horst, 'Mecenatúra' of the Ministry of Education, Hungarian Science and Technology Foundation, *etc.*).

The relevant data for the year 2003 show that altogether 147 persons spent 1235 days in 26 countries. During trips abroad our researchers participated in 47 conferences, workshops and other organized programmes, while many followed studies abroad lasting a couple of months.

During the year contracts on joint activities were renewed with both Austria and Slovakia. A contract was signed between the Geological Institutes of the neighbouring countries about exchanging digital maps of the boundary region. The Institute has been a full member of the EuroGeoSurveys since September 2002, and the Director was elected as one of the four member of the Executive Committee. Furthermore, we continued our work in FOREGS, CEI, ESF — European Science Foundation, IGCP and IUGS.

Scientific Tenders

Our activities promoted by subsidies are significant; they include the realisation of 25 National Research Fund projects and 3 EU projects which are already in progress. The tenders awarded are important measures of not only the professional skills of the researchers at the Institute but also the scientific work and international recognition of the Institute itself. As with previous years, national and international tenders have played a major role in the fulfilment of the budgetary and professional plans of 2003. The successful participation in the National Research and Development Programme projects of the Széchenyi Plan has to be emphasised (this is permanent work). In this programme the Institute is a consortium manager in one of the projects and a consortium partner in two of them, respectively.

We are very proud of the results we have achieved in different instrument tenders.

We also regard it as important that we participated successfully in the different tenders of the Environmental Protection Fund (Ministry of Environment and Water) and the Deputy State Secretariat of Research Development (Ministry of Education) in 2003. The researches financed by the National Research Fund are determinant in the scheme

of tenders for which we have applied and been successful. In 2003, our most important tenders were as follows:

- Operation of the hydrogeological monitoring network and interpretation of the data in the Szigetköz area (Ministry of Environment and Water);

- Compiling a sensitivity and vulnerability map in the Aggtelek–Gemer karst area (Ministry of Environment and Water);

- Building a database on the element content of geological formations (Ministry of Environment and Water);

- European Union tenders: Tisza River, NASCENT. Lake Baikal projects.

Services in the frame of the basic activities

In the frame of the basic activities, we provided services on schedule and on a high professional level, meeting the demands of our clients. This year the return from services rendered by the Institute exceeded the volume of the budgetary estimates due to our effective work in connection with the surface geological research on the final deposition of low- and intermediate-level radioactive waste coming from nuclear power plants. As a prominent subcontractor, our institute joined the Boda Siltstone Formation (BAF) research programme, launched in 2003.

In this scope of services, the task of the Institute has been to acquire an income covering operation expenditures that cannot be financed from direct budgetary subsidies (*e.g.* salaries, contribution payments, operating expenses, investments).

Beside the subvention from the state budget, for the year 2003 the governmental authorities set a target for the Institute requiring it to finance itself to the tune of HUF 530 million. In fact, we reached HUF 773.3 million.

- Out of the services performed in 2003 in the frame of basic activities, the following contractual works can be highlighted:

- Programme for the final deposition of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant; this involved a ground-based surface geological survey and the writing of a final report (Bátatom Ltd.);

- Building the GIS-based geological database system for hydrocarbon exploration (Mol Hungarian Oil and Gas Company);

- Mapping works in connection with the supplementary investigation of the Radioactive Waste Treatment and Disposal Facility at Püspökszilágy (Mecsekérc Plc.);

- Participation in making the research plan for the Boda Siltstone Formation – in the frame of the programme for the deposition of high level radioactive waste (Mecsekérc Plc.);

- Environmental geological map series and groundwater survey in the XIVth district of Budapest (Municipal Council of the XVIIIth district).

Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2003. évi tevékenységéről

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY
igazgató

Bevezetés

Az Intézet 2003. évi feladatait a Földtani Tanács által jóváhagyott „GEO XXI, a Magyar Geológiai Szolgálat és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földtani, földtani kutatási feladatai a XXI. század kezdetén” koncepcióból és az ennek alapján kidolgozott, 2001–2003 évekre szóló középtávú tervünkből vezettük le. A 2003. év a program befejező éve volt, beszámolómban kitérünk az elmúlt három év legfontosabb kutatási eredményeire is. Működésünket továbbra is meghatározza a nemzeti kutatóintézeti jelleg megőrzése és a nemzetgazdasági igények kielégítése.

Beszámolómban

— az állami költségvetés által finanszírozott kutatási feladatainknak,

— az Intézet közszolgálati feladatainak,

— az alaptevékenység végzését támogató egységek feladatainak,

— az intézmény fenntartásával, működtetésével kapcsolatos (irányítás, oktatás, külkapcsolat) feladatainknak, valamint

— a tudományos pályázatokról és az alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások, szolgáltatási célú kutatások teljesítéséről szól.

Az igazgatói beszámoló alapját „A Magyar Állami Földtani Intézet működési jelentése a 2003. évről” című dokumentum képezi. A beszámolóban kiemelt tevékenység és tudományos eredmények részletes leírása a publikációk és kéziratok kutatási jelentések anyagában található meg.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2003-ban, fennállásának 134. évében teljesítette az éves tervében foglalt kutatási feladatait. Év közben néhány ponton főigazgatói jóváhagyással tervmódosítást kezdeményeztünk és hajtottunk végre,

amit elsősorban a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely kutatásának volumene indokolt.

2003-ban az Intézet jó gazdasági évet zárt, ami annak köszönhető, hogy évek óta először ismét sikerült teljesíteni, sőt túllépni a külső bevételi előirányzatot, így mód nyílt a kedvezőtlen előirányzati struktúra bizonyos mértékű korrekciójára (1. ábra). Többletbevételeink jelentős informatikai és infrastrukturális fejlesztéseket tettek lehetővé. A körültekintő gazdálkodásnak köszönhetően az Intézet pénzügyi egyensúlyát sikerült megőriznünk, kiadásaink a bevétel szintje alatt maradtak, nincsenek köztartozásaink, az évet pozitív gazdasági mérleggel zártuk. A költségvetési feladatok teljesítésének feltételrendszerét is részben a külső szerződéses bevételekből teremtettük meg. Legjelentősebb szerződéses partnereink az elmúlt évben is a Környezetvédelmi, Vízügyi Minisztérium, illetve a Bátatom Kft. és a Mol Rt. voltak.

Intézetünk „A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bátaapáti (Üveghuta) 2002-2003” című jelentésével elnyerte a Magyar Geológiai Szolgálat „Legjobb Földtani Kutatás” díját a nem bányászati célú földtani kutatás kategóriában (2. ábra). Ez a jelentés támasztja alá a telephely hivatalosan is elfogadott alkalmasságát. A legfontosabb tudományos eredményekről az e kötetben található tanulmányok adnak számot.

Kutatási feladatok

Az Intézet sokoldalú kutatási tevékenységét egymással szoros kölcsönhatásban levő programok (alapkutatás, földtani térképezés, ásványianyag-kutatás, alkalmazott kutatás, vízföldtani kutatás) szerint végeztük.

Alapkutatás

Az alapkutatás program fontos eredményekkel járult hozzá Magyarországi földtani térmodelljének megalko-

tásához. A Duna–Tisza köze és a Körös-medence késő-neogén üledékeinek komplex szedimentológiai, szekvencia- és ciklus-sztratigráfiai, öskörnyezeti vizsgálata nyomán új rétegtani eredmények születtek. Kiterjedt, az országhatáron is túlnyúló felszíni kutatásokat folytattunk a Körösök vízgyűjtő területén, elemezve a vízhalózat fejlődését és annak tektonikai összefüggéseit. A tektonikai kutatások ebben az évben is a Mórággyi Gránit részletes szerkezetföldtani vizsgálatára koncentráltak.

Medenceanalízis

A kutatások 3 nagy témakörben folytak:

A miocén és a pannóniai s. l. képződmények vizsgálata keretében elkészült a badeni karbonátos mikrofáciesek atlasza. A szarmata-pannon határ sztratotípus-szelvényei közül az Erdélyi-medencében a marosorbói feltárásokat dokumentáltuk és mintáztuk, megkezdjük egyes minták őslénytani vizsgálatát. A pannóniai s. l. medencekitöltő üledékek szekvencia-sztratigráfiai, szedimentológiai vizsgálata során a Duna–Tisza közén három alapfúrás (Kaskantyú, Bácsalmás, Jánoshalma) szekvencia-sztratigráfiai tagolását végeztük el, és az elkülönített szekvenciákat kompozit szeizmikus szelvényháló mentén medenceméretben korreláltuk. 11 szekvenciahatárt különítettünk el, amelyek közül hétnek a korát a Kaskantyú–2 fúrás paleomágneses adatai alapján állapítottuk meg. A Délkelet-Alföld területén regionális szeizmikus szelvényvonalat állítottunk össze, és megkezdjük a szelvény, valamint az erre eső fúrások feldolgozását. A Dráva-medence területén nemzetközi együttműködés keretében elkészítettük 3 megszekvencia vastagságtérképét.

A Körös-medence nagyvastagságú pleisztocén képződményeinek vizsgálata során a Szarvas, Dévaványa, Vésztő és Komádi alapfúrások korábbi alapadatainak újraértelmezése, illetve új mérési eredmények (mágneses szuszceptibilitás) alapján megállapítottuk, hogy az üledékösszetétel ciklusos felépítésű. Az üledékciklusokat a Föld keringési pályadataival, az excentricitás 100 ezer éves, illetve a tengelyferdeség 40 ezer éves ciklusaival korreláltunk, geometematikai módszereket is alkalmazva. Kidolgoztuk az üledékbeáramlás és a klímaváltozások kapcsolatának modelljét is. A korábbi mikromineralógiai adatok Cluster-analízis segítségével történt újraértékelése alapján pontosítottuk az üledékbeszállítási irányokat.

A Körös-medence vízkutató fúrásai alapján a nagyvastagságú negyedidőszaki alluviális rétegösszetétel medenceméretű korrelációját karotázis, egyedi fácies-értelmezések, illetve keresztirányú szelvénytörzsek segítségével végeztük el. Elkészítettük a terület negyedidőszaki képződményeinek fáciestérképét is.

A Körös-medence felszín közeli képződményeinek vizsgálata során kb. 4000 km²-nyi terület vízhalózat-elemzését végeztük el magas repülésszerű légi felvételek és digitális terepmodellek kiértékelése segítségével. A vonalas morfológiai elemek (paleomedrek, vízfolyások) alapján három jól elkülönülő, K–Ny-i csapású területet ismertünk fel: egy nagy medendekből álló zónát, valamint egy szövedékes és egy fonatos vízhalózáti rendszer egykori nyomait, amelyeket digitális

alaptérképen rögzítettünk. A zónák érintkezése nagy valószínűséggel tektonikus eredetű, ezt terepi neotektonikai mérések és szeizmikus szelvények fiatal töréseinek vizsgálata támasztotta alá.

Megkezdjük a Tiszainoka Ti–1 pleisztocén alapfúrás komplex szedimentológiai, őslénytani és paleoklimatológiai feldolgozását, anyagvizsgálatát.

A medenceperemi neotektonikai vizsgálatok témakörben ÉK-en az Érmelléken, Ny-on a Somogyi- és a Gödöllői-dombságban végeztünk neotektonikai méréseket és elemzéseket, amelyeket morfológiai megfigyelésekkel is kiegészítettünk. Megállapítottuk, hogy a peremi területek többfázisú neotektonikai folyamatok színterei. A kutatási téma keretében folytattuk a magyarországi krioturbációs jelenségek kritikai vizsgálatát. Az ország középső és keleti területein számos feltárás újvizsgálata alapján megállapítottuk, hogy a korábban krioturbációnak tartott üledékdeformációs bélyegek döntő része fiatal (negyedidőszaki) szeizmikus tevékenység hatására jött létre.

Tektonika és öskörnyezet

A kutatások 2003-ban a Mórággyi Gránitra és a neotektonikai módszertani tanulmányok elkészítésére koncentráltak, kapcsolódva a Bábaapáti térségében radioaktív hulladéklerakók végleges elhelyezésére irányuló kutatáshoz.

A Mórággyi Gránit tektonikája témakörben 2003-ban a terepi felvételek lezárásaként szerkezeti értelmezéseket, majd ennek nyomán jelentéseket készítettünk, egyrészt a 2002-ben lemélyült fúrásokról és kutatóárokokról. Külön jelentést készítettünk az észlelt és értékelt tektonikai jelenségekről „Jelenségkatalógus” címmel, majd elkészítettük a Mórággyi Gránitról eddig szerzett összes szerkezetföldtani adat alapján a tektonikai zárójelentést. Továbbfejlesztettük az ImaGeo magszkenner szoftvereit és megkezdjük az ImaGeo vágatszkenner fejlesztési munkálatait.

A neotektonika tárgykörében elkészítettük a “Neotectonic structures, morphotectonic elements of the Pannonian basin: problems, potential methods and some results” című módszertani tanulmányt.

Földtani térképezés

A térképezési program keretében lezárult a Vértes D-i és DK-i, valamint a Gerecse K-i előterének térképezése. A kézirat lezárásának fázisában van a Bükk hegység 1:50 000-es földtani térképének magyarózoja. A tervezett ütemezés szerint készül Magyarország 1:250 000 méretarányú fedett földtani térképének szerkesztése. Folytattuk a térképi és fúrás adatbázis építését, karbantartását. A Térképezési Főosztály munkatársai jelentős szerepet vállaltak a Bábaapáti (Üveg-hutai)-telephely felszíni földtani kutatásában. Részt vettünk a Líbia 1:250 000 méretarányú földtani térképezése programban.

Hegyvidéki térképezés

A Vértes és a Gerecse földtani térképezési programja keretében 2003-ban lezárult a Vértes D-i és DK-i, valamint a

Gerecse K-i előterének térképezése. Tovább folytatódott a korábban felvett területek szerkezetföldtani reambulációja. A Vértes 1:50 000-es méretarányú tájegységi földtani térképének magyarázója számára elkészült az oligocén és a miocén, a Gerecse magyarázója számára pedig az édesvízi mészkövek összefoglaló leírása.

A Bükk és előtereinek földtani térképezési programja keretében megtörtént a Bükk hegység 1:50 000-es tájegységi földtani térképmagyarázójának lektorálása és angol nyelvre történő fordítása. Tovább folytatódott a hegység Ny-i előterének földtani térképezése. Lezárult a Gömör–Bükk tájegység 1:100 000-es méretarányú földtani térképének szerkesztése és a kézirat lektorálása.

Megkezdődött a vulkanológiai térképezés a Visegrádi-, a Tokaji- és a Keszthelyi-hegység területén. Tovább folytatódott a neogén vulkanizmus őskörnyezeti rekonstrukciója a Bakony, a Balaton-felvidék és a Kisalföld területén.

A Mecsek és a Villányi-hegység földtani térképezési programja keretében elkészült a Mecsek 1:50 000-es tájegységi földtani térképének digitális változata.

Sík- és dombvidéki térképezés

A Mezőföld földtani térképezési programja keretében 2003 során lezárult a Dunaújváros jelű 1:100 000-es térkép-lap terepi felvétele.

Térképi adatbázis

2003-ban tovább folytattuk Magyarország 1:100 000-es méretarányú fedett földtani térképsorozatának szerkesztését. Befejeződött a Dunántúl, valamint Észak-Magyarország több hegyvidéki lapjának lektorálása és azt követő javítása. A Kisalföld területén lezárult a térképlapok egységesítése.

Folytattuk Magyarország 1:250 000-es méretarányú fedett földtani térképének szerkesztését a Dunántúli-középhegység, valamint a Bükk és az Aggtelek–Rudabányai-hegység területén. Kidolgoztuk a térkép jelkulcsát és a falitérkép makettjét.

Elkészült az ország egységes földtani jelkulcsának aktuális változata, valamint a hegyvidéki területek egységes térképi- és fűrészi adatbázisa.

Tovább folytattuk a Vértes és Gerecse 1:10 000-es felvételi és 1:25 000-es szerkesztett fedett térképlapok digitális feldolgozását.

A bátaapáti kutatások kapcsán elkészült a kutatási terület 3D földtani modellje.

Ásványinyersanyag-kutatás

Az ásványinyersanyag-kutatási program célkitűzéseit a régiókutatás feladataihoz kapcsolódóan valósítjuk meg. Az elmúlt év tevékenységének súlypontja az Észak-magyarországi és a Nyugat-magyarországi Régió volt, ahol az illetékes Területi Hivatalok közreműködésével lezárult a régiók nemfemes ásványinyersanyag-potenciáljának felmérése.

Alkalmazott földtani kutatás

Az alkalmazott földtani kutatási program környezetföldtani, agrogeológiai kutatásainak súlyponti területe Nyugat- és Észak-Magyarország volt. Folytatódtak a hagyományos alföldi környezetföldtani-agrogeológiai mintaterületi kutatások. A kidolgozott középtávú tervnek megfelelően folyik az ország környezetföldtani információs rendszerének fejlesztése, valamint a megyei környezetföldtani térképsorozatok készítése Észak-Magyarország és az Észak-Dunántúl területén.

Tovább fejlesztettük a Budapesti agglomeráció környezetföldtani, terület-felhasználási térképsorozatát. Az új rendszerű településgeológiai kutatásokat Debrecen városban és egyes budapesti kerületekben folytattuk.

Agrogeológiai, környezetföldtani és földtani természetvédelmi kutatás

Megszerkesztettük és digitálisan előállítottuk az L-33-23 (Csorna) jelű lap 1:100 000-es agrogeológiai és környezetföldtani térképeit 7 változatban. Elkészült az M-34-126 (Aggtelek) és az M-34-125 (Kelemér) 1:100 000-es lapok környezetföldtani térképváltozata. Megszerkesztettük a DK-Alföld áteresztőképességi térképeit. Megkezdtük a mezőföldi adatok agrogeológiai rendszerezését.

Elkészült a Bugaci-mintaterület agrogeológiai, környezetföldtani és öko-geológiai feldolgozása. Folyamatosan végeztük a Hortobágyi-mintaterületen 1995-ben, az Apajpusztai-mintaterületen 1997-ben és a Gödöllői-mintaterületen 2001-ben leemelt figyelmű kútjaink észlelését és vizsgálatát. Új talajvízmegfigyelő kutakat telepítettünk a Duna–Tisza köze szikes tavainál. Elvégeztük a Gödöllői-mintaterület vízkémiai értékelését a rendelkezésünkre álló adatok alapján, valamint az Abodi-mintaterület agrogeológiai feltárását. A talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer összefüggéseinek kutatása céljából 9 kisebb mintaterületet tártunk föl összesen 311 db sekélyfűréssal.

A környezet-geokémiai munkák során áttekintettük a magyar környezetvédelmi és hulladék-gazdálkodási jognak a nehézfémek (valamint az As és a B) háztartását szabályozó részeit; vizsgáltuk az abban előforduló ellentmondásokat. A gyöngyösorszi környezetszennyezésről rendelkezésünkre álló adatok alapján vizsgáltuk, hogyan reagálnak a növények a talaj növekvő színesfém-terhelésére. Megvizsgáltuk a gyöngyösorszi flotációs meddő hasznosításának lehetőségeit, és igazoltuk, hogy ez az anyag optimálisan használható a közép-magyarországi meszes-szikes talajok javítására.

A földtani természetvédelmi kutatások keretében folytattuk a földtani alapszelvények felvételét, állapotuk dokumentálását, az alapszelvények fotózását a Bükk hegységben, a Mecsekben, a Villányi-hegységben, valamint a Gerecsében.

A távérzékelési munkák keretében elkészült a Zagyva vízgyűjtőjének 1:50 000 méretarányú és a Tisza vízgyűjtő területének egyesített, 1:200 000 méretarányú digitális terepmodellje.

Magyarországi régiók földtani kutatása

Megkezdjük, illetve folytattuk az 1:100 000-es adatbázisok (földtani formációk közettani, mérnökgeológiai értékelése, a formációk nyersanyag-potenciáljának értékelése, a formációk szennyeződéssérkenységi értékelése) előállítását. Elkezdjük, és részben befejeztük a következő térképek megszerkesztését: Karsztos képződmények földtani térképe Nyugat-Magyarország és Észak-Magyarország területén, Ivóvízadó képződmények térképe Nyugat-Magyarországon, Észak-Dunántúlon és Észak-Alföldön, Nyugat-Magyarország, az Észak-Dunántúl és az Észak-Alföld talajvízmélység térképe.

Megkezdjük a Nyugat-magyarországi régió ásványi-nyersanyag-térképének és környezetföldtani állapot-térképének szerkesztését. Lektorálásra előkészítettük az Észak-magyarországi régió hasonló tartalmú térképeit. Elkészültek Komárom megye ásványi-nyersanyag- és környezetföldtani állapot-térképei.

Az egységesített 1:100 000-es földtani térképek digitális adatbázisát felhasználva elkészítettük az alföldi térképlapok és néhány észak-magyarországi térképlap digitális mérnökgeológiai változatait összevontan közös jelkulccsal.

A „Földtani formációk közettani és mérnökgeológiai értékelése 1:100 000-es méretarányban” c. téma keretében folytattuk az „OMAB-2” mérnökgeológiai térképsorozat szerkesztését segítő adatbázis építését a „Földtani formációk mérnökgeológiai szempontú vizsgálata” c. jelentések adatainak számítógépre vitelével.

A Természetvédelmi Hivatal Barlangtani Osztályától az előző években átvett és aktualizált barlangkataszter felhasználásával elkészítettük a Budai-hegység digitális barlangtérképét.

Elkészült Magyarország borvidékei és azok közzétípusai 1:500 000-es térképének kézirat.

Befejeztük a Kisalföld 1:100 000-es digitális földtani térképének összeszerkesztését és új jelkulcs szerinti átdolgozását.

Munkatervet készítettünk a szűken vett Kisalföld térképezését bemutató magyarázó kötet összeállítására, és megkezdjük a térképek következő 5 változatának átvitelét EOV rendszerbe. Összegyűjtöttük a korábbi években a térképekhez írt magyarázókat és megkezdjük egységesítésüket. Mélyfúrás adatbázist állítottunk össze.

Település-geológiai kutatás

A Budapesti Agglomeráció korábbi évben befejezett és lezárt 1:50 000-es méretarányú térképváltozatait (Földtani térkép, Vízföldtani térkép, Területhasznosítási térkép, Szennyeződéssérkenységi térkép) 1:100 000 méretarányúra szerkesztettük át, így lehetségessé vált a különböző változatok regionális áttekintése is.

Befejeztük Budapest XIV. kerület környezetföldtani térképsorozatát és a talajvízállapot-felvételét. Tovább folytattuk a Budapest VII. kerületben rendszeresen észlelt 58 db talajvízfigyelő kút adatainak feldolgozását. Elkezdjük a Budapest III. kerület környezetföldtani, építésalkalmassági

térképsorozatnak az előkészítését az 1975. után mélyült fúrások begyűjtésével.

Folytattuk Debrecen város környezetföldtani térképsorozatának előkészítését. Ennek keretén belül elkészült a megkutatottsági térkép (fúrásponttérkép) és a feltöltésvastagsági térkép a város déli területein is.

Vízföldtani kutatás

Vízföldtani kutatásaink célja az ország felszín alatti vízkészleteinek számbavétele és a változások nyomon követése. Ennek fontos eszköze a mintegy 200 db észlelőkút rendszeres mérése, az adatok összegzése, értelmezése, az adott területre vonatkozó áramlási és transzportmodell felállítása. Figyelemre méltó az országos átlagnál jelentősebb talajvízszint-csökkenés a Duna–Tisza közén és az Alföld középső részén. Az Alföld középső részének integrált hidrogeológiai értékelése témában befejeződött a vízminőségi adatbázis építése, valamint elkészült az áttekinthető földtani térmodell és az előzetes vízföldtani modell is.

Magyarország vízkészlet-változásainak dinamikus nyomon követése

Az Országos Vízföldtani Megfigyelő Hálózat keretén belül a 2003. évben is összesen mintegy 200 db észlelőkút rendszeres mérésére került sor az ország különböző pontjain. A számítógépes adatbázisba rendezett adatok szolgáltatása folyamatos a MÁFI kutató egységei, a főhatóságok, s meghatározott témákban a vízügyi igazgatóságok felé. Adatcserét folytatunk a Vituki Rt.-vel, s kapcsolódunk a vízbázisvédelmi programhoz. Tovább bővült az észlelőhálózati kutakra és azok közvetlen környékére vonatkozó földtani, hidro-geokémiai és vízrajzi adatok egységes adatbázisa.

Az észlelések értékelése során elvégeztük az ország különböző területeinek átfogó jellemzését, az Alföld több területén és a Szigetközben összehasonlító elemzéseket végeztünk, s részletesen vizsgáltuk mintaterületeinket a Duna–Tisza közén és a Közép-Alföldön. Elemeztük a Kincsesbányai depresszióban a visszatöltődés eredményeként jelentkező vízszintemelkedést.

A Duna–Tisza közén az országos átlagnál jelentősebb talajvízszint-csökkenési tendencia – amely a 80-as évek elején kezdődött – tovább folytatódott. A talajvízszint-csökkenés a Közép-Alföldön is észlelhető, s a rétegvizek szintjében is jelentős változások figyelhetők meg, elsősorban a jelentősebb víztermelések hatására. Az Alföld középső részén a hosszú távú vízszintváltozások, illetve azok térbeli és időbeli alakulásának értékelése a Vízügyi Igazgatóság által működtetett észlelőkutak adatainak figyelembevételével történt. A Szigetközben a talajvizek változásának tendenciája meglehetősen változatos képet mutat, és elsősorban a helyi vízföldtani adottságoktól függ. A rétegvizek és a termálvizek vízszintváltozása egyaránt a közeli víztermelések függvénye, a termálvizek esetében regionális nyomáscsökkenés jelentkezik, elsősorban a karsztos vízadóknál.

Integrált hidrogeológiai és hidrogeokémiai értékelések

A Délkelet-alföldi régióban az arzénos vizek genetikai értékelésének jelentőségét az ivóvizekre vonatkozó európai arzénos határérték várható bevezetése indokolja, amely a jelenlegi hazainál jóval szigorúbb előírást jelent. A Délkelet-alföldi régióban integrált értelmezéssel, áttekintő áramlási és transzportmodellezéssel, valamint víz-közet kölcsönhatás értékelésével határozzuk meg az arzénos vizek lehetséges eredetét. A vízminőségi adatbázis létrejöttét követően áttekintő földtani-térmodell és két méretre koncepcionális vízföldtani modellt, valamint egy áramlási és transzportmodellt készült a Dél-Alföld K–Ny-i regionális mélyszelevelében.

Az Alföld középső részének integrált hidrogeológiai értékelése témában befejeződött a vízminőségi adatbázis építése, valamint elkészült az áttekintő földtani térmodell és az előzetes vízföldtani modell is.

Budapest hévizeinek vízgeokémiai értékelése keretében koncepcionális modellt alakítottunk ki, s 2003-ban kiegészítettük korábbi adatbázisunkat. Elvégzett többletfeladatok: a karsztos és a nem párolgó talajvízes területekre kidolgozott, az éghajlati adatokból történő vízszint-szimuláció; a kőbányai hulladéklerakó rehabilitációs folyamatának vizsgálata; a sérülékeny vízbázisok vízföldtani vizsgálatai körébe tartozó vízbáziscsoport (Balpart I és II, valamint Dunakeszi) vízföldtani modellezési munkáinak előkészítő modellezése. A nagy folyóink allúviumának hidrogeológiai értékelése témában elkészült Buda első vízművének, a budaujlaki vízműnek az előzetes vízföldtani modellje a sérülékeny vízbázisok diagnosztikai vizsgálatának megfelelő formában.

Összefoglaltuk vizsgálatainkat hazai vizeink nitráttartalmának változásairól.

A Dunántúli-középhegység hidrogeológiai információs rendszere

A Dunántúli-középhegység mélybezöckent DNy-i, zalai részéről megszerkesztettük a prealbai felszín kifejlődését, s a felső-kréta összlet térbeli helyzetét bemutató térképeket 1:100 000-es méretarányban, s elkészítettük a térség 3D modelljét. A kutatások eredményeként egyértelműen kirajzolódott, hogy a Nagylengyel térségében húzódó, néhány km szélességű, ÉNy–DK-i irányú szerkezeti zóna elválasztja az ettől ÉK-re, illetve DNy-ra eső területrészeket, amelyek elkülönülő hidrodinamikai egységeket képeznek. E tény vízgazdálkodási és szénhidrogén-kutatási szempontból meghatározó jelentőségű.

A középhegység ÉK-i, kiemelt részén, a Vértesben és a Gerecsében folytatódtak a szokásos terepi mérések (vízhozam, vízhőmérséklet, vezetőképesség, pH), valamint a források mintázása makro- és mikroelem-, valamint stabilizotóp-vizsgálatra. Tovább folytatódott az adatbázisok építése, valamint a bauxitbányászattól átvett vízszintmegfigyelő-kutak mérése és értékelése. Folytattuk a 3D módszer kidolgozásának mintaterületül kiválasztott Héreg-tarjáni

medence térinformatikai rendszerének építését, s elkészítettük a vízföldtani szempontból lényeges felületek 3D megjelenítését.

A limnogeológiai kutatások keretében folytattuk a Balaton 1981–1999 közötti földtani kutatási eredményeinek összefoglalását. Elvégeztük a magyarországi nagy tavak — a Fertő-tó, a Velencei-tó és a Balaton — földtani és hidrológiai szakirodalmának kigyűjtését és kiértékelését, összefoglaltuk korábbi archív és saját kutatásaink eredményeit. Folytattuk a Balatoni Földtani Adatbázis felépítését.

Közszolgálati tevékenység

Országos Földtani Múzeum

A Múzeum látogatottsága hasonló volt a korábbi évekhez, gyűjteménye több ezer új darabbal gyarapodott. Jelentős épület-felújítás történt a Pécs–somogyi mintaraktárban.

A Múzeum leltározott állománya 2003-ban 4882 leltári tétellel gyarapodott, és ezzel a leltározott állomány 158 133 tétel. Jelentős új szerzemény a rudabányai azuritos malachit (vásárlás), valamint Mayer József, Horváth Anna és Reich Lajos hagyatéka.

A “Föld Napja” rendezvényen megnyitottuk a “Világító ásványok” állandó kiállítást, és felavattuk a Rotary RC Budapest-Budavár kezdeményezésére készült, a vakoknak szóló, az Intézet épületét ábrázoló domborművet. Időszakos kiállításon mutattuk be a Földtani Örökség Egyesület fotópályázatának anyagát, valamint Kriván Pál és Szónoky Miklós “Konkréciók” c. gyűjteményét. Nagy Szilvia szobrász az intézetnek ajándékozta “Cearadactylus” c. nagyméretű öslényszobrát.

Az intézetet és kiállításait 2003-ban 3215 fő látogatta meg. A fúrási magminteraktárból 2003-ban 34 fúrásból 460 magláda megtekintését igényelték. Jelentős felújítás történt a Pécs–somogyi mintaraktárban, ahol az életveszélyessé nyilvánított IV. épület tetőszigetelése több más épület felújításával együtt megtörtént. A szabadon tárolt fúrási magminták dokumentációs kigyűjtésével megszűnt a nyílt-színi tárolás.

Országos Földtani Szakkönyvtár

Könyvtárunk látogatottsága nőtt, szolgáltatásai bővültek. A Tihanyi-félszigetet ábrázoló régi térképeinkből sikeres kiállítást rendeztünk a Tihanyi Apátság Múzeumában.

A könyvtár alapvető feladata a tudományos kutatás elősegítése földtani szakirodalmi és információs szolgáltatásokkal, ennek megfelelően a Könyvtár részben szakkönyvtári, részben közszolgálati feladatokat lát el.

A könyvtár folyóirat-állománya 2003-ban 6500, a könyvek száma 250, a kéziratok és különlenyomatok 400, a térképállomány 500 leltári egységgel nőtt. A CD-állomány 43 darabbal gyarapodott.

A regisztrált olvasók száma 775 fő, amelyből az aktívak száma 566, ebből a külsők 311.

A Könyvtár jelenlegi állománya 364 600 leltári tétel. 2003-ban 31 000 leltári tételt használtak a látogatók, 15 000-et kölcsönzéssel.

Folyamatos volt a TINLIB és a GEOREF bibliográfiai adatbázisok adatfeltöltése. Sikeresen megrendeztük a 2. Földtudományi könyvárverést.

Kiadói tevékenység

A Kiadványszerkesztőség munkájának köszönhetően színvonalas kiadványok jelentek meg. Megújított borítóval jelent meg az Évi Jelentés 2000–2001 évekről szóló kötete, tovább csökkentve a több éves elmaradást.

Szerkesztőségünkben készült el líbiai térképezésünk dokumentuma, az Al Haruj al Abyad térképlap (1:250 000) és a hozzá tartozó magyarázó.

Az Intézet 2003-ban megjelent kiadványai

CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians, and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* 25, 209 p.

VÖRÖS, A. (ed.), BUDAI, T., LELKES, GY., KOVÁCS, S., PÁLFY, J., PIROS, O., SZABÓ, I., SZENTE, I. 2003: The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 55. 195 p.

A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001 (2003). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 205 p.

Az Intézetben készült, külső finanszírozású kiadványok:

PEREGI, ZS. (ed.), LESS, GY., KONRÁD, GY., FODOR, L., GULÁCSI, Z., GYALOG, L., TURKI, S. M., SUWESI, KH. S., SHERIF, K., DALUB, H. 2003: *Explanatory booklet. Geological map of Libya 1:250,000, Sheet: Al Haruj Al Abyad NG 33-8*. — Industrial Research Centre, Tripoli, 250+39 p.

TURKI, S. M., SUWESI, S. KH., PEREGI, ZS., LESS, GY., FODOR, L., GULÁCSI, Z., KONRÁD, GY., GYALOG, L., NÉMETH, K., SÍKHEGYI, F., SHARIEF, K. AL., DALUB, H., TAJOURI, A. AL., GERBI, A. AL., ABUZED, N., SWIH, A. AL., HAMBULA, M. 2003: *Geological map of Libya 1:250,000, Sheet: Al Haruj al Abyad. NG 33-8*. — MÁFI, Budapest – Industrial Research Centre, Tripoli.

CSONGRÁDI M. (szerk.) 2003: „Thyan, Thyan, Thian, Tyan, Tihan”: *A Tihanyi-félsziget a XV–XVII. század térképein – The Tihany Peninsula on the 15th–17th Century Maps – Die Halbinsel Tihany auf den Karten der 15.–17. Jahrhunderte*. — Nők a Balatonért Egyesület Kiskönyvtára 6, Balatonfüred, 28 p.

Az alaptevékenység végzését támogató egységek eredményei

Laboratórium

Közszolgálati tevékenységünk keretében laboratóriumi munkában a korszerűsítés érdekében és a létszámhiány kompenzálására jelentős műszerfejlesztést hajtottunk végre, részben pályázati támogatással, részben saját bevételek felhasználásával.

Az Intézet laboratóriumi tevékenységének döntő hányada a kutatási projektek anyagvizsgálati igényeinek kielégítésére, valamint alapkutatás jellegű feladatok ellátására irányul. Emellett a laboratórium feladata az Intézet külső szerződéses munkáinak, OTKA és egyéb pályázatainak, valamint külső megrendelők vizsgálati igényeinek kielégítése.

Az anyagvizsgálatokon túl a laboratórium alapkutatás jellegű tevékenységet is végzett. Ebbe a témakörbe tartozik többek között a hazai kőszén és más szervesanyag-tartalmú üledékes kőzetek szerves-kőzettani és izotóp-geo-kémiai vizsgálata; a dunántúli triász képződmények szerves-geo-kémiai kutatása; a természetes lebomlás tanulmányozása szénhidrogénnel szennyezett különböző kőzettani felépítésű talajokon; a főszelemek, arany és platinafémek, valamint egyéb nyomelemek meghatározása a recski porfirós rézércben, illetve rétegszilikátok finomszerkezetével kapcsolatos különféle vizsgálatok.

Megtörtént az előző évben pályázatokon nyert új nagyműszerek (JY ULTIMA 2C ICP-AES készülék, új gázkromatográf és lézeres szemcseelemző berendezés) beszerzése és üzembe állítása, valamint az Alapkutatási Főosztállyal együttműködve foto- és termolumineszcenciás labor kialakítása.

Informatika

A kutatási tevékenységet támogatja, a végtermék előállítását biztosítja az információ térinformatikai feldolgozása és a kartografált térképi anyag elkészítése.

Folyamatos informatikai szolgáltatást adtunk az Intézet egységei részére a következő témákban: térképek digitalizálása, térinformatikai adatbázisok építése, raszteres technikák alkalmazása, koordináták átszámítása, alfanumerikus adatbázisok építése, informatikai tanácsadás, nyomtatás, adatbázisok üzemeltetése és karbantartása, 1:250 000-es topográfiai alap kidolgozása.

Folyamatosan dolgoztunk az 1:100 000 méretarányú földtani térképsorozat kartografálásán és kiadásra történő előkészítésén.

Jelentősen előreléptünk a 3D felületek előállításában, a felületek közötti műveletek elvégzésében, levezetett térképek előállításában. Teszteltük a web alapú belső térképi szolgáltatás módszerét.

A hazai neotektonikai kutatásokhoz kapcsolódva DDM–10 digitális feldolgozást (élkiemelési eljárások, adatintegrálás, 3D megjelenítés) végeztünk a Körös-medence, a Gödöllői-dombság és a Kapos-völgy vidékén.

A líbiai földtani térképezési munkákhoz csatlakozva az ER–Mapper program képfeldolgozó módszereivel előkészítettük a terepi felvételhez szükséges előzetes földtani térkép Landsat TM űrfelvételeit, részt vettünk az előzetes kiértékelésben, valamint elvégeztük a már elkészült szelvény kartografálását és nyomdai előkészítését.

Intézményfenntartás

Az Intézet gazdasági, szakmai irányításának feladata a Kutatási Terv és a Működési Jelentés összeállítása, a kutatási projektek végrehajtásának segítése, a költségvetési tervezés és a költségvetési beszámoló elkészítése. A gazdasági és a szakmai irányítást az igazgató és helyettese végzi. Eredményes végrehajtását Koordinációs Iroda, humánpolitikus, jogi képviselő, PR- és külkapcsolati munkatárs segíti. Az Intézet számtalan tevékenységéből összeálló működése folyamatos, és mind szakmai, mind gazdasági téren eredményes volt. Az MSZ EN ISO 9001:2001 szabvány szerint megújult minőségirányítási rendszerünk.

Irányítás

Az intézet irányítása, szerteágazó szakmai és gazdasági tevékenységének koordinálása, eredményességének biztosítása, kapcsolatrendszerének fenntartása az igazgatási, titkársági, intézeti adminisztrációs feladatok ellátását, a szakmai és gazdasági tervezést, a humánpolitikát és munkaügyet, a hazai és nemzetközi kapcsolatok, a marketing és közönségszolgálat feladatait öleli fel.

Az Intézet gazdasági, szakmai irányításának legfontosabb feladatai a következők voltak: a 2002. évi költségvetési beszámoló elkészítése (az MGSZ Gazdasági Hivatalával közösen) a 2002. évről szóló beszámolók megtartása és értékelése, a 2003. évi gazdasági feladatok ellátása, a 2003. évi kutatási feladatok végrehajtásának segítése, a 2004. évi kutatási terv összeállítása, a 2004. évi költségvetési tervezés (az MGSZ Gazdasági Hivatalával közösen).

Az Intézet operatív irányításának feladatait a vezetés Koordinációs Iroda és Titkárság segítségével látja el. Az Iroda a Gazdasági Hivattal közösen bonyolítja le az Intézet kezelésében lévő ingatlanokkal kapcsolatos valamennyi ügyet, irányítja a biztonságtechnikai feladatok ellátását. A 2003. év egyik legjelentősebb feladata volt a Pécs–somogyi mintaraktár épületeinek felújítása (a sümegi ingatlan értékesítéséből befolyt bevételből finanszírozva) és a Szolnoki mintaraktár területén egy új csarnok építésének megkezdése.

A humán erőforrás-gazdálkodás keretében folyamatosan karbantartottuk az Intézet közalkalmazottainak személyi adatait tartalmazó adatbázisokat, személyi anyagokat. A kutatói állomány kor szerinti megoszlása a kívánatosnál alacsonyabb mobilitást igazolja (3. ábra).

Emelkedett a minősített kutatók száma (4. ábra). Az Intézet tudományos munkatársai közül 3 fő akadémiai doktori, 3 fő kandidátusi PhD Dr., 20 fő PhD Dr. és 15 fő egyetemi doktori tudományos fokozattal rendelkezik, 2 fő habilitált

egyetemi tanár. Felsőfokú iskolai végzettségű munkatárs 108 fő, a segéderők száma 50 fő. Másoddiplomával 19 fő rendelkezik. Középfokú, kettős szakképzettséggel 11 fő, idegennyelv-ismerettel 69 fő rendelkezik. Új belépő volt 3 fő, kilépő 11 fő, nyugdíjba vonult 6 fő.

2003. évben 6 fő részesült igazgatói dicséretben, 3 fő kapott igazgatói jutalmat. Az év folyamán „Földtani Intézetért Emlékérem” adományozásban részesült Jocháné Edelényi Emőke és Budai Tamás főosztályvezető.

Az adományozás indoklása a következő:

„Jocháné Edelényi Emőke kiemelkedő szakmai munkát végez, különösen a Dunántúli-középhegység karsztvíz-rendszereinek vizsgálata terén. Az Intézet érdekében kifejtett tevékenységével, személyes példamutatásával, közvetlenségével meghatározó egyénisége intézeti közösségünknek.”

„Dr. Budai Tamás, a Földtani Térképezési Főosztály vezetőjeként az Intézet egyik kiemelt alaptevékenységét irányítja kimagasló színvonalon. Szűkebb szakterületén (triász szekvenciasztratigráfia) nagyszámú közlemény szerzője. Egyéb, nagy jelentőségű intézeti munka kivitelezésében is aktív szerepet vállal. Feladatait magas szakmai színvonalon végzi és másokat is erre ösztönöz. Nyitottsága, segítőkészsége példaként szolgál az intézeti közösség számára.”

Oktatás

Oktatási tevékenységünk keretében az Intézet 2003-ban is biztosította az ELTE Regionális Földtani Tanszék működésének feltételeit. Az Intézet kutatói 2003-ban is folytatták aktív oktatói tevékenységüket az alábbi oktatási intézményekben: Eötvös Loránd Tudományegyetem, Miskolci Egyetem, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Debreceni Egyetem, Szegedi Egyetem, Szent István Egyetem, Veszprémi Egyetem.

Külkapcsolatok

A MÁFI a 2003. évben, a korábbi évek gyakorlatának megfelelően folytatta nemzetközi tevékenységét, azaz elsősorban az egyes projektek szintjén születtek döntések nemzetközi pályázatokban és rendezvényeken való részvételről, közös témák kidolgozásáról, tanulmányutak szervezéséről. A projektek és kutatók az intézeti pénzügyi lehetőségek korlátozott volta mellett továbbra is éltek több külső finanszírozási forrás bevonásának a lehetőségével (OTKA, Bantat Horst alapítvány, OM Mecenatúra pályázat, OM TÉT pályázat stb.).

A 2003. évi összesített adatok szerint 26 országban 147 fő 1235 napot töltött. A külföldi utak során 47 nemzetközi rendezvényen vettek részt kutatóink, többen több hónapos ösztöndíjas tanulmányokat folytattak.

Az év során megújítottuk az együttműködési egyezményt Ausztriával és Szlovákiával. A környező országok földtani intézeteivel együttműködési keretmegállapodást kötöttünk a határmenti digitális földtani térképi adatok cseréjéről. Az

Intézet 2002 szeptemberétől teljes jogú tagja az Euro GeoSurveys-nek, az igazgatót beválasztották a szervezet négytagú végrehajtó testületének (Executiv Committee) tagjai sorába. Folytattuk munkánkat a Forum of European Geological Surveys, a Central European Initiative, a European Science Foundation, a International Geoscience Programme és az International Union of Geological Sciences szervezeteiben.

Tudományos pályázatok

Továbbra is jelentős a pályázati tevékenységünk, többek között 25 OTKA és 3 EU pályázat megvalósítása van folyamatban. Az elnyert pályázatok nemcsak a kutatók szakmai felkészültségének, hanem az Intézet tudományos munkájának, nemzetközi elismerésének fontos mérői is.

A 2003. évi költségvetési és szakmai terv teljesítésében a korábbi éveknek megfelelően jelentős szerep jutott a hazai és külföldi pályázatoknak. Kiemelkedő volt a Széchenyi Terv Nemzeti Kutatási és Fejlesztési Programok projektjeiben történő eredményes részvétel (folyamatos munka). Ezek egy témában konzorciumvezető, kettőben pedig konzorciumi partner az Intézet.

Jelentős eredménynek tarjuk a különböző műszerpályázatokon elért eredményeket.

Fontosnak tartjuk, hogy a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium Környezetvédelmi Alap Célelőirányzata és az Oktatási Minisztérium Kutatásfejlesztési Helyettes Államtitkárság különböző pályázatain 2003-ben is eredményesen szerepeltünk. Az Országos Tudományos Kutatási Alap finanszírozta kutatások meghatározóak a pályázatok rendszerében. Legfontosabb pályázataink 2003-ban:

— Földtani monitoring-hálózat működtetése és az adatok értékelése a Szigetközben (Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium);

— Érzékenységi és sérülékenységi térkép készítése az Aggtelek–gömöri karszterületen (Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium);

— Földtani formációk elemtartalom-adatbázisa (Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium);

— Európai Unió pályázatok: Tisza folyó, NASCENT Bajkál-tó projektek.

Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások

Az alaptevékenység keretében végzett szolgáltatásainkat a megrendelők igénye szerint határidőre és magas szakmai színvonalon teljesítettük. A szolgáltatások árbevétele ebben az évben meghaladta a költségvetési előirányzat volumenét, ami az atomeróművi kis, és közepesaktívitású radioaktív hulladék végleges elhelyezésére irányuló felszíni földtani kutatás (Bátaapáti) keretében végzett eredményes munkánknak köszönhető. Intézetünk kiemelt alvállalkozóként bekapcsolódott a 2003-ban indult Bodai Aleurolit Formáció (BAF) kutatási programba.

Az Intézet feladata, hogy e szolgáltatási körben olyan összegű bevételt érjen el, amely fedezetet biztosít a közvetlen költségvetési támogatásból nem finanszírozható működési költségekre (illetmények, járulékok, üzemeltetés, beruházás).

Az intézet költségvetés által biztosított támogatásán kívül a kormányzat 530 millió Ft saját bevételt irányzott elő a 2003. évre. A teljesítés 773,3 millió Ft volt.

Az alaptevékenység keretében 2003-ban végzett szolgáltatások közül az alábbi szerződéses munkákat emeljük ki:

— az atomeróművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program, a bátaapáti (üveghutai) felszíni földtani kutatás és zárójelentésének elkészítése (Bátatom Kft.);

— a szénhidrogén-kutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése (Mol Rt.);

— a püspökszilágyi radioaktív hulladékokat feldolgozó és tároló kiegészítő vizsgálatához kapcsolódó térképezési munkák (Mecsekérc Rt.);

— közreműködés a Bodai Aleurolit Formáció kutatási tervének összeállításában a nagy aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló program keretében (Mecsekérc Rt.)

— Budapest, XIV. kerület környezetföldtani térképsorozata és a talajvízállapot-felvétele (XIV. ker. Önkormányzat).

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai 2003-ban*Az intézet vezető beosztású munkatársai*

Breznysnyánszky Károly dr.	igazgató	Jocha Károlyné (07. 01-től)	mb. főosztályvezető
Halmi János dr.	igazgatóhelyettes	Kordos László dr.	főosztályvezető
Nádor Annamária dr.	főosztályvezető	Kuti László dr.	főosztályvezető
Budai Tamás dr.	főosztályvezető	Tóth György (06. 30-ig)	főosztályvezető
Bartha András dr.	főosztályvezető	Turczy Gábor dr.	főosztályvezető

Az intézet munkatársai

Adámné Incze Szilvia	tudományos munkatárs	Hála József dr.	tudományos főmunkatárs
Alács Valéria	tudományos munkatárs	Hála Józsefné dr.	segédmunkás
Albert Gáspár	tudományos segédmunkatárs	Hámorné Vidó Mária dr.	tudományos főmunkatárs
Angyal Jolán	tudományos munkatárs	Havas Gergely	tudományos segédmunkatárs
Árvay Gábor	intézeti ügyintéző	Hegyiné Rusznyák Éva	intézeti ügyintéző
Balázs Regina	ügyviteli alkalmazott	Hermann Viktor	intézeti technikus
Balla Zoltán dr.	tudományos tanácsadó	Horváth István	tudományos főmunkatárs
Ballók Istvánné	tudományos munkatárs	Horváth Zsolt	intézeti technikus
Balóné Lehmayr Judit	intézeti technikus	Hózer Ferencné	intézeti technikus
Baráth Istvánné dr.	intézeti technikus	Illés Dezső	intézeti technikus
Barczikainé Szeiler Rita	tudományos munkatárs	Jakus Péter	tudományos főmunkatárs
Bátori Miklósné	intézeti laboráns	Jerabek Csaba	intézeti technikus
Bedő Gabriella dr.	tudományos munkatárs	Jocha Károlyné	tudományos főmunkatárs
Beke Zsuzsanna	intézeti laboráns	Jordán Győző	tudományos munkatárs
Benkő Levente	intézeti technikus	Jordánné Szűcs Andrea	tudományos munkatárs
Bertalan Éva dr.	tudományos főmunkatárs	Juhász Györgyi dr.	tudományos főmunkatárs
Bilszky Lászlóné	intézeti laboráns	Jusztin Sándor	segédmunkás
Bodnár Erika	tudományos munkatárs	Kákay Szabó Orsolya dr.	tudományos munkatárs
Branner Lászlóné	ügyviteli alkalmazott	Kardeván Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Budai Ferenc	intézeti technikus	Katona Gabriella	intézeti ügyintéző
Burjánné Majgut Vera	tudományos segédmunkatárs	Kazár Emese	tudományos munkatárs
Chikán Géza dr.	tudományos főmunkatárs	Kercsmár Zsolt	tudományos munkatárs
Császár Géza dr.	tudományos tanácsadó	Király Edit	tudományos munkatárs
Csereklei Erika	intézeti technikus	Kiss Károlyné	ügyviteli alkalmazott
Cserny Tibor dr.	tudományos főmunkatárs	Kókai András	tudományos főmunkatárs
Csillag Gábor dr.	tudományos főmunkatárs	Kollányi Katalin dr.	tudományos főmunkatárs
Csirik György	tudományos munkatárs	Koloszár László dr.	tudományos főmunkatárs
Csongrádi Jenőné dr.	tudományos főmunkatárs	Koroknai Balázs	tudományos munkatárs
Demény Krisztina	ügyviteli alkalmazott	Korpás László dr.	tudományos tanácsadó
Detre Csaba dr.	tudományos főmunkatárs	Kovács Pálffy Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Don György	tudományos munkatárs	Kónya Péter	kutatási asszisztens
Dudás A. Imre	tudományos munkatárs	Kuchen Zoltán	intézeti technikus
Farkas Jusztina	intézeti laboráns	Kutasi Géza	szakmunkás
Farkasné Bulla Judit	tudományos munkatárs	Laczkóné Őri Gabriella	ügyviteli alkalmazott
Fodor László dr.	tudományos főmunkatárs	Lajtos Sándor	intézeti technikus
Forián-Szabó Márton	polgári szolgálatos	Lelkes György dr.	tudományos főmunkatárs
Földvári Mária dr.	tudományos főmunkatárs	Less György dr.	tudományos főmunkatárs
Fügedi Péter Ubul	tudományos munkatárs	Madarász Istvánné	ügyviteli alkalmazott
Gál Nóra Edit dr.	tudományos főmunkatárs	Magyari Árpád dr.	tudományos főmunkatárs
Galambos Csilla	tudományos segédmunkatárs	Maros Gyula	tudományos munkatárs
Geller Péterné	intézeti technikus	Marsi István dr.	tudományos főmunkatárs
Golyháné Gáspár Anita	könyvtáros	Marsó Károly	tudományos segédmunkatárs
Gulácsi Zoltán	tudományos munkatárs	Matyikó Mónika	intézeti technikus
Gyalog László	tudományos főmunkatárs	Muráti Judit	tudományos segédmunkatárs
Gyuricza György dr.	tudományos munkatárs	Müller Tamás	tudományos munkatárs

Nagy László	ügyvivő-szakértő	Szabadosné Sallay Enikő	tudományos segédmunkatárs
Nagy Péter	tudományos munkatárs	Szabó Árpádné	intézeti laboráns
Nagy Tiborné	tudományos munkatárs	Szabó Lászlóné	intézeti ügyintéző
Németh András	intézeti technikus	Szalka Edit	intézeti technikus
Németh Károly dr.	tudományos főmunkatárs	Szegő Éva	tudományos munkatárs
Ollrák Attila	intézeti technikus	Szentpétery Ildikó dr.	tudományos főmunkatárs
Pálfi Éva	intézeti technikus	Szilágyi Ferenc	intézeti technikus
Palotás Klára	tudományos munkatárs	Szlepák Timea	könyvtáros
Papp Péter	tudományos munkatárs	Szócs Teodóra	tudományos munkatárs
Partényi Zoltánné	tudományos munkatárs	Szurkos Gábor	tudományos munkatárs
Paulheim Gáspár	intézeti ügyintéző	Tamás Gábor	intézeti technikus
Pelikán Pál	tudományos főmunkatárs	Thamóné Bozsó Edit dr.	tudományos főmunkatárs
Pentelényi Antal	tudományos munkatárs	Tiefenbacher Ildikó	intézeti ügyintéző
Pentelényi László	tudományos főmunkatárs	Tihanyiné Szép Eszter	intézeti technikus
Peregi Zsolt	tudományos főmunkatárs	Tisza András	tudományos segédmunkatárs
Piros Olga dr.	tudományos főmunkatárs	Tóthné Makk Ágnes dr.	tudományos főmunkatárs
Raincsák György	tudományos főmunkatárs	Tullner Tibor	tudományos főmunkatárs
Rálich Lászlóné dr.	tudományos munkatárs	Újháziné Kerék Barbara	tudományos munkatárs
Rezessy Attila	tudományos munkatárs	Unger Zoltán	tudományos munkatárs
Rotárné Szalkai Ágnes	tudományos munkatárs	Vácz Blanka	ügyviteli alkalmazott
Róth László	tudományos munkatárs	Vad Altanceceg	intézeti technikus
Sásdi László	intézeti technikus	Varga Renáta	intézeti ügyintéző
Scharek Péter dr.	tudományos főmunkatárs	Vargáné Barna Zsuzsanna	tudományos munkatárs
Selmezi Ildikó dr.	tudományos munkatárs	Vassné Hartyáni Zita	intézeti ügyintéző
Siegl Károlyné dr.	tudományos munkatárs	Vatai József	tudományos munkatárs
Síkhegyi Ferenc	tudományos főmunkatárs	Végh Hajnalka	intézeti technikus
Simonyi Dezső	intézeti ügyintéző	Vikor Zsuzsanna	intézeti technikus
Solt Péter	intézeti technikus	Vukánné Tolnai Judit	minőségügyi vezető
Sonfalviné		Wolfram Richard	intézeti alkalmazott
Szeibert Ildikó dr.	intézeti technikus	Zsámbok István	tudományos főmunkatárs

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak 2003. évi publikációs jegyzéke

Könyvek, cikkek, konferencia-absztraktok

- ALBERT, G. 2003: Geological modelling of low and intermediate level nuclear waste disposal. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17–20/06/2003, Proceedings, Volume 1*, pp. 21.
- ALBERT G. 2003: Háromdimenziós földtani modell szerkesztése egy kis és közepes aktivitású nukleáris hulladékok elhelyezését célzó tároló tervezett telephelyének környezetében. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13., előadáskivonatok*, pp. 33–34.
- ALBERT, G. 2003: Modelling of subsurface geological structures on a future disposal site of low- and intermediate-level radioactive waste. – *European Geologist. Journal of the European Federation of Geologists* 16, pp. 23–26.
- BABINSZKI E., SZTANÓ O., MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai-öblében: a Kállai Homok nyomfossziliái és szedimentológiai bélyegei. – *Földtani Közlemény*, 133 (2), pp. 363–382.
- BADA, G., FODOR, L., SACCHI, M., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F. 2003: Neotectonics and surface processes in the western Pannonian basin. – *Abstracts of the 4th Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Retezat Mts.*, pp. 38–39.
- BADA, G., FODOR, L., DUNAI, T., WINDHOFFER, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., SACCHI, M., TÓTH, L. 2003: Lithosphere dynamics and present-day deformation pattern in the Pannonian basin. – *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06–11/04/2003. – Geophysical Research Abstract 5*, p. 5772.
- BAJNÓCZI, B., DEMÉNY, A., KORPÁS, L. 2003: Stable isotope study in a weakly developed paleosol horizon in the Quaternary Várhegy travertine (Budapest, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 46 (2), pp. 149–160.
- BALLA Z., GYALOG L.: Kirándulásvezető. 2. nap (1. kirándulás), Bataapáti-Mórág. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13.*, 49 p.
- BÁLDINÉ BEKE M. 2003: A dunántúli eocén kőszénösszletek fedőképződményeinek rétegtana és paleoökológiája nannoplankton alapján. – *Földtani Közlemény*, 133 (2), pp. 325–343.
- BEGUN, D. R., KIVELL, T. L., KORDOS, L. 2003: New Miocene primate postcranial fossils from Rudabánya, Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology. Supplement* 3, pp. 63–64.
- BERTALAN, É., BARTHA, A., BALLÓK, M., VARGA-BARNA, ZS. 2003: The influence of experimental leaching conditions for the determinations of the soluble element content of soil and stream

- sediment samples. — *International Journal of Environmental Analytical Chemistry* 82, 11–12, pp. 771–784.
- BERTALAN, É., SZEKENI, Á., VARGA, I., VARGA-BARNA, ZS. 2003: Analysis of human liver samples: ultrasonography and trace element content of the liver in chronic diffuse liver disease (L65). — *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropogenic and Remote Areas, Venice, Italy, Abstract Book*, CAROLI, S., FERRERI, C. (eds), ISSN 0393-5620, ISTISAN Congressi 03/C3, p. 90.
- BÉLAVÁRI, CS., ANDRÁSI, E., MOLNÁR, ZS., BERTALAN, É. 2003: Determination of alkali metals in control and AD brain samples by different techniques (L59). — *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropogenic and Remote Areas, 2003, Venice, Italy, Abstract Book*, CAROLI, S., FERRERI, C. (eds), ISSN 0393-5620, ISTISAN Congressi 03/C3, p. 84.
- BODNÁR, E. 2003: Environmental inventory of the active and abandoned gravel mine sites in the vicinity of Budapest (Hungary). — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17–20/06/2003, Proceedings, Volume 2*, pp. 710–711.
- BODNÁR E. 2003: Negyedidőszaki kavicsüledékek hasznosításának tájképi hatása Kiskunlacháza környékén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 75–81.
- BOHN-HAVAS, M. 2003: A magyarországi paleogén holoplanktonikus gastropodák sztratigráfiai jelentősége. — *Földtani Közöny* 133 (3), pp. 433–436.
- BOHN-HAVAS, M., LANTOS, M., SELMECZI, I. 2003: Dating of the Tertiary “Pteropoda Events” in Hungary by magnetostratigraphy. — *Mineralia Slovaca 1/35/2003, XVIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Post-Congress Proceedings*, pp. 45–49.
- BOHN-HAVAS M., LANTOS M., SELMECZI I. 2003: Magyarország terciér pteropoda „eseményeinek” magnetosztratigráfiai korrelációja. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc, 2003. május 8–10.* Abstracts, p. 8.
- BOHN-HAVAS, M., LANTOS, M., SELMECZI, I. 2003: Tertiary „Pteropoda Events” in Hungary: Bio- and magnetostratigraphy. — *The Fourth Romanian Symposium on Paleontology, 2003, Sept. 5–7, Cluj-Napoca*, Abstracts Volume, in ed. CODREA, V., DICA, P. pp. 9–10.
- BÖRCSÖK P., SÁSDI L. 2003: A mélység vonzásában (kutatási eredmények a Canin-platón). — *Földgömb*, 2003. 03–04, pp. 48–59.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Changing geology in Central and Eastern Europe. — In: “Changing geology.” Geological Survey of Finland, October 23, 2003. Abstracts, p. 10.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Előszó-Preface-Vorwort. — In: „Thyan...” A Tihanyi-félsziget a XV-XVII. század térképein. Balatonfüred, pp. 3–5. (Nők a Balatonért Egyesület Kiskönyvtára 6.)
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2000. évi tevékenységéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 7–25.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2001. évi tevékenységéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 47–62.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A magyar geológia a XIX. században.— In: HÁLA J., ROMSICS I. (szerk.) 2003: „A legnagyobb magyar geológus”. Szabó József-életrajzi emlékkönyv (Tanulmányok). (Kalocsai Múzeumi Értekezések). — Kalocsai Múzeumbárátok Köre, Kalocsa, pp. 11–22.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Vendégköszöntő, a MÁFI környezetvédelmi munkássága. — *12. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi Napok, Budapest, 2003. 02. 26–28.*, p. 2.
- BREZSNYÁNSZKY K., BODOKY T. 2003: A Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kutatási programja 2001–2003. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 27–45.
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J., HALMAI J., HÁMOR T. 2003: Európai integráció a környezetgeológiában.— In: MESKÓ ATTILA (szerk.): *Európai uniós csatlakozás és földtudomány*. MTA Társadalomkutató Központ, Budapest, pp. 13–36.
- BUDAI T. 2003: Csavarvonalak. — *Természet Világa* 134 (4), p. 173.
- CHIKÁN, G. 2003: Handling of abandoned quarries in Hungary. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17–20/06/2003, Proceedings, Volume 1*, p. 100.
- CHIKÁN G. 2003: New maps of Southern Transdanubian Mountains (Hungary). — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17–20/06/2003, Proceedings, Volume 1*, pp. 34–35.
- CHIKÁN G. 2003: A nyugat-mecseki neogén kavicsüledékek genetikája és hasznosítási lehetőségeik. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 101–105.
- CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., DINU, C., STEPHENSON, R., BERTOTTI, G., BADA, G., MATENCO, L., GARCIA-CASTELLANOS, D., TEC- TOP (ANDRIESEN, P., WORTEL, R., SPAKMAN, W., MOCANU, V., LANGEREIS, C., KRIJGSMAN, W., FOKKEMA, J., DRYKOONINGEN, G., AMBROSIUS, B., NEUBAUER, F., FODOR, L., DUNAI, T., WILLINGSHOFER, E., NÁDOR, A., LEEVER, K., TARAPANCA, M., PANEA, I., VASILIEV, I., PAICU, G., VAN DE HOEVEN, A., KNAPP, J., DIACONESCU, CC., FREIMULLER ST.) 2003: Probing Tectonic Topography in aftermath of continental Convergence in Central Europe. — *EOS* 84, 10, pp. 89, 93.
- CSÁSZÁR G. 2003: Kisújványa, útbevágás, breccsapad (Magyaregregyi Konglomerátum) és Hidasivölgyi Márga. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13.*, kirándulásvezető, 3. nap (2. kirándulás), Keleti-Mecsek-Boda, pp. 16–19.
- CSÁSZÁR G. 2003: Magyaregregy, Mária-völgy bejárata, Magyaregregyi Konglomerátum. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13.*, kirándulásvezető, 3. nap (2. kirándulás), Keleti-Mecsek-Boda, pp. 7–9.
- CSÁSZÁR G. 2003: Olaszfalu, Eperjes-hegy. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2003. május 8–10. Zirc, Abstracts*, pp. 35–40.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians, and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* 25, Budapest, 209 p.
- CSÁSZÁR G., HARANGI SZ. 2003: Mária-völgy, Somosi-csörge elágazás, oxfordi kovás mészkő (Fonyászó Mészkő Formáció) és vulkáni törmelékes mészkő. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13.*, kirándulásvezető, 3. nap (2. kirándulás), Keleti-Mecsek-Boda, pp. 12–14.
- CSÁSZÁR G., HAAS J., NÁDOR A. 2003: Klímaváltozások a Föld történetében. — *Természet Világa*, 134 (9), pp. 389–395.
- CSÁSZMA, I., ANDRÁSI, E., LÁSZITTY, A., BERTALAN, É., GAWLIK, D. 2003: Determination of Mo and Mn in human brain samples by different techniques. — *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18 (9), pp. 1082–1087.
- CSERNY T., PRÓNAY ZS. 2003: Limnogeológiai vizsgálatok a Gyöngyösorszi Ipari Vízterelőzónán. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 189–205.

- CSIRIK, GY., SCHAREK, P. 2003: Mineral resource map (1:100 000) of Borsod-Abaúj-Zemplén county (Northern Hungary). – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume I*, pp. 30.
- CSONGRÁDI M. (szerk.) 2003: „Thyan, Thyan, Thian, Tyan, Tihan”: A Tihanyi-félsziget a XV-XVII. század térképein – *The Tihany Peninsula on the 15th-17th Century Maps – Die Halbinsel Tihany auf den Karten der 15.-17. Jahrhunderte*. – Nők a Balatonért Egyesület, Balatonfüred, 28 p. – (Nők a Balatonért Egyesület Kiskönyvtára 6.)
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., SZTANO, O., B. VAN VLIET LANOE, MUSITZ, B., BERGERAT, F., MANSY, J-L. 2003: Neotectonics of the Somogy Hills (Part II.): Evidence from seismic sections. – *The Fourth Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Geodynamic and Tectonic Evolution of the Carpathian Arc and its Foreland: Environmental Tectonics and Continental Topography*, Abstract Book, pp. 45–46.
- DADCI, L., TYLER, G., COSNIER, A., VELASQUEZ, S., BARTHA, A., BALLÓK, M. 2003: Trace analysis of hydride forming elements and other elements by ICP-AES in complex samples. – *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropic and Remote Areas, Venice, Italy*, Abstract Book, CAROLI, S., FERRERI, C. (eds.), ISSN 0393-5620, ISTISAN Congressi 03/C3, p. 24.
- DEAN, M. C., BEGUN, D. R. REID, D. R. NARGOLWALLA, M. C., KORDOS, L. 2003: Dental Development in Anapithecus. – *American Journal of Physical Anthropology, Supplement 36*, p. 85.
- DOBES, P., MAROS, GY., PALOTÁS, K., KOROKNAI, B., SALLAY, E. 2003: Fracture analysis and fluid inclusion planes in PTP-3 borehole at Podlesi granite stock (Krusné hory Mts., Czech Republic). – *European Current Research On Fluid Inclusions, Budapest, Hungary, 5-7/06/2003, Abstracts*. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series 2*, pp. 52–53.
- DON, GY. 2003: Mapping the Permian-Triassic (P/TR) Boundary in Hungary. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume 2*, p. 662.
- FEDOR, F., HÁMOR-VIDÓ, M. 2003: Statistical analysis of vitrinite reflectance data – a new approach. – *International Journal for Coal Geology 56*, 3–4, pp. 277–294.
- FODOR L., KOROKNAI B. 2003: Többfázisú gyűrődés a hidvérgárdói Nagy-kőn (Tornai-egység, ÉK-Magyarország). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 133–141.
- FODOR, L., MÁRTON, E. 2003: The role of rotation in the Tertiary structural and stress field evolution of the Pannonian-Carpathian-East Alpine-North Dinaridic domain. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae 35*, pp. 94–95.
- FODOR L., KOROKNAI B., BALOGH K., DUNKL I., HORVÁTH P. 2003: A Dunántúli-középhegységi-egység („Bakony”) takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján. – *Földtani Közönlöny 133* (4), pp. 535–546.
- FODOR, L. BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., SÍKHEGYI, F., LEÉL-ÖSSY, SZ., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F. 2003: Neotectonics of the Pannonian basin II: interplay between deformation and landscape evolution. – *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11/04/2003*. – *Geophysical Research Abstract 5*, p. 9671.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., SÍKHEGYI, F., PALOTÁS, K., LEÉL-ÖSSY, SZ., CLOETHING, S., HORVÁTH, F. 2003: Interplay between Neotectonic deformation and landscape evolution of the Pannonian basin. – *Abstracts of the 4th Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Retezat Mts.* pp. 46–47.
- FODOR, L. BALOGH, K., DUNKL, I., PÉCSKAY, Z., KOROKNAI, B., TRAJANOVA, M., VRABEC, MIR., VRABEC, MAR., HORVÁTH, P., JANÁK, M., LUPTÁK, B., FRISCH, W., JELEN, B., RIFELJ, H. 2003: Structural evolution and exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae 35*, pp. 118–119.
- FODOR, L. and POSIHU Research Group (ZUPANCIC, N., MÁRTON, E., TRAJANOVA, M., PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., KOROKNAI, B., DUNKL, I., HORVÁTH, P., VRABEC, MIR., VRABEC, MAR., HORVÁTH, A., JELEN, B., RIFELJ, H.) 2003: Miocene exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia (Alpine-Pannonian transition). – *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11/04/2003*. – *Geophysical Research Abstract 5*, p. 11.814.
- FORIÁN-SZABÓ, M. 2003: Deformation patterns and strain analysis on anchimetamorphic rocks of the Bükk Mts. (NE Hungary). – *VIIth Alpshop Workshop Sopron, Hungary*. Abstracts. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica*, vol. 35, p. 69.
- FORIÁN-SZABÓ M., KOVÁCS S., PELIKÁN P. 2003: Sirok, Kis-Várhegy, köfajtó. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31, Kirándulásvezető*, pp. 11–12.
- FÖLDVÁRI M., BERNER, ZS., STÜBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quarternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomod-Leshegy). – *Acta Geologica Hungarica 46* (2), pp. 195–204.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P., PÉCSKAY Z., HOMONNAY Z. 2003: Structural investigation of mica minerals with the object of suitability for K/Ar radiometric dating. – *The 5th Symposium Baia Mare Branch of the Geological Society of Romania*, Abstract kötet p. 12.
- DEBRECZENI B.-NÉ, KUTI L., MAKÓ A., MÁTÉ F., SZABÓNÉ KELE G., TÓTH G., VÁRALLYAY GY. 2003: A D-e-Meter földminősítési viszonzszámok elméleti háttere és információtartalma. – *„Földminősítés és földhasználati információ” c. konferencia kiadványa, Keszthely*, pp. 23–37.
- GAÁL Z., DEBRECZENI B.-NÉ, KUTI L., MAKÓ A., MÁTÉ F., NÉMETH T., NIKL I., SPEISER, F., SZABÓ B., SZABÓNÉ KELE G., SZAKADÁT I., TÓTH G., VASS J., VÁRALLYAY GY. 2003: D-e-Meter az intelligens környezeti földminősítő rendszer. – *„Földminősítés és földhasználati információ” c. konferencia kiadványa, Keszthely*, pp. 3–21.
- GÁL N., MURÁTI J. 2003: Források felmérése a Vértes- és a Gerecse hegységekben. – *Abstract. Konferencia a felszín alatti vizekről. Balatonlelle*, p. 6.
- GYALOG L. (szerk.) 2003: Előadáskivonatok. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11-13.*, 39 p.
- GYALOG L., BALLA Z., HAVAS G., TURCZI G., ALBERT G. 2003: A földtani dokumentálás új módszerei az üveghutai kutatásban. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete. Bataapáti, 2003. 09. 11-13.*, Előadáskivonatok, pp. 31–32.
- GYALOG L., CSÁSZÁR G., HARANGI SZ., KONRÁD GY. 2003: Kirándulásvezető, 3. nap (2. kirándulás), Keleti-Mecsek-Boda. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11-13.*, 36 p.

- GYALOG, L., TURCZI, G., SIKHEGYI, F., BUDAI, T., KAISER, M., BARCZIKAY-SZEILER, R., MAIGUT, V. 2003: The 1:100.000 GIS-based geological map database of Hungary. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume 2.*, pp. 528–529.
- GYURICZA GY., PIROS O., SZILÁGYI F., SALAMON G. 2003: Baradla-barlangrendszer. – In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 26–36.
- HÁLA J. 2003: *Hogyan gyűjtötték elődeink? Néhány fejezet a magyar néprajztudomány történetéből*. – Mentor Kiadó, Marosvásárhely, 321 p.
- HÁLA J. 2003: Szabó József észak-amerikai utazásának tudományos eredményei. – In: HÁLA J., ROMSICS I. (szerk.) 2003: *„A legnagyobb magyar geológus”. Szabó József-emlékkönyv (Tanulmányok)*. (Kalocsai Múzeumi Értekezések) – Kalocsai Múzeumbarátok Köre, Kalocsa, pp. 125–133.
- HÁLA J. 2003: Szabó József olaszországi utazásai és kapcsolatai. – In: HÁLA J., ROMSICS I. (szerk.) 2003: *„A legnagyobb magyar geológus”. Szabó József-emlékkönyv (Tanulmányok)*. (Kalocsai Múzeumi Értekezések). – Kalocsai Múzeumbarátok Köre, Kalocsa, pp. 117–124.
- HÁMOR G. 2003: Nekrológ. Kéri János emlékére. – *Földtani Közöny*, 133 (4), pp. 585–592.
- HÁMOR, T., HALMAI, J. 2003: Competing land-uses and the mineral extractive industries: a legislation review. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume 2.*, pp. 688–689.
- HÁMOR-VIDÓ M., ZAISTEVA, L., IVANOVA, A., PÁPAY L. 2003: Comparative assesment of peat forming environments on Late Miocene-Pliocene lignites in Hungary and Ukraine. – *55th Meeting of the International Committee for Coal and Organic Petrology Utrecht, the Netherlands. Programe & Abstracts*, p. 31.
- HERNÁNDEZ SILVA, G., SCHAREK HÓDI, P., 2003: Environment geological mapping of some heavy metals content in soils and sediments in two hydrological sub-basins in Mexico. – *Proceedings GeoMin 2003, La Habana, Cuba, TGMMA09*. p. 380.
- HETÉNYI, M., BRUCKNER-WEIN, A., SAJGÓ, CS., HAAS, J., HÁMOR-VIDÓ, M., SZÁNTÓ, ZS., TÓTH, M. 2003: Variations in organic geochemistry and lithology of a carbonate sequence deposited in backplatform basin (Triassic, Hungary). – *Organic Geochemistry* 33 (12), pp. 1571–1591.
- HORVÁTH I., SZÓCS T., FÜGEDI U., FÖRIZS I., MOLNÁR P. 2003: Budapest hõvizsgálata (helyzetkép Budapest levegõszennyezettségérõl). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 65–73.
- HOXHA, J., DIMO, L., CARA, F., KALAJA, F., SCHAREK, P. 2003: The studies and geo-environmental mappings in Albania. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume 1*, pp. 78–80.
- HÖFER, A., HESSE, K., GMÉLING, K. BREITKREUZ, C., HARANGI, SZ., MARTIN, U., NÉMETH, K. 2003: Palaeoenvironmental reconstruction of the Southern Visegrád Mountains (Hungary) ont he basis of volcanoclastic facies. – *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003, Abstract book*, p. 80.
- JÁMBOR Á., KÓKAY J., LELKES GY., SELMECZI I., SZEGÕ É. 2003: A Mányi-medence neogénjének újabb vizsgálati eredményei. – *6. Magyar Őslénytani Vándorgyûlés, Zirc - Program, előadás-kivonatok, kirándulásvezetõ*, pp. 15–16.
- JORDAN, G., CSILLAG, G. 2003: A GIS framework for morphotectonic analysis – a case study. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume 2.*, pp. 516–519.
- JORDÁN, GY., CSILLAG, G., SZÜCS, A., QVARFORT, U. 2003: Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of Kali Basin, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 47 (2), pp. 145–169.
- JORDÁN, GY., RUKÉZO, G., FÜGEDI, U., CARRANZA, E. J. M., SOMODY, A., VEKERDY, Z., SZEBÉNYI, G., LOIS, L. 2003: Environmental impact of metal mining on catchment drainage in the historic mining area of Reck-Lahóca mines, Hungary. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003, Proceedings, Volume 2.*, pp. 713–714.
- JUHÁSZ GY. 2003: A Körös-medence pleisztocén képzõdményeinek fáciesvizsgálata és õskörnyezeti rekonstrukciója. – *Földtani Közöny*, 133 (4), pp. 515–534.
- JUHÁSZ, GY., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á. 2003: Sequence stratigraphy and sedimentology of a thick Quaternary alluvial succession in a continental interior basin, E Hungary. – *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17-19/09/2003, Abstract book*, p. 90.
- JUHÁSZ, GY., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á. 2003: Stratigraphic architecture and sequence stratigraphy of long-term fluvial records in a continental interior basin, E Hungary. – *XVI INQUA Congress, 23-30/07/2003, Reno, Programs with Abstracts*, p. 167.
- JUVONEN, R., L. SOIKKELI, L., LAKOMAA, T., BARTHA, A., BERTALAN, É., BALLÓK, M. 2003: Comparison of recoveries by lead fire assay and nickel sulphide fire assay in the determination of gold, platinum group elements and rhenium in sulphide ore samples. MP 12. – *Geoanalysis 2003, Rovaniemi, Finland, Abstract*, p. 25.
- KALMÁR, J., KUTI, L. 2003: Geological conditions of the natural reclamation of the mine tailings and dumps. – *International colloque „Preservation and ecological restoration in tropical mining environments”, Nouméa*, Abstract. p. 86.
- KALMÁR J., SZURKOS G. 2003: Óholocén erdõtálatáthalmozás a Hernád folyó üledékeiben, a Szikszói-mintaterületen. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1997-1998/I-II*, pp. 177–182.
- KALMÁR J., SZURKOS G., KOVÁCS-PÁLFY P. 2003: Üledékképzõdés és közettéválás a dél-budai Kiscelli Agyag Formációban. A IV. sz. metrõ nyomvonalán mélyült fûrásokban. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 107–123.
- KARDEVÁN, P., VEKERDY, Z., RÓTH, L., SOMMER, S., KEMPER, T., JORDÁN, GY., TAMÁS, J., PECHMANN, I., KOVÁCS, E., HARGITAI, H., LÁSZLÓ, F. 2003: Outline of scientific aims and data processing status of the first Hungarian hyperspectral data acquisition flight campaign, HySens 2002 Hungary. – *Proceedings of the 3rd EARSeL Workshop on Imaging Spectrometry, Hersching, Germany*.
- KAZÁR, E. 2003: Miocén fogascet-leletek (Cetacea: Odontoceti) a Kárpát-medencében [Miocene toothed whales (Cetacea: Odontoceti) in the Carpathian Basin]. – *PhD disszertáció, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*.
- KAZÁR, E., VREMIR, M., CODREA, V. 2003: Sarmatian (Middle Miocene) dolphin remains from the Iris Quarry of Cluj-Napoca. – *The Fourth Romanian Symposium on Paleontology, Cluj-Napoca, Romania*, Abstract, pp. 32–33.
- KAZÁR E., VENCZEL M. 2003: Kentriodontid remains (Cetacea: Odontoceti) from the Middle Miocene of the of Bihor County, Romania. – *Nymphaea, Folia naturae Bihariae* 30, pp. 39–66.

- KERCSMÁR, Zs. 2003: Late Lutetian synsediment tectonic activity on the NE part of the Transdanubian Range (Tatabánya Basin, Vértes Mts., Hungary). — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17-19/09/2003, Abstract book*, p. 94.
- KERCSMÁR Zs. 2003: A Tatabányai-medence késő-lutéciai üledékképződését közvetlenül megelőző tektonikai esemény bizonyítékai (bioperforált vetősíkok). — Abstract, *EMT Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Zilah 2003*, p. 56.
- KERÉK, B., KUTI, L. 2003: The environmental and agrogeological evaluation of the sandy steppe at the Danube–Tisza Interfluvium, Hungary. — *Bulletin of the Fifth International Conference on the Geology of the Middle East, Cairo, Egypt*, pp. 409–416.
- KIRÁLY E., TÖRÖK K. 2003: Magmatic garnet in deformed aplite dykes from the Mórággy granitoid, SE-Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 46 (3), pp. 239–254.
- KIRÁLY E., KOROKNAI B., GULÁCSI Z. 2003: A Mórággyi Gránit magmás és metamorf fejlődéstörténete. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bábaapáti, 2003. 09. 11-13., előadáskivonatok*, pp. 6–7.
- KISS, A., FODOR, L. 2003: Brittle structures of the Bakony Hills, western Hungary: constraints from paleostress analysis and local structural mapping. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestensis de Rolando Eötvös Nominatae* 35, 92–93.
- KITCHKA, A. A., HÁMOR-VIDÓ, M., MATCHOULINA, S. A., POLETAEV, V. I. 2003: Bitumen occurrences in Visean porcelanites of the Mississippian (Lower Carboniferous) carbonate platform, SW Donets Basin. — *XV. International Congress on Carboniferous and Permian stratigraphy, Utrecht, The Netherlands*. Abstracts, pp. 273–275.
- KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BALDINÉ BEKE M., LANTOS M. 2003: Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata. — *Földtani Közlemények* 133 (1), pp. 69–90.
- KORDOS L. 2003: Baltavár és a felső-miocén globális környezetváltozás. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés*. Program, kirándulásvezető, előadáskivonat, Zirc, p. 19.
- KORDOS L. 2003: Barlangjaink élővilága. — In: GLATZ F. szerk. *Magyar Tudománytár III., Növény, állat, élőhely*. Kossuth Könyvkiadó, Budapest, pp. 292–294.
- KORDOS L. 2003: Dinoszaurusz a Skorpió jegyében. — *Magyar Tudomány*, 2003 (12), pp. 1592–1600.
- KORDOS L. 2003: Fogadó a háromujjú őslóhoz. — *National Geographic Magyarországon*, 1 (2003. május), p. 10.
- KORDOS L. 2003: Fúrás magmák kezelése a Magyar Állami Földtani Intézetben. — *Földtani Kutatás* 39 (3), pp. 19–21.
- KORDOS L. 2003: A Kárpát-medence emlősfajájának kialakulása. — *Ezredforduló* 2003 (1), pp. 31–34.
- KORDOS L. 2003: A Kárpát-medence emlősfajájának kialakulása. — In: GLATZ F. (szerk.): *Magyar Tudománytár III., Növény, állat, élőhely*. Kossuth Könyvkiadó, Budapest, pp. 120–128.
- KORDOS L. 2003: A macskafélék evolúciója. — *Vadon* 2003 (3), pp. 16–19.
- KORDOS L. 2003. *Sárkányvíkok* (2. kiadás). — Pannon Literatura, Kisujszállás, 64 p.
- KORDOS L. 2003: Változó klíma - változó élővilág. — *Vadon* 2003 (5), pp. 14–19.
- KORDOS, L., BEGUN, D. R. 2003: Felső-tárkány, a middle Miocene catarrhine locality in Central Europe. — *American Journal of Physical Anthropology, Supplement*, 36, p. 132.
- KORDOS L., KAZÁR E. 2003: A Kárpát-medence tengeri ősemelősei, I. rész. — *Élet és Tudomány* 2003 (51–52), pp. 1626–1828.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., NÉMETH, T. 2003: Alpine structural and metamorphic evolution in the Uppony and Szendrő Paleozoic (NE Hungary): consequences from two new chloritoid schist occurrences. — *VIIth Alpshop Workshop Sopron, Hungary*. Abstracts. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica*, vol. 35, pp. 56–57.
- KOROKNAI, B., MAROS, GY., PALOTÁS, K., KIRÁLY, E. 2003: Ductile tectonic evolution of the Mórággy Granite Complex (SW Hungary): a puzzle of the Variscan orogeny in Central Europe. — *VIIth Alpshop Workshop Sopron, Hungary*. Abstracts. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica*, vol. 35, pp. 70–71.
- KORPÁS, L. 2003: Basic pattern of Quaternary travertine: a review with special regard to the Hungarian deposits. — *Acta Geologica Hungarica* 46 (2), pp. 131–148.
- KORPÁS, L. 2003: Preface to the volume „Travertine”. — *Acta Geologica Hungarica* 46 (2), pp. 129–130.
- KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M., FÖLDVÁRI M., KORDOS L., KROLOPP E., STÜBEN D., BERNER Zs. 2003: A budai Vár-hegy édesvízi mészkővének szedimentológiája, kronológiája és paleokarszt fejlődése. — In: VERESS MÁRTON (szerk.): *Karsztfelődés, VIII. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, pp. 81–105.
- KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M., FÖLDVÁRI M., KORDOS L., KROLOPP E., STÜBEN, D., BERNER, Zs. 2003: Genetic models of quaternary travertines. An integrated case study from Hungary. — *V. Congreso Cubano de Geología y Minería Geología del cuaternario geomorfología y carso. Havana*. Abstract kötet GOGC-92
- KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M., FÖLDVÁRI M., KORDOS L., KROLOPP E., STÜBEN D., BERNER Zs. 2003: Genetic models of Quaternary travertines. An integrated case study from Hungary. — *V. Congreso de Geología y Minería, La Habana, Resúmenes*, p. 109., + CD ROM.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., THAMÓNÉ BOZSÓ, E. 2003: Composition and provenance of the pontian sand at Supuru de Jos (Romania). — *2nd „Mineral sciences in the Carpathians”. International Conference (MCC2), Miskolc, Hungary, 6-7/03/2003, Abstracts*. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* 1, p. 55.
- KOZÁK, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., PÜSPÖKI, Z., DEÁK, J. PATAKI, A., MCINTOSH, R.W.: 2003: Recently explored sarmatian sedimentary bentonite site in Hungary (Sajóhábon). — *The 5th Symposium Baia Mare Branch of the Geological Society of Romania*, Abstract kötet, p. 23.
- KÓKAI A., SIEGLNÉ FARKAS Á. 2003: Kiegészítő adatok a Mezőföld aljzatának ismeretéhez. [A Vajta-3 (V-3, K-13) vízkutató fúrás triász szakaszának újraértékelése]. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000-2001*, pp. 125–132.
- KUTI L. 2003: Magyarország potenciális hulladéklerakó-helyeinek kijelölése. — *12. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi Napok, Budapest, 2003. 02. 26-28.*, pp. 35–36.
- KUTI L. 2003: Szabó József, az agrogeológia atyja. — In: HÁLA J., ROMSICS I. (szerk.) 2003: *„A legnagyobb magyar geológus”. Szabó József-emlékkönyv (Tanulmányok)*. (Kalocsai Múzeumi Értekezések) — Kalocsai Múzeumbartók Köre, Kalocsa, pp. 83–90.
- KRSTIC, N., SAVIC, L., JOVANOVIĆ, G., BODOR, E. 2003: Lower Miocene lakes of the Balkan Land. — *Acta Geologica Hungarica* 46 (3), pp. 291–299.
- KUTI L., TÓTH T., KALMÁR J., KOVÁCS-PÁLFFY P. 2003: Szikes talajok ásványi összetétele és recens ásványképződés Apajpusztán és Zabszék térségében. — *Agrokémia és Talajtan* 52 (3–4), pp. 275–292.

- LANTOS, M. 2003: Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility. Hungarian national report on IAGA. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Mountanistica Academiae Scientiarum Hungariae* 38 (2), pp. 165–166.
- LÁSZTITY, A., P. JANKOVICS, P., ZIH-PERÉNYI, K., BERTALAN, É. 2003: Flow-injection preconcentration and electrothermal atomisation atomic absorption spectrometry determination of Mn in pharmaceuticals (P10). — *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropic and Remote Areas, Venice, Italy*, Abstract Book, CAROLI, S., FERRERI, C. (eds.), ISSN 0393-5620, ISTISAN Congressi 03/C3, p. 110.
- LELKES, GY., VÖRÖS, A. 2003: The microfacies of the Pelsonian formations of the Balaton Highland. — In: VÖRÖS, A. (ed.): *The Pelsonian substage at the Balaton Highland. Geologica Hungarica series Palaeontologica* 55, pp. 179–195.
- LESS GY. 2003: Recsk, a parádi Tarna-patak bevágása. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*, Kirándulásvezető, p. 2.
- MAGYAR I., MÜLLER P., LANTOS M., SZTANÓ O., BABINSZKI E. 2003: A Budapest, Kozma utcai pannóniai feltárás őslénytani és rétegtani szerepe. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2003. máj. 8-10, Zirc*, Abstracts, p. 20.
- MAGYARI Á., KERCSMÁR Zs., UNGER Z., TISZA A. 2003: A Körösmencede ÉK-i peremének neotektonikai vizsgálata. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati, Kohászati, Földtani Konferencia, Zilah, április 11-13.*, p. 71.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., VAN VLIET LANOÉ, B., CSONTOS, L. 2003: Late Quaternary transpositions south of Lake Balaton, Hungary. — *XVI INQUA Congress, 23-30/07/2003, Reno*, Programs with Abstracts, p. 106.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., VAN VLIET LANOÉ, B., CSONTOS, L., UNGER, Z. 2003 : Neotectonics of the Somogy Hills (Part I) : Evidence from field observations. — *The Fourth Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Geodynamic and Tectonic Evolution of the Carpathian Arc and its Foreland: Environmental Tectonics and Continental Topography*, Abstract Book, pp. 44–45.
- MAGYARI, Á., NÁDOR, A., KERCSMÁR, Zs., UNGER, Z., DUDKO, A. 2003: Neotectonic control on Holocene river dynamic changes in the Körös Basin (E-Pannonian Basin, Hungary): from uplift to subsidence. — *XVI INQUA Congress, 23-30/07/2003, Reno*, Programs with Abstracts, pp. 84–85.
- MAROS GY., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K., SZABADOSNÉ SALLAY E. 2003: A Mórágai Formáció szerkezetalakulása. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bátaapáti, 2003. 09. 11-13.*, előadáskivonatok, pp. 8–9.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2003: Erosion, base level change and paleogeomorphology of a Mio/Pliocene maar pitted fluvio-lacustrine basin in western Hungary. — *Joint meeting of the Deutsche Mineralogische Gesellschaft, the Geologische Vereinigung and the Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, 22-25. September 2003., Ruhr University, Bochum, Germany, Beihefte zum European Journal of Mineralogy* 15 (1), p. 126.
- MARTIN, U., MOLNÁR, F., NÉMETH, K., PÉCSKAY, Z. 2003: Miocene multiple resurgent caldera system in the Tokaj Mts., Carpathian Volcanic Chain, Hungary. — *International Union of Geodesy and Geophysics 23rd General Assembly, IAVCEI, Sapporo, Japan*, Abstracts Week A., p. A.527.
- MARTIN U., NÉMETH, K., AUER, A., BREITKREUZ, CH. 2003: Mio-Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in a Fluvio-Lacustrine Basin in western Hungary. — *Geolines* 15, pp. 75–81.
- MÁRTON, E., FODOR, L. 2003: A Dunántúli-középhegység mozgásai a harmadkorban a környezetében levő tektonikai egységekhez képest: komplex paleomágneses és mikrotektonikai vizsgálatok (The movements of the Transdanubian Central Range in the Tertiary with respect to the tectonic units in its surroundings). — *Magyar Geofizika* 43, pp. 27–29.
- MÁRTON, E., FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary); sign for rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* 363, pp. 201–224.
- MOLNÁR B., KROLOPP E. 2003: A hajdúsági negyedidőszak végi képződmények földtani vizsgálati eredményei. — *Földtani Közlöny* 133 (2), pp. 211–218.
- NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., JUHÁSZ GY. 2003: Különböző periódusidejű orbitális ciklusok kimutatásának lehetőségei a Körösmencede pleisztocén rétegsorában. — In: TÖRÖK Á. (szerk.): *Mérvéggeológiai jubileumi konferencia*. Műegyetemi Kiadó, Budapest, pp. 199–219.
- NÁDOR, A., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. 2003: Milankovitch-scale cyclicity in fluvial sediments over the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary: Causes and controls. — *XVI INQUA Congress, 23-30/07/2003, Reno, Programs with Abstracts*, p. 153.
- NÁDOR, A., LANTOS, M., TÓTH-MAKK, Á., THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003: Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. — *Quaternary Science Reviews* 22, pp. 2157–2175.
- NÉMETH, K. 2003: Calculation of long-term erosion in Central Otago, New Zealand, based on erosional remnants of maar/tuff ring volcano. — *Zeitschrift für Geomorphologie* 47 (1), pp. 29–49.
- NÉMETH K. 2003: A Fehér-sziget: Egy vulkanológiai képeskönyv Új-Zélandon. — *Természet Világa*, 134 (7), pp. 322–323.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. 2003: Piroklasztit és áthalmazott vulkaniklasztit üledékek lepusztult nyugat-magyarországi tufagyűrűkből. — *Földtani Kutatás* 40 (1–2), pp. 55–62.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. 2003: Shallow sub-volcanic sill complexes and intra-crater intrusive processes associated with the Neogene monogenetic phreatomagmatic volcanic fields in the Pannonian Basin (Hungary). — *International Union of Geodesy and Geophysics 23rd General Assembly, IAVCEI, Sapporo, Japan*, Abstracts Week A., p. A.519.
- NÉMETH, K., WHITE, J. D. L. 2003: Geochemical Evolution, Vent Structures, and Erosion History of Small-volume Volcanoes in the Miocene Intracontinental Waipiata Volcanic Field, New Zealand. — *Geolines* 15, pp. 89–92.
- NÉMETH, K., WHITE, J. D. L. 2003: Reconstruction eruption processes of a Miocene monogenetic volcanic field from vent remnants: Waipiata Volcanic Field, South Island, New Zealand. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124, pp. 1–21.
- NÉMETH, K., BREITKREUZ, C., WILKE, H. 2003: Subaqueous emplacement of the initial eruptive products of the Jurassic La Negra intra-arc large igneous province, N. Chile. — *Joint meeting of the Deutsche Mineralogische Gesellschaft, the Geologische Vereinigung and the Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, 22-25. September 2003., Ruhr University, Bochum, Germany, Beihefte zum European Journal of Mineralogy* 15 (1), p. 139.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2003: Calculation of Erosion Rates Based on Remnants of Monogenetic Alkaline Basaltic Volcanoes in the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (western Hungary) of the Mio/Pliocene Age. — *Geolines* 15, pp. 93–97.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2003: Erosion rate calculation based on eroded monogenetic alkaline basaltic volcanoes

- of the Mio/Pliocene Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *Geolines, Journal of the Geological Institute of AS Czech Republic (Proceedings for the Hibsich 2002, Prague meeting on "Alkaline basaltic continental rift related magmatism"* 15, pp. 102–106.
- NÉMETH K., MARTIN, U., CSILLAG G. 2003: Lepusztult freatomagmás vulkáni kráter és kürtőkiöltés-roncsok (diatrémák) a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területén. — *A Magyar Allami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 83–99.
- NÉMETH, K., WHITE, J. D. L., REAY, A., MARTIN, U. 2003: Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. — *Journal of the Geological Society of London* 160, pp. 523–530.
- NÉMETH, K., WHITE, J. D. L., REAY, A., MARTIN, U. 2003: Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. — *International Union of Geodesy and Geophysics 23rd General Assembly, IAVCEI, Sapporo, Japan, Abstracts Week A.*, p. A.565.
- NÉMETH, K., WINTERLICH, L., KORBÉLY, B., MARTIN, U. 2003: Sedimentary record of a syn-eruptive remobilization of phreatomagmatic air fall tephra on a steep volcanic flank of a pyroclastic cone, Szigliget, Bakony–Balaton Highland Field, Hungary. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003, Abstract book*, p. 139.
- NÉMETH, K., SUWESI, KH. S., PEREGI, ZS., GULÁCSI, Z., UJSZÁSZI, J. 2003: Plio/Pleistocene Flood Basalt Related Scoria and Spatter Cones, Rootless Lava Flows, and Pit Craters, Al Haruj Al Abyad, Libya. — *Geolines* 15, pp. 98–103.
- PALCSU, L., SZÁNTÓ, ZS., MOLNÁR, M., FUTÓ, I., RINYU, L., HORVÁTH, I., FÓRIZS, I. 2003: Isotope studies of a groundwater-flow system in granite, Middle Hungary. Abstr. p. 165–166. — *International Conf. on Groundwater in fractured rocks. IHP-VI, Series on Groundwater No. 7.15. – 19.9.2003, Prague*, pp. 165–166.
- PECHMANN I., TÓTH T., TAMÁS J., KARDEVÁN P., RÓTH L., BURAI P., KATONA Zs. 2003: Eltérő talajsótartalmú növényzeti foltok elkülönítése hiperspektrális technológiával. — *Földminősítés és földhasználati információ" c. konferencia kiadványa, Keszthely*, pp. 309–320.
- PELIKÁN P. 2003: Bátor: jura olisztosztróma és karbonát-turbidit, jura vörös radiolarit. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Reck, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, pp. 14–15.
- PELIKÁN P. 2003: Egerbakta, Reszél-tetői kőfejtő: triász típusú bazalt, jura pala és karbonát-turbidit. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Reck, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, p. 15.
- PELIKÁN P. 2003: Uppony, Csernely-völgy bejárata: az Upponytörés. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Reck, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, pp. 19–20.
- PELTZ-CSÁSZMA, I., ANDRÁSI, E., LÁSZTITY, A., BERTALAN, É. 2003: Determination of Sr and its relation to other alkaline earth elements in human brain samples (P45). — *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropogenic and Remote Areas, Venice, Italy*, Abstract Book, CAROLI, S., FERRERI, C. (eds.), ISSN 0393-5620, ISTISAN Congressi 03/C3, p. 147.
- PENTELENYI, A., SCHAREK, P. 2003: Environmental map of Vas County, West Hungary. — *Proceedings, 4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems*, vol. II. p. 697.
- PENTELENYI L., HAAS J., PELIKÁN P., PIROS O., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 2003: A Zempléni-hegység magyarországi részén feltárt triász képződmények újraértékelése. — *Földtani Közlemények* 133 (1), pp. 1–19.
- PEREGI, ZS. (ed.), LESS, GY., KONRÁD, GY., FODOR, L., GULÁCSI, Z., GYALOG, L., TURKI, S. M., SUWESI, KH. S., SHERIF, K., DALUB, H. 2003: *Explanatory booklet. Geological map of Libya 1:250 000, Sheet: Al Haruj Al Abyad NG 33-8.* — Industrial Research Centre, Tripoli, 250+39 p.
- PIROS, O. 2003: The Pelsonian Dasycladales of the Balaton Highland. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica fasciculus* 55, pp. 53–70.
- PIROS, O., PRETO, N. 2003: A tentative correlation of Dasycladacean biozones with Ammonoid standard zones into the Anisian–Ladinian Latemar succession, Italy. — *Triassic Geochronology and Cyclostratigraphy field symposium St. Christina/Val Gardena, Dolomites, Italy, September 2003*, Abstracts, p. 47.
- POLGÁRI, M., DOBOSI, G., HORVÁTH, P., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER, E. 2003: As-bearing pyrite occurrence at Úrkút and into the Jurassic layers of the Iharosberény-I drillcore. — *Földtani Közlemények* 133 (4), pp. 469–475.
- PÜSPÖKI, Z., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KOZÁK, M., SZŐÖR, GY., DEÁK, J. 2003: Eustatic and tectonic control on bentonite formation (Sarmatian, NE Hungary). — *Euroclay 2003, 10th Conference of the European Clay Groups Association, Modena, Italy*, Abstracts, pp. 232–233.
- PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., KISS, B., KOVÁCS-PÁLFFY, P., BARTHA, A. 2003: Descriptive characteristics of bentonite layers in a sedimentary bentonite site with tuffogenic origin (Sajóbábony-NE Hungary). — *The 5th Symposium Baia Mare Branch of the Geological Society of Romania*, Abstract kötet, p. 36.
- PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., TÓTH-MAKK, Á., MCINTOSH, R. W., MÜLLER, P. M. 2003: Sequence stratigraphical studies of the Miocene sediments of the Borsod basin (N Hungary): intercourse between eustasy and Alpine tectonism in the Central Paratethys. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003*, Abstract book, p. 168.
- PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., TÓTH-MAKK, Á., MCINTOSH, R. W., VINCZE, L. 2003: Sequence stratigraphic analysis of a coal-bearing Karpathian series in North Hungary: an example of the eustatic-tectonic intercourse. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003*, Abstract book, p. 167.
- RADÓCZ GY. 2003: A bánhorvati „alsó miocén” konglomerátum. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Reck, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, pp. 23–26.
- RADÓCZ GY. 2003: Útvonalmagyarozó, a Borsodi-medence területén Mónosbél-től Rudabányáig. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Reck, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, pp. 16–18.
- REEDER, S., H. SANDSTRÖM, H., BARTHA A., DAVIDSEN, D., GADALIA, A., KALLIO, E., KLAVER, G., MARCKOVICH, D., K. MARSINA, K., PASLAWSKY, P., SIEWERS, U. 2003: European-Wide regional geochemical mapping: Lessons learnt from the FOREGS project WS1. — *Geoanalysis 2003, Finland* Abstract, p. 75.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ÖSSY, SZ., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F. 2003: Quantification of Quaternary uplift rates in the central Pannonian basin: constraints from geochronological data. — *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06–11/04/2003.* — *Geophysical Research Abstracts* 5, p. 6913.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ÖSSY, SZ., HORVÁTH, E., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. 2003: Exposure age dating, a new tool applied to the Pannonian Basin for the quantification of Quaternary vertical movements: the case study of the Visegrád Gorge, Danube river. — *Abstracts of the 4th Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Retezat Mts*, p. 49.

- SAFTIC, B., VELIC, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ, GY., IVKOVIC, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian Basin (northern Croatia and southwestern Hungary). — *Geologia Croatica* 56/1, pp. 101–122.
- SAFTIC, B., VELIC, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ, GY., IVKOVIC, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian Basin (northern Croatia and southwestern Hungary). — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003*, Abstract book, p. 183.
- SÁSDI L. 2003: Ferenc-hegyi-barlang. — In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 249–252.
- SÁSDI L. 2003: A Körös-barlang. — In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 136–137.
- SÁSDI L. 2003: A Leány-Legény-barlangrendszer. — In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 294–296.
- SÁSDI L. 2003: A Mátyás-hegyi-barlang üledékes kitöltésének vizsgálata. — In: VERESS M. (szerk.): *Karsztfelődés, VIII. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, pp. 309–320.
- SÁSDI L. 2003: Újabb földtani adatok a gerecsei édesvízi mészkövek keletkezéséhez. — In: VERESS M. (szerk.): *Karsztfelődés, VIII. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, pp. 129–143.
- SCHAREK, P. 2003: Regional geological data management and its application in environmental studies in Hungary. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17–20/06/2003, Proceedings, Volume 1*, pp. 110–112.
- SELMECZI, I., BOHN-HAVAS, M., SZEGŐ, É. 2003: Prepannonian Miocene sequences of the SW edge of the Transdanubian Central Range, Hungary. Litho- and biostratigraphy. — *4th Romanian Symposium on Paleontology, 2003, Sept. 5–7, Cluj-Napoca, Abstracts Volume*, pp. 50–51.
- SELMECZI, I., SZTANÓ, O., KROLOPP, E., CSILLAG, G., BUDAI, T. 2003: Climatically and tectonically controlled alluvial cyclicality in the Pleistocene of the Vértes Hills, Hungary. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003, Abstract book*, p. 193.
- SIKLÓSY, Z., GÁL-SÓLYMOS, K., KÖRPÁS, L., SZABÓ, CS. 2003: Petrographic and Geochemical Studies on a Travertine cone in South Vértes Mts. (Hungary): Evidence for Magmatic Fluid Influence? — *2nd. „Mineral sciences in the Carpathians”. International Conference (MCC2), Miskolc, Hungary, 6–7/03/2003, Abstracts. — Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, 1*, p. 93.
- SIKLÓSY, Z., GÁL-SÓLYMOS, K., KÖRPÁS, L., SZABÓ, CS. 2003: Petrologic studies on carbonate cone in the South Vértes Mts. (W-Hungary). — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 148 (2003), 290–291.
- SOLT, P., DETRE, H. CS., BRAUN, T., DON, GY. 2003: New P/TR Interstellar Spherule occurrences in the Bükk Mts. (NE Hungary). — *Prírodovědný Sborník Západočeského Muzea v Třebíci = Acta Scientiarum Naturalium Musei Moraviae Occidentalis Třebici (IX. Mezinárodní Konference o Vlivěch a Impaktovém Procesu)* 41, pp. 141–142.
- SOLT P., DON GY., DETRE H. CS., GÁLNÉ SÓLYMOS K., KISS Á. Z., UZONYI I. 2003: Új rétegtani és szferulakutatási adatok a bükki felső-permből és a perm/triász határról. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 143–152.
- SÜMEGI P., JUHÁSZ I., BODOR E., HUNYADFALVI Z., MOLNÁR S., HERBICH K., TÍMÁR G. 2003: A Balaton déli partjának paleo-ökológiai vizsgálata. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Program, kirándulásvezető, előadáskivonat, Zirc*, p. 16.
- SÜMEGI, P., SZILÁGYI, G., JUHÁSZ, I., TÍMÁR, G., SZÁNTÓ, ZS., BODOR, E., MOLNÁR, A. and GULYÁS, S. 2003: Alkalization Process and History of Alkalines steppes in Hungary (Central Europe). — *XVI INQUA Congress, 23–30/07/2003, Reno, Programs with Abstracts*, p. 134.
- SZEBÉNYI G., BOGÁTH I., WIND A., BALLA Z., GYALOG L. 2003: A bátaapáti A1 és A2 kutatóárok digitális dokumentációja. Poszterelőadás. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bátaapáti, 2003. 09. 11–13.*, előadáskivonatok, p. 30.
- SZEGŐ, É., SELMECZI, I. 2003: Miocene foraminifera biozonation by BioGraph (Zala basin, SW Hungary). — *4th Romanian Symposium on Paleontology, Cluj-Napoca, 5–7 Sept. 2003, Abstracts Volume*, p. 52.
- SZENTPÉTERY I. 2003: Alsótelekes. Dolomit kőbánya. Guttensteini Formáció (középső-triász alja). — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, pp. 31–32.
- SZENTPÉTERY I. 2003: Rudabánya–Szuhogyi közötti út menti feltárás: a miocén Szuhogyi Konglomerátum; Rudabánya, Barbara külfejtés: alsó-miocén konglomerátum és Bretkai Mészkö Formáció. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29–31.*, Kirándulásvezető, pp. 26–31.
- SZTANÓ O., BABINSZKI E., MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledék-képződés a Pannon-tó Kállai-öblében: a Kállai Homok nyomfossziliái és szedimentológiai bélyegei. — *Földtani Közöny*, 133/3, pp. 363–382.
- SZTANÓ O., TÓTH T., MAGYARI Á., HORVÁTH F. 2003: Alluviális architektúra a Tisza alatt: ultra-nagyfelbontású, egy-csatornás szeizmikus mérések szedimentológiai értelmezése. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati Kohászati, Földtani Konferencia, Zilah, április 11–13.*, p. 91.
- SZURKOS, G., ZSÁMBOK, I. 2003: Environmental Geological Mapping of Urban Areas in the Geological Institute of Hungary. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17–20/06/2003, Proceedings, Volume 1*, p. 228.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K., SÁSDI L. 2003: Pálvölgyi–Mátyáshegyi-barlangrendszer. — In: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 264–276.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., Ó. KOVÁCS, L., KERCSMÁR, ZS. 2003: Changes in Quaternary fluvial transport directions to Mid-Hungarian Plain, based on statistical analysis of detrital heavy mineral composition of sands. — *XVI INQUA Congress, 23–30/07/2003, Reno, Programs with Abstracts*, p. 167.
- TULLNER, T., CSERNY, T. 2003: New aspects of lake level changes: Lake Balaton, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica*, 46 (2), pp. 215–238.
- TÓTH-MAKK, Á. 2003: Late Miocene sequence stratigraphic studies in the southern and middle part of the Danube-Tisza interfluvium, Great Hungarian Plain. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003, Abstract book*, p. 207.
- TURKI, S. M., SUWESI, S. KH., PEREGI, ZS., LESS, GY., FODOR, L., GULÁCSI, Z., KONRÁD, GY., GYALOG, L., NÉMETH, K., SÍKHEGYI, F., SHARIEF, K. AL., DALUB, H., TAJOURI, A. AL., GERBI, A. AL., ABUZED, N., SWIH, A. AL., HAMBULA, M. 2003: *Geological map of Libya 1:250 000, Sheet: Al Haruj al Abyad. NG 33-8.* — Magyar Állami Földtani Intézet - Industrial Research Centre, Budapest–Tripoli.
- UTENKOV, V. A. (with foreword and epilogue by BALLA, Z., SALLAY, E.) 2003: Petrology of the Mórággy Granite (SW Hungary)

- based on the Bataapáti (Üveghuta) boreholes. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2000–2001*, pp. 153–188.
- VELLEDITS, F., FORIÁN-SZABÓ, M., BÉRCZI-MAKK, A., PIROS, O., JÓZSA, S. 2003: Stratigraphy and origin of the Kisfennsík Nappe (Bükk Mountains, NE Hungary). Is the Silica Unit really present in the Bükk Mountains? — *Geologica Carpathica* 54 (3), pp. 189–198.
- VICZIÁN, I. 2003: Az Alföld pliocén és pleisztocén üledékeinek ásványos összetétele (Mineralogy of Pliocene and Pleistocene sediments of the Great Hungarian Plain, abstract). — *EMT Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Zilah, 2003*, p. 99.
- VICZIÁN, I. 2003: Clay mineralogy of Quaternary terrestrial and alluvial sediments of Hungary (abstract). — *EUROCLAY 2003, 10th Conference of the European Clay Groups Association, Modena, 2003*. Abstracts, p. 281.
- VICZIÁN, I. 2003: Kreacionizmus. — *Ökumené*. Kiadja a Keresztény Ökumenikus Baráti Társaság, Budapest. 2003/3. (52.), pp. 41–45.
- VICZIÁN, I. 2003: Mineralogy of Pliocene and Pleistocene pelitic sediments of the Great Hungarian Plain (abstract). — In: IONESCU, C., HOECK, V. (ed.): *Proceedings and abstracts of the 6th International Symposium on Mineralogy, Cluj-Napoca, Studia Univ. Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Series Geologica, Special Issue*, p. 133.
- VICZIÁN, I. 2003: Mineralogy of Pliocene to Pleistocene pelitic sediments of the Great Hungarian Plain. — *Acta Mineralogica-Petrographica* 43, pp. 39–53.
- VÖRÖS, A., BUDAI, T., HAAS, J., KOVÁCS, S., KOZUR, H., PÁLFI, J. 2003: GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point). Proposal for the base of Ladinian (Triassic). — *Albertiana* 28, pp. 35–47.
- VÖRÖS, A. (ed.), BUDAI, T., LELKES, GY., KOVÁCS, S., PÁLFI, J., PIROS, O., SZABÓ, I., SZENTE, I. 2003: The Pelsonian Substage on the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 55, 195 p.
- WEHNER, H. MALINA, G., HÁMOR-VIDÓ, M. 2003: Constraints on the effectiveness of natural attenuation at two hydrocarbon spills in Hungary and Germany. — *1st International Meeting on Organic Geochemistry, Krakow*, Abstract Vol. II, pp. 369–370.
- WEHNER, H. MALINA, G., HÁMOR-VIDÓ, M. 2003: Monitoring of the fate of semi-volatile petroleum hydrocarbons in polluted soils. — *Proc. 5. International Meeting on Oil and Gas Chemistry, Tomsk*, pp. 550–552.
- PÁLFI P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAI ZS., VÉRTESY L., ZILAH-SÉBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1102; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-156.
- BALLA Z., DUDKO A., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS., HARANGI SZ., LELKESNÉ FELVÁRI GY. 2003: Földtani zárójelentés. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1045; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-117.
- BALLA Z., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS., HARANGI SZ., LELKESNÉ FELVÁRI GY. 2003: Földtani kép kialakítása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1044; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-116.
- BARTHA A. 2003: A kőzetekből és vizekből meghatározott főkomponensek összefoglaló értékelése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 956; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-59.
- BARTHA A. 2003: A kőzetekből és vizekből kapott nyomelemzések összefoglaló értékelése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 973; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-58.
- BUDAI T. 2003: Zárójelentés a Hegyvidéki Térképezési Osztály 2001–2003. során végzett tevékenységéről. — *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 936.
- CHIKÁN G. 2003: Sík- és Dombvidéki Térképezési Osztály. Működési jelentés a 2001–2003. években elvégzett feladatokról. — *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 935.
- CSERNY T., JERABEK CS., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., GÁL N., MURÁTI J. 2003: Működési jelentés "A Dunántúli-középhegységi zóna hidrogeológiai információs rendszere" téma keretében a 2001–2003. évben elvégzett feladatokról. — *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 934.
- CSIRIK GY., DON GY., KÖRPÁS L., PENTELENYI A., PENTELENYI L., RAINCSÁK GY., SCHAREK P., 2003: A Régiógeológiai és nyersanyag potenciál Osztály 2003. évi eredményei. — *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 937.
- DON GY. 2003: Löss, szferulit kiértékelés (A szferulit adatok értelmezése. Szerepük a nemzetközi quarter rétegtanban). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1008; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-89.
- FODOR, L., MAROS, GY., PALOTÁS, K., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. 2003: Neotectonic structures, morphotectonic elements of the Pannonian basin: problems, potential methods and some results (Neotektonikai módszertani vizsgálatok a Pannon-medencében: problémák, alkalmazható módszerek, eddigi eredmények). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tektonika és öskörnyezet osztály jelentéstára, 10 p.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFI P., BARÁTH-SINYEY K. 2003: Tanulmány a gránitot fedő üledékek műszeres ásványtani vizsgálatának eredményeiről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 953; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-57.
- GELLÉR P.-NÉ, MARSÓ K., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HARTYÁNI Z. 2003: Magyarország vízkészlet változásának dinamikus nyomonkövetése. Jelentés a 2001–2003. években elvégzett

Internetes publikáció

- SCHAREK P., DON GY. 2003: A földtani monitoring 2002. évi eredményei. — <http://www.szigetkoz.com/monitoring/MTA2002/scharek.htm>
- SCHAREK P. (szerk.) 2003: Földtani Internetes Link Gyűjtemény. — <http://foldtan.lap.hu>

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak 2003. évi kéziratok kutatási jelentései

- BALLA Z. 2003: Telephelykörnyezet modellezésének előkészítése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1042; Bataatom Kft., Budapest, BA-03-98.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER J., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-

- feladatokról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 944.
- GYALOG L. 2003: Zárójelentés a Térképi Adatbázis Osztály 2001–2003. során végzett tevékenységéről. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 942.
- GYALOG L., ALBERT G., GYARMATI P., KOLOSZÁR L., GULÁCSI Z., MARS I. 2003: Az Üveghuta Üh-37 fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 992; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-69.
- GYALOG L., CHIKÁN G., KOLOSZÁR L., GULÁCSI Z., MARS I. 2003: Az Üveghuta Üh-25 és Üh-25A fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 976; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-64.
- GYALOG L., CHIKÁN G., MARS I., GULÁCSI Z. 2003: Az Üveghuta Üh-30 fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 995; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-73.
- GYALOG L., DON GY., MARS I., GULÁCSI Z. 2003: Az Üveghuta Üh-28 és Üh-28A fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 979; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-67.
- GYALOG L., GULÁCSI Z., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., BARABÁS A., BARABÁSNÉ REBRÓ K., KONRÁDNÉ DOBOSI I. 2003: Az Üveghuta Üh-32 fúrás csoport (Üh-32A, Üh-32B, Üh-32C, Üh-32D fúrás) földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 996; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-74.
- GYALOG L., GULÁCSI Z., MARS I. 2003: Szakirodalmi információgyűjtés és adatfeldolgozás. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1119; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-189.
- GYALOG L., GULÁCSI Z., ZSÁMBOK I., MARS I. 2003: Az Üveghuta Üh-36 és Üh-36A fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 997; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-75.
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003: A bátaapáti A1 és A2 árok földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1000/1-3; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-78.
- GYALOG L., KIRÁLY E., GULÁCSI Z., MARS I., KOLOSZÁR L. 2003: A Mórágó Mó-7 fúrás csoport (Mó-7A, Mó-7B, Mó-7C, Mó-7D fúrás) földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 993; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-70.
- GYALOG L., KÓKAI A., KOLOSZÁR L., GULÁCSI Z., MARS I. 2003: Az Üveghuta Üh-26 és Üh-26A fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 977; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-65.
- GYALOG L., KOROKNAI B., GULÁCSI Z., MARS I., KOLOSZÁR L. 2003: A Mórágó Üh-31 fúrás csoport (Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C fúrás) földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 991; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-68.
- GYALOG L., MARS I., DON GY. 2003: A bátaapáti K2, K3 és K4 ásott kút földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 975; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-71.
- GYALOG L., MARS I., GULÁCSI Z. 2003: Az Üveghuta Üh-29 fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 994; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-72.
- GYALOG L., ZSÁMBOK I. 2003: Az Üveghuta Üh-27 fúrás földtani leírása. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 978; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-66.
- GYURICZA GY. 2003: Löss, ásványtani kiértékelés (a fedőüledékek nehéz- és könnyűásvány vizsgálatának értelmezése, sztratigráfiai szerepük tisztázása). – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1006; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-87.
- GYURICZA GY. 2003: A fedőüledékek nehéz és könnyűásványainak értelmezése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1007; Bátorom Kft., BA-03-88.
- GYURICZA GY., HERMANN V., OLLRÁM A., RAINCSÁK GY.-NÉ, SZURKOS G., VÉGH H., ZSÁMBOK I. 2003: Budapest Környezetföldtani Térképsorozata, XIV. ker. Zugló. Térkép és magyarázó. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 946
- HORVÁTH I., MARSÓ K., MURÁTI J., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. Jelentés. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1054; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-123.
- HORVÁTH I., SZŐCS T., TÓTH GY. 2003: A háromfázisú zóna modellezése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1053; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-121.
- HORVÁTH I., SZŐCS T., TÓTH GY., MURÁTI J. 2003: Integrált értelmezés, vízgeokémia. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1055; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-124.
- JUHÁSZ GY., SZTANÓ O., FARKASNÉ BULLA J., TISZA A. 2003: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai s.l. képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: szedimentológia, rétegtan és szekvencia sztratigráfia: Dráva medence és DK-Alföld. – *Részjelentés, Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 933.
- JUHÁSZ GY., WANER F., SORIN F., SZTANÓ O., MAGYAR I., SZEGŐ É., SÜTÖNÉ SZENTAI M. 2003: A szarmata-pannon határ vizsgálata – Jelentés a 2003-ban Marosorbón elvégzett mintázásról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 929.
- KALMÁR J. 2003: A repedéskitöltések ásvány-közzetani értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1047; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-110.
- KALMÁR J. 2003: A gránit mállási zónája közzetani értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1043; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-109.
- KALMÁR J., KUTI L. 2003: Az időjárási viszonyoktól függő talajvizek és a fás növényzet közötti kapcsolat vizsgálata az ERTI Gödöllői Arborétumában (földtani jelentés). – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 940.
- KIRÁLY E. 2003: A gránit közzetani értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1050; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-115.
- KORDOS L. 2003: Lössminták gerinces kiértékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1005; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-85.
- KORDOS L. 2003: A gerinces fauna ökológiai és sztratigráfiai értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1014; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-95.
- KOROKNAI B. 2003: Az irányított minták mikrotektonikai vizsgálata és összefoglaló értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1004; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-84.
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BARÁTH I.-NÉ 2003: A gránit mállási zónájának komplex értelmezése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1016; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-97.
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BARÁTH I.-NÉ 2003: Az erkitöltések komplex értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1049; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-111.

- KROLOPP E. 2003: Az üveghutai felszíni kutatás három ássott kútjából származó minták malakológiai anyagának értékelése. Tanulmány. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 941; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-46.
- KROLOPP E. 2003: Löszminták mollusca-kiértékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 926; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-86.
- KROLOPP E., THAMÓNÉ BOZSÓ E., HÓZER F.-NÉ 2003: A Tiszainoka-1 fúrás dokumentációja és vizsgálati eredményei – Részjelentés a 2003-ban végzett munkákról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 928.
- KUTI L., BEDŐ G., BENKŐ L., FÜGEDI U., GYURICZA GY., KALMÁR J., KARDEVÁN P., KERÉK B., MADARÁSZ I.-NÉ, MÜLLER T., RÓTH L., SOLT P., SZENTPÉTERY I., VARGA R., VATAI J., VERMES J., ZENTAY T. 2003: Agrogeológiai, környezetföldtani és földtani természetvédelmi kutatás. Jelentés a 2003. évben elvégzett feladatokról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 939.
- KUTI L., MÜLLER T. 2003: A felszín közeli első vízzáró réteg előfordulásának és vastagságának térképe Békés és Csongrád megye területén. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 941.
- LANTOS M. 2003: Az üveghutai fúrásokból származó minták paleomágneses mérésének értékelése. Jelentés. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 952; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-47.
- MAGYARI Á. 2003: Paleoszeizmikus tevékenységek nyomai hazai negyedidőszaki képződményekben – szeizmitek elemzésének lehetőségei. – Jelentés a 2003-ban elvégzett feladatokról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 931.
- MAGYARI Á., KERCSMÁR ZS., UNGER Z., TISZA A. 2003: Medenceperemi neotektonikai vizsgálatok Belső-Somogy és Érmellék területén – Jelentés a 2003-ban elvégzett feladatokról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 930.
- MAROS GY. 2003: Tektonikai és ökoszervezeti kutatások. Zárójelentés. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 938.
- MAROS GY., BALLA Z., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., LANTOS M., PALOTÁS K. 2003: Tektonikai zárójelentés. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1046; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-118.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: A Mórágymó-7 fúrás csoport tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 971; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-55.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-25 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 964; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-48.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-26 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 965; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-49.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-27 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 966; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-50.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K., SZABADOSNÉ SALLAY E. 2003: Az Üveghuta Üh-28 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 967, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-51.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-29 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 968; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-52.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-30 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 969; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-53.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-31 fúrás csoport tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 970; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-54.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K., KONRÁD GY. 2003: Az Üveghuta Üh-32 fúrás csoport tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1011; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-92.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K., RÁLISCH E. 2003: Az Üveghuta Üh-36 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1012; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-93.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003: Az Üveghuta Üh-37 fúrás tektonikai dokumentációja. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1013; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-94.
- MAROS GY., KOROKNAI B., PALOTÁS K., SZABADOSNÉ SALLAY E. 2003: Az üveghutai fúrásokban, a magzskennerek képek kiértékelése során előforduló síkszerű jelenségek áttekintő katalógusa. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 972; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-56.
- MARSI I., HORVÁTH Z. 2003: A fedőképződmények paleotalajainak talajtani és rétegtani értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1048; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-112.
- MARSÓ K., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH GY. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Kútcsoportok környezetére lokális áramlási modell. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1051; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-122.
- MURÁTI J., SZŐCS T., TÓTH GY. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Terepmunkákhoz kapcsolódó értelmezés. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1017; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-99.
- NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., JUHÁSZ GY., THAMÓNÉ BOZSÓ E., LANTOS M., FARKASNÉ BULLA J., MÜLLER P., MAGYARI Á., KERCSMÁR ZS., JÁMBOR Á., NAGY T.-NÉ, SÜMEGI P., BRANNER L.-NÉ 2003: A Körös-medence negyedidőszaki képződményeinek szedimentológiai, ökoszervezeti, paleoklimatológiai kutatása – Zárójelentés, alapadatok és értelmezés. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 932.
- NAGY T.-NÉ 2003: A palinológiai vizsgálatok ökológiai és sztratigráfiai értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1010; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-91.
- PARTÉNYI Z.-NÉ, MARSI I. 2003: A fedőüledékek vizsgálati adatainak szedimentológiai értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1015; Bátatom Kft., Budapest, BA-03-96.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., MARSÓ K., NAGY P., SZŐCS T., TÓTH GY., MENTES GY., BÁNYAI L. 2003: Az Üveghutai környezeti monitoringrendszer működési jelentése 2002. december –

2003. október. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1125; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-199.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., MARSÓ K., NAGY P. 2003: A talajnedvesség vizsgálata ástott kutakban. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1121; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-174.
- SZENTPÉTERY I., KERÉK B., KUTI L., RÓTH L. 2003: A Szendrői-hegység D-i öblözetének (Abod környéke) földtani, agro- és öko-geológiai vizsgálata (KAC K-36-02-00003H sz. pályázat zárójelentése). – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 919.
- SZŐCS T., FÜGEDI U. 2003: Az üveghutai vízkémiai monitoring adatainak statisztikai feldolgozása, az eredmények megbízhatóságának vizsgálata. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 955; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-61.
- SZŐCS T., KATONA G. 2003: Az Üveghutai kutatások vízgeokémiai adatai adatbázisának kiegészítése, ellenőrzése, véglegesítése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1009; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-90.
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2003: Településgeológiai kutatások. Jelentés a 2003. évben elvégzett feladatokról. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 943.
- TÓTH GY., MEZŐ GY., BENEDEK K., TAKÁCS T. 2003: Vízföldtani alegységek jellemzése modellezés alapján, részjelentés. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 934; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-25.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., SZŐCS T., MURÁTI J. 2003: Integrált hidrogeológiai és hidrogeokémiai értékelések, Jelentés. – *Kézirat*, MGSZ Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 20 945.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Jelentés a vízföldtani észlelésekről, Bábaapáti (Üveghuta). – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 974; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-63.
- VETŐ I. 2003: Az Üveghuta környéki felszín alatti és felszíni vizek szulfáttartalma - előzetes geokémiai értékelése. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 940; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-45.
- BADA G., FODOR L., SACCHI M., CLOETINGH S., HORVÁTH F. 2003: Neotectonics and surface processes in the western Pannonian basin. – *4th Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Retezat Mts.*
- BADA, G., FODOR, L., DUNAI, T., WINDHOFFER, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F., SACCHI, M., TÓTH, L. 2003: Lithosphere dynamics and present-day deformation pattern in the Pannonian basin. – *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11/04/2003.*
- BERTALAN É., BARTHA A., JUVONEN, R., SOIKKELI, L., FÖLDESSY J., SZEBÉNYI G. 2003: Nemesfémek meghatározása recski ércmintákból: savas kioldás és tűzi módszerek hatékonyságának vizsgálata. – *Magyar Kémikusok Egyesülete „Analitikai Napok” Budapest, 2003. január 30.*
- BÉLAVÁRI, Cs., ANDRÁSI, E., MOLNÁR, Zs., BERTALAN, É. 2003: Determination of alkali metals in control and AD brain samples by different techniques (L59). – *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropic and Remote Areas, 2003, Venice, Italy, 2003. Oct. 19-24.*
- BODNÁR E. 2003: Environmental inventory of the active and abandoned gravel mine sites in the vicinity of Budapest (Hungary). Poster. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- BOHNNÉ HAVAS M., LANTOS M., SELMECZI I.: Magyarország terciér pteropoda „eseményeinek” magnetosztatográfiai korrelációja. Poszter. – *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc, 2003. máj. 8-10.*
- BOHN-HAVAS, M., LANTOS, M., SELMECZI, I. 2003: Tertiary „Pteropoda Events” in Hungary. Bio- and magnetostratigraphy. – *The Fourth Romanian Symposium on Paleontology, 2003, Sept. 5-7, Cluj-Napoca.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Activity of the IGCP National Committee of Hungary. – *IGCP Scientific Board ülése, Párizs, 5-9/02/2003.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Changing geology in Central and Eastern Europe. – *Changing geology, Symposium in Honor of retiring Research Director, Professor Gábor Gaál, Geological Survey of Finland, Finnország, 23/10/2003.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Elnöki megnyitó. – *A Magyar Földtani Társulat 150. Rendes tisztújító közgyűlése, MÁFI, 2003. 03. 19.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Földtan vagy geológia? – *Magyar Szakírók Szövetsége első nagygyűlése: A szaknyelvek helyzete 2003-ban: a legsürgősebb teendő, Budapest, MTA Díszterem, 2003. 04. 5.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A Földtani Intézet eredményei a 2002. évben, Intézményfenntartás. – *Intézeti beszámoló ülés, Budapest, MÁFI, 2003. 01. 28.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A Földtani Intézet eredményei a 2002. évben. – *MGSZ Földtani Tanács, ülés, Budapest, MÁFI, 2003. 06. 03.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A Földtani Intézet eredményei a 2002. évben. – *MGSZ 2002. évi beszámolója, Budapest, MÁFI, 2003. 03. 13.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A Földtani Intézet feladatai az évezred küszöbén. – *A Nemzetközi Geofizikai-Földtani-Fluidumbányászati-Környezetvédelmi Vándorgyűlése, Szolnok, 2003. 09. 19.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Földtani térképkészítés műhelytitkai. – *Magyar Természettudományi Társulat közgyűlése, TIT Stúdió, Budapest, 2003. 06. 05.*

Konferenciaelőadás, poszter

- ALBERT G. 2003: Cartographical Review of the “Hydro- and Engineering-geological establishment of the regional planing of the agglomeration of Budapest”. – Ferjan Ormeling (ICA): Atlas Information Systems c. PhD kurzus keretén belül az ELTE Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszékén.
- ALBERT, G. 2003: Geological modelling of low and intermediate level nuclear waste disposal. Poster. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- ALBERT G. 2003: Háromdimenziós földtani modell szerkesztése egy kis és közepes aktivitású nukleáris hulladékok elhelyezését célzó tároló tervezett telephelyének környezetében. Poszter. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bábaapáti, 2003. 09. 11-13.*
- ALBERT, G. 2003: Regulation for publishing topographical information about the territory of the Hungarian State. – A Magyar Állami Földtani Intézetben rendezett „Directors’ Meeting of the Alp-Carpathian Countries” találkozónak előadás 2003. 11. 27.

- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Geológiai idő a térképen. – *A Magyar Tudományos Akadémia „Idő a földtudományban” című osztályülése, Budapest, MTA, 2003. 05. 07.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A hulladékok optimális elhelyezésének lehetőségei (Magyarország környezetföldtani és földrajzi adottságainak értékelése a kommunális és veszélyes hulladékok elhelyezése szempontjából). – *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Zilah, 2003. 04. 12.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A hulladékok optimális elhelyezésének lehetőségei (Magyarország környezetföldtani és földrajzi adottságainak értékelése a kommunális és veszélyes hulladékok elhelyezése szempontjából). – *MGSZ-MFT Földtani Veszélyforrások Konferencia, Paks, 2003. 05. 29.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A hulladékok optimális elhelyezésének lehetőségei (Magyarország környezetföldtani és földrajzi adottságainak értékelése a kommunális és veszélyes hulladékok elhelyezése szempontjából). – *OM időközi projektbeszámoló a NKFP 3. Környezetvédelmi és anyagtechnológiai kutatások ülésén, Budapest, 2003. 02. 19.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Köszöntés. – *Mérnökgeológiai Jubileumi Konferencia, Dr. Gálos Miklós, Dr. Kertész Pál, Dr. Kleb Béla Tanár Urak tiszteletére, Budapesti Műszaki Egyetem, 2003. 12. 04.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Köszöntő. – *Föld napja, Budapest Zuglói Önkormányzat - MÁFI rendezvény, Budapest, MÁFI, 2003. 04. 26.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Köszöntő. – *A Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat és a MÁFI közös könyvbemutatója, Budapest, MÁFI, 2003. 02. 18.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Kutatóintézet az alap-és alkalmazott kutatás mezsgyéjén. – „10 éves az MGSZ”, előadóülés az MTA Tudományos Bizottságai részvételével, ELGI, Budapest, 2003. 12. 12.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Magyarország földtani felépítése és a mezeoritok földi becsapódásai. – *PAZMANEUM, Bécs, „EUROPA”-CLUB, 2003. 05. 08.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Megnyitó. – *A Földtani Örökségünk Egyesület „Földünk az optikán keresztül” című fotókiállítása, Budapest, MÁFI, 2003. 01. 11.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Megnyitó. – „Thyan, Th`an, Thian, Tyan, Tihan”. *A Tihanyi-félsziget a XV-XVII. sz. térképein, Bencés Apátság Galéria, Tihany, 2003. 07. 11.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Megnyitó. – *Teleki Pál Országos Földrajz - Földtan verseny, Magyar Természettudományi Társulat, Balatonalmádi, 2003. 05. 16.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Megnyitó. – *„A Mi Börzsönyünk”: Konferencia és kiállítás, Szobi Önkormányzat, Börzsöny Múzeum Kiállítás, Szob, 2003. 10. 31.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Mit nyújthat a Földtani Társulat a vállalkozásoknak? – *Vállalkozók 7. Fóruma. Rendezvény a földtani kutatásban résztvevő, a földtani információkat előállító, kezelő, felhasználó magyarországi szervezetek részére, Budapest, MÁFI, 2003. 04. 11.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, elnöki megnyitó. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11-13.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Tapintható láthatatlan. – *A vakok számára készült, az Intézetet ábrázoló kerámia dombormű avatása, Budapest, MÁFI, 2003. 04. 22.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Tájékoztató a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Középtávú Kutatási Programjáról (2004–2006). – *A Magyarhoni Földtani Társulat Választmányi ülése, Budapest, 2003. 11. 25.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Vendégköszöntő, a MÁFI környezetvédelmi munkássága. – *12. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi Napok, Budapest, 2003. 02. 26-28.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2003: Világító ásványok a Földtani Intézetben. – *Állandó kiállítás Cherepy Lajos ajándékából, Budapest, MÁFI, 2003. 04. 22.*
- BUDAI T., FODOR L. 2003: A földtani térképezés eredményei, módszerei és céljai: jelen és jövő. – *MGSZ beszámoló ülés (2003. 03. 13.)*
- CHIKÁN, G. 2003: Handling of abandoned quarries in Hungary. Poster. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- CHIKÁN, G. 2003: New maps of Southern Transdanubian Mountains (Hungary). Poster. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- CHIKÁN, G., BODNÁR, E. 2003: Change's trends of using of aggregates in Hungary. – *Industrial materials and building stones Conference, Isztambul.*
- CSÁSZMA, I., ANDRÁSI, E., LÁSZTITY, A., BERTALAN, É., GAWLIK, D. 2003: Determination of Mo and Mn in human brain samples by different techniques. – *Winter Conference on Plasma Spectrochemistry, Garmisch-Partenkirchen, Germany, 12-17/01/2003.*
- CSILLAG G., SELMECZI I., SÜTÖNÉ SZENTAI M. 2003: Rétegtani megfigyelések a Vértes DK-i előterének felső-miocénjéből, és az újabb dinoflagellata vizsgálatok eredményei. Poszter. – *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc.*
- CSIRIK, GY., SCHAREK, P. 2003: Mineral resource map (1:100 000) of Borsod-Abaúj-Zemplén county (Northern Hungary). Poszter. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 18/06/2003.*
- DADCI, L., TYLER, G., COSNIER, A., VELASQUEZ, S., BARTHA, A., BALLÓK, M. 2003: Trace analysis of hydride forming elements and other elements by ICP-AES in complex samples. Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry. – *New Challenges in Human Health Protection: Anthropic and Remote Areas, Venice, Italy, 2003. Oct. 19-24.*
- DEBRECZENI B.-NÉ, KUTI L., MAKÓ A., MÁTÉ F., SZABÓNÉ KELE G., TÓTH G., VÁRALLYAY GY. 2003: A D-e-Meter földminősítési viszonyszámok elméleti háttere és információtartalma. – *„Földminősítés és földhasználati információ” konferencia, Keszthely, december 11-12.*
- DETRE CS., SOLT P., DON GY. 2003: A perm-triász szupernóva katasztrófa. -- *Magyarhoni Földtani Társulat, előadás, Budapest, október 2.*
- DON, GY. 2003: Mapping the Permian-Triassic (P/Tr) Boundary in Hungary. Poster. -- *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- DON GY., GÁLNÉ SÓLYMOS K. 2003: Dél-Magyarországi pleisztocén mikroszferula előfordulások. -- *Magyar Tudományos Akadémia, előadás, Budapest, október 21.*
- DON GY., GÁLNÉ SÓLYMOS K. 2003: Mikroszferulák a hazai pleisztocénból. -- *Magyarhoni Földtani Társulat, előadás, Budapest, október 2.*
- FODOR, L., MÁRTON, E. 2003: The role of rotation in the Tertiary structural and stress field evolution of the Pannonian-Carpathian-East Alpine-north Dinaridic domain. – *VIth Alpine Workshop, Sopron 2003, Hungary.*

- FODOR L., KOROKNAI B., BERGERAT, F. 2003: Gondolatok a Darnó-zóna szerkezetfejlődéséről. — *Előadóiülés, Magyarhoni Földtani Társulat, Reck, 2003.05.31.*
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY, ZS., SÍKHEGYI, F. 2003: Neotectonics of the Pannonian Basin: problems, results, models. — *Vrije Universiteit, Amsterdam.*
- FODOR L. KOROKNAI B., BALOGH K., HORVÁTH P., PÉCSKAY Z., VRABEC MIR., VRABEC MAR. 2003: A Bakony, mint a legmagasabb Kelet-Alpi–Nyugat-Kárpáti takaró, szerkezetföldtani és geokronológiai adatok alapján. — *Magyar Tudományos Akadémia Földtani Bizottsága, meghívott előadás (2003. 03.).*
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., SÍKHEGYI, F., LEÉL-ÖSSY, SZ., CLOETHING, S., HORVÁTH, F. 2003: Neotectonics of the Pannonian basin II: interplay between deformation and landscape evolution. — *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11/04/2003.*
- FODOR L., ALBERT G., BUDAI T., CSILLAG G., GYALOG L., LESS GY., MURÁTI J., PELIKÁN P., PEREGI ZS., REZESSY A., SELMECZI I., SÍKHEGYI F. 2003: A földtani térképezés eredményei, módszerei: jelen, jövő. Beszámoló a Magyar Geológiai Szolgálat 2002 tevékenységéről (2003. 03.).
- FODOR, L. and POSIHU Research Group (ZUPANCIC, N., MÁRTON, E., TRAJANOVA, M., PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., KOROKNAI, B., DUNKL, I., HORVÁTH, P., VRABEC, MIR., VRABEC, MAR., HORVATH, A., JELEN, B., RIFELJ, H.) 2003: Miocene exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia (Alpine-Pannonian transition). — *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11/04/2003.*
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., DUNAI, T., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., SÍKHEGYI, F., PALOTÁS, K., LEÉL-ÖSSY, SZ., CLOETHING, S., HORVÁTH, F. 2003: Interplay between Neotectonic deformation and landscape evolution of the Pannonian basin. — *4th Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Retezat Mts.*
- FODOR, L., BALOGH, K., DUNKL, I., PÉCSKAY, Z., KOROKNAI, B., TRAJANOVA, M., VRABEC, MIR., VRABEC, MAR., HORVÁTH, P., JANÁK, M., LUPTÁK, B., FRISCH, W., JELEN, B., RIFELJ, H. 2003: Structural evolution and exhumation of the Pohorje-Kozjak Mts., Slovenia. — *VIth Alpine Workshop, Sopron 2003, Hungary.*
- FORIÁN-SZABÓ M., KOVÁCS S., PELIKÁN P. 2003: Sirok, Kis-Várhegy, kőfejtő. — *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Reck, 2003. 05. 29-31.*
- FÖLDEVÁRI M. 2003: Kontroll a bányai bentonitok montmorillonit tartalmánál definiálásához. — *Magyarhoni Földtani Társulat Észak-Magyarországi Területi Szervezet – Agyagásvány szakosztály, Sajóbáony, 2003. máj. 9.*
- FÖLDEVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., PÉCSKAY, Z., HOMONNAY, Z. 2003: Structural investigations of mica minerals with the object of suitability for K/Ar radiometric dating. — *Conference, Baia Mare, 2003. Nov. 6-9, poster.*
- FÜGEDI U., SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2003: Budapest XVIII. kerület talajjzeitnek magas börtartalma. — *Magyar Hidrológiai Társaság, előadás, Budapest június 17.*
- GALAMBOS Cs. 2003: Tematikus térképrendszerek kartografálása. — *VIII. Geomatematikai Ankét. Szeged, 2003. május 5-6.*
- GAÁL Z., DEBRECZENI B.-NÉ, KUTI L., MAKÓ A., MÁTÉ F., NÉMETH T., NIKL I., SPEISER F., SZABÓ B., SZABÓNÉ KELE G., SZAKADÁT I., TÓTH G., VASS J., VÁRALLYAY GY. 2003: D-e-Meter az intelligens környezeti földminősítő rendszer. — *„Földminősítő és földhasználati információ” konferencia, Keszthely, december 11-12.*
- GYALOG L. 2003: The 1:100 000 map-series of Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézetben rendezett „Directors’ Meeting of the Alp-Carpathian Countries” találkozók, előadás 2003. 11. 27-én.*
- GYALOG L., BALLA Z., HAVAS G., TURCZI G., ALBERT G. 2003: A földtani dokumentálás új módszerei az üveghutai kutatásban. Poszter. — *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11-13.*
- GYALOG, L., TURCZI, G., SÍKHEGYI, F., BUDAI, T., KAISER, M., BARCZIKAY-SZEILER, R., MAIGUT, V. 2003: The 1:100.000 GIS-based geological map database of Hungary. Poster. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- HAAS J., ÁRKAI P., CSÁSZÁR G. VÖRÖS A. 2003: A földtani idő. — *MTA X. osztály, előadóiülés.*
- HAVAS G. 2003: 3D modellek építése és alkalmazása a földtudományi kutatásban. — *Előadás, VIII. Geomatematikai Ankét. Szeged, 2003. május 5-6.*
- HÁMOR, T., HALMAI, J. 2003: Competing land-uses and the mineral extractive industries: a legislation review. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- HOXHA, J., DIMO, LLAZAR, CARA, F., KALAJA, F., SCHAREK, P. 2003: The studies and geo-environmental mappings in Albania. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- JAKUS P. 2003: Engineering geological map of Balatonfüred on the scale 1:100 000. Poster. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- JORDÁN, G., CSILLAG, G. 2003. A GIS framework for morphotectonic analysis – a case study. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- JORDÁN, GY., RUKÉZO, G., FÜGEDI, U., CARRANZA, E. J. M., SOMODY, A., VEKERDY, Z., SZEBÉNYI, G., LOIS, L. 2003: Environmental impact of metal mining on catchment drainage in the historic mining area of Reck-Lahóca mines, Hungary. Poster. — *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- JUNG, A., KARDEVÁN, P., TÓKEI, L. 2003: Application of hyperspectral imaging for environment impact assessment. — *Paper read on the „Erdei Ferenc” II. Scientific Conference, Kecskemét.*
- JUNG, A., KARDEVÁN, P., TÓKEI, L. 2003: Using hyperspectral methods in differentiation of artificial and natural surfaces to urban climate applications. — *Paper read on the 4th International Conference of PhD Students, Miskolc.*
- JUNG, A., KARDEVÁN, P., TAMÁS, J., DUNKEL, Z., TÓKEI, L. 2003: Applying hyperspectral images to estimate micro scale environmentally impacts. — *Paper read on the „Lippay János - Ormos Imre - Vás Károly Scientific conference, Budapest, november 4-5.*
- JUVONEN R., SOIKKELI L., LAKOMAA T., BARTHA A., BERTALAN E. 2003: Comparison of recoveries by lead fire assay and nickel sulphide fire assay in the determination of gold, platinum group elements and rhenium in sulphide ore samples. — *Geoanalysis 2003, 5th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials, Rovaniemi, Finland, 2003. Jun. 9-11.*
- KALMÁR, J., KUTI, L. 2003: Geological Conditions Of The Natural Reclamation of the Mine Tailings and Dumps. — *International Colloque „Preservation And Ecological Restoration In Tropical Mining Environments”, Nouméa, Új-Kaledónia, július 15-21.*

- KALMÁR J., SZENDREINÉ KOREN E. 2003: Erdőtalaj képződés eruptív anyakőzetben a Pilisszentlászló 61. és 65. parcelláján létesített ökológiai mintaterületen. – *Előadás a MFT Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztálya előadóülésén, november 25.*
- KALMÁR J., KUTI L., SZENDREINÉ KOREN E. 2003: Agrogeológiai vizsgálatok a Gödöllői Arborétumban. – *Előadás az Országos Erdészeti Egyesület „Talajok száradása, okai, jelei, tünetei” c. előadóülésén, ERTI, Budapest, szeptember 30.*
- KARDEVÁN P., FÜGEDI Ú., SOMMER, S., TAMÁS J., KEMPER, T., JORDÁN GY., HARGITAI H., ZELENKA T. 2003: Légi hiperspektrális távérzékelési módszerek alkalmazása korábbi bányászati tevékenységek környezeti felméréseiben. – *„Lippay-Ormos-Vas Tudományos Ülés, Természeti Erőforrások szekciója, Szent István Egyetem, Budapest, november 6–7.*
- KELE, S., KÖRÖPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M. 2003: Sedimentology, mineralogy, lake evolution and chronology of the Quaternary Tata thermal lacustrine travertine (Hungary). – *Előadás és poszter a „Die aktuellen Fragen des Mittelpaläolithikums in Mitteleuropa” című konferencián, 2003, Tata, október 20.*
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2003: Magmatic and metamorphic evolution of the Mórággy Granite Complex (SW Hungary, Tisza unit, South Hungary). – *The analysis of Microfabrics in Geomaterials kurzus, München 2003. okt. 6–11.*
- KIRÁLY E., KOROKNAI B., GULÁCSI Z. 2003: A Mórággyi Gránit magmás és metamorf fejlődéstörténete. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13.*
- KISS, A., FODOR, L. 2003: Brittle structures of the Bakony Hills, western Hungary: constraints from paleostress analysis and local structural mapping. – *VIth Alpine Workshop, Sopron 2003, Hungary.*
- KOLOSZÁR L., MARS I. 2003: A negyedidőszaki képződmények rétegtani korrelációja a Mórággyi-rög térségében. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11–13.*
- KÓNYA P., DÁVID Á., VINCZE L., PÜSPÖKI Z., KOZÁK M. 2003: Kárpáti part-rekonstrukció üledékföldtani és őseletnyomati módszerekkel (Salgótarján Lignit Formáció). Poszter. – *Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztály és Magyar Tudományos Akadémia, Szedimentológiai Bizottság, 2003. nov. 28.*
- KOROKNAI, B., MAROS, GY., PALOTÁS, K., KIRÁLY, E. 2003: Ductile tectonic evolution of the Mórággy Granite Complex (SW Hungary): a puzzle of the Variscan orogeny in Central Europe. – *VI Alpine Workshop, Sopron, Szept. 14–16.*
- KOROKNAI B., KIRÁLY E., MAROS GY., PALOTÁS K. 2003: A Mórággyi Gránit metamorf fejlődéstörténete. – *A Magyar Tudomány Napja 2003, MTA, 2003. nov. 12.*
- KÖRÖPÁS, L. 2003: Inventario irregular. – *Előadás a GEOMIN havannai konferenciáján, La Habana, március 24.*
- KÖRÖPÁS, L. 2003: Los modelos geológicos de sistemas paleocársticos. Teoría y su posible aplicación en la Sierra Gorda, México. – *Előadás a „Primer Encuentro de Investigaciones sobre la Sierra Gorda” (San Juan del Durán, Sierra Gorda, México) című konferencián, október 24.*
- KÖRÖPÁS L., SIKLÓSY Z. 2003: Felső kréta forráskúpok a Vértes-hegységben. – *Előadás a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Barlangkutatók Szakmai Találkozóján, Debrecen, 10. 8.*
- KÖRÖPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KÖRÖDÖS, L., KRÖLOPP, E., STÜBEN, D., BERNER, ZS. 2003: Genetic models of Quaternary travertines. An integrated case study from Hungary. – *V. Congreso de Geología y Minería, Havana, 2003. March 24–28.*
- KOVÁCS-PÁLFFY P. 2003: A sajóbábonyi bentonittelepek jellemzése a röntgendiffrakciós vizsgálatok tükrében. – *MFT Észak-Magyarországi Területi Szervezet – Agyagásvány szakosztály, Sajóbábony 2003. máj. 9.*
- KUTI L. 2003: Magyarország potenciális hulladéklerakó-helyeinek kijelölése. – *12. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi Napok, Budapest, 2003. 02. 26–28.*
- KUTI L. 2003: Magyarország talajvízeinek vegyi jellege. – *MHT Hidrogeológiai Szakosztály, előadóülés. 2003, május.*
- KUTI L. 2003: A talajok száradásának agrogeológiai összefüggései a talaj-alapkőzet-talajvíz rendszerben. – *Előadás az Országos Erdészeti Egyesület „Talajok száradása, okai, jelei, tünetei” c. előadóülésén, ERTI, szept. 30.*
- KUTI L., VATAI J. 2003: A belvizek kockázatának földtani okai. – *MFT Mérnökgeológiai és környezetföldtani szakosztály agrogeológiai előadóülése, november 25.*
- KUTI, L., KERÉK, B. 2003: The environmental and agrogeological evaluation of the sandy steppe at the Danube-Tisza Hilly Region, Hungary. – *Conference on the Geology of the Middle East, Cairo, Egypt, január 19–22.*
- LÁSZTITY, A., JANKOVICS, P., ZIH-PERÉNYI, K., BERTALAN, É. 2003: Flow-injection preconcentration and electrothermal atomisation atomic absorption spectrometry determination of Mn in pharmaceuticals (P10). – *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropic and Remote Areas, Venice, Italy, 2003. Oct. 19–24.*
- LESS GY. 2003: Recsk, a paradí Tarna-patak bevágása. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29–31.*
- MAGYAR I., MÜLLER P., LANTOS M., SZTANÓ O., BABINSZKI E. 2003: A Budapest, Kozma utcai pannóniai feltárás őslénytani és rétegtani szerepe. – *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc, 2003. máj. 8–10.*
- MAIGUT V. 2003: Tematikus térképrendszerek fejlesztése a földtudományban. – *VIII. Geomatematikai Ankt. Szeged, 2003. május 5–6.*
- MÜLLER T. 2003: Vizzáró képződmények elemzése Békés és Csongrád megyében. – *MFT Mérnökgeológiai és környezetföldtani szakosztály agrogeológiai előadóülése, Budapest, november 25.*
- NÁDOR, A., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. 2003: Milankovitch-scale cyclicity in fluvial sediments over the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary: Causes and controls. – *XVI INQUA Congress, Reno, Nevada, USA, 2003. Jul. 23–30.*
- NÉMETH K. 2003: Intrakontinentális freatomagmás vulkanizmus vulkáni kürtő, magma fragmentációs, vulkaniklaszt szállítási és üledékképződési folyamatai. – *MTA Földtudományi Bizottsági Előadás, 2003. október 17.*
- NÉMETH, K. 2003: Phreatomagmatic volcanism in intracontinental settings with special relevance to vent processes, magma fragmentation, volcanoclast transportation and deposition: examples from New Zealand and Central Europe. – *Magyar Állami Földtani Intézet, 2003. 08. 29.*
- NÉMETH K., MARTIN, U. 2003: A Föld belső erőinek vizsgálata az őskörnyezet és a vulkáni katasztrófa-elhárítás szemszögéből. – *Soproni Egyetem, 2003. május 22.*
- NÉMETH, K., WINTERLICH, L., KORBÉLY, B., MARTIN, U. 2003: Sedimentary record of a syn-eruptive remobilization of phreatomagmatic air fall tephra on a steep volcanic flank of a pyroclastic cone, Szigliget, Bakony – Balaton Highland Volcanic Field,

- Hungary. – *International Association of Sedimentologist, 23rd European Regional Meeting, Opatija, Croatia.*
- PECHMANN I., TAMÁS J., KARDEVAN P., VEKERDY Z., RÓTH L., BURAI P. 2003: Hiperspektrális technológia alkalmazhatósága a mezőgazdasági talajvédelemben (Application possibilities of hyperspectral technology in agricultural soil conservation; in Hungarian). – *EU-konform mezőgazdaság és élelmiszerbiztonság (EU-conform Agriculture and Food Security), Gödöllő, Hungary.*
- PELIKÁN P. 2003: Bátor: jura olisztostróma és karbonát-turbidit, jura vörös radiolarit. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- PELIKÁN P. 2003: Egerbakta, Reszél-tetői köfeytő: triász típusú bazalt, jura pala és karbonát-turbidit. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- PELIKÁN P. 2003: Uppony, Csernely-völgy bejárata: az Upponyi-törés. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- PELTZ-CSÁSZMA, I., ANDRÁSI, E., LÁSZTITY, A., BERTALAN, É. 2003: Determination of Sr and its relation to other alkaline earth elements in human brain samples (P45). – *XI Italian-Hungarian Symposium on Spectrochemistry, New Challenges in Human Health Protection: Anthropic and Remote Areas, Venice, Italy, 2003. okt. 19-24.*
- PENTELENYI, A. 2003: Environmental map of Vas County, West Hungary. Poster. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- RADÓCZ GY. 2003: A bányászati „alsó miocén” konglomerátum. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- RADÓCZ GY. 2003: Útvonalmagyarázó, a Borsodi-medence területén Mónosbél-től Rudabányáig. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., Ó.KOVÁCS L. 2003: Észlelőkutakban mért vízszint idősorok statisztikai vizsgálata az üveghutai kutatási területen. – *Konferencia a felszínalatti vizekről, Balatonfüred, 2003 április 1-2.*
- RÓTH L. 2003: Környezetvédelmi Szakmérnökök részére „ENVI (Environment for Visualizing Images) Képfeldolgozó Rendszer”. – *Debreceni Egyetem Víz- és Környezetgazdálkodási Tanszék, Debrecen.*
- RÓTH L. 2003: Raszteres Térinformatika, ENVI Képfeldolgozó Rendszer. – *DE Tessedik Sámuel Mezőgazdasági Főiskolai Kar, Mezőtúr.*
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ÖSSY, SZ., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F. 2003: Quantification of Quaternary uplift rates in the central Pannonian basin: constraints from geochronological data. – *EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11/04/2003.*
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ÖSSY, SZ., HORVÁTH, E., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. 2003: Exposure age dating, a new tool applied to the Pannonian Basin for the quantification of Quaternary vertical movements: the case study of the Visegrád Gorge, Danube river. – *Abstracts of the 4th Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Retezat Mts.*
- SASDI L. 2003: A Mátyás-hegyi-barlang üledékeinek vizsgálata. – *MKBT Szakmai Napok, Debrecen.*
- SASDI L. 2003: Újabb földtani adatok a gerecsei édesvízi mészkövek keletkezéséhez. – *Karsztfeloldás Konferencia. Szombathely, Berzsenyi Dániel Főiskola. 2003. április 4-5.*
- SCHAREK, P. 2003: Regional geological data management and its application in environmental studies in Hungary. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- SELMECZI, I., BOHN-HAVAS, M., SZEGŐ, É. 2003: Prepannonian Miocene sequences of the SW edge of the Transdanubian Central Range, Hungary. Litho- and Biostratigraphy – *The Fourth Romanian Symposium on Paleontology, 2003, Sept. 5-7, Cluj-Napoca.*
- SÍKHEGYI F., UNGER Z. 2003: A távérzékelés és a földtani térkép-szerkesztés kapcsolata. – *Előadás, Erdélyi Műszaki Tudományos Társaság, Zilah, 2003. április 13.*
- SÍKHEGYI F., UNGER Z. 2003: A távérzékelés és a földtani térkép-szerkesztés kapcsolata. – *Előadás, VIII. Geomatematikai Ankt. Szeged, 2003. május 5-6.*
- SÍKHEGYI F., TISZA A., UNGER Z. 2003: Távérzékelés a környezetvédelem szolgálatában. Remote Sensing in Environmental Protection. – *Előadás, Erdélyi Műszaki Tudományos Társaság, Zilah, 2003. április 13.*
- SOLT P., DON GY., DETRE CS. 2003: Pleisztocén-holocén határ és a Vela szupernóva. – *Magyarhoni Földtani Társulat-Magyar Állami földtani Intézet, Budapest, október 2.*
- SÜMEGYI P., GEIGER J., MAGYARI E., FÖLDES T., BOGNER P., GYURICZA GY., HUM L. 2003: Egy holocén korú tiszai meder szedimentológiai és öslénytani elemzése: Hogyan segítheti a szedimentológia és öslénytan egy dinamikus geomorfológiával foglalkozó geográfus munkáját. – *I. Geomorfológus Kongresszus, Szeged, 2002. szeptember.*
- SZEBÉNYI G., FÜGEDI U. 2003: A recski mélysínt geokémiai zonalitása. – *A Darnó-zóna geológiája és geofizikája. Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- SZEBÉNYI G., BOGÁTH I., WIND A., BALLA Z., GYALOG L. 2003: A bátaapáti A1 és A2 kutatóárok digitális dokumentációja. Poszter és előadás. – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bátaapáti, 2003. 09. 11-13.*
- SZEBÉNYI, G., FÖLDESSY, J., JUVONNEN, R., BARTHA, A., BERTALAN, É. 2003: Study on precious metal determination of the ore samples of Recsk area, Hungary: Geological background. – *Poster presentation on the Geoanalysis 2003. Rovaniemi, Finland.*
- SZENTPÉTERY I. 2003: Alsótelekes. Dolomit kőbánya. Guttensteini Formáció (középső triász alja). – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- SZENTPÉTERY I. 2003: Rudabánya-Szuhogy közötti út menti feltárás: a miocén Suhogyi Konglomerátum; Rudabánya, Barbara külfejtés: alsó-miocén konglomerátum és Bretkai Mészkö Formáció. – *A Darnó zóna geológiája és geofizikája, Recsk, 2003. 05. 29-31.*
- SZURKOS, G., ZSÁMBOK, I. 2003: Environmental Geological Map Series for Urban Development of the Commuter Belt of Budapest. – *Poster, Proceeding of „INCO EGS-FOREGS” Workshop on Natural Hazards in the EU Research Context, Vienna, április 24-26.*
- SZURKOS, G., ZSÁMBOK, I. 2003: Environmental Geological Mapping of Urban Areas in the Geological Institute of Hungary. – *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy, 17-20/06/2003.*
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2003: A talajvizek kémiai változásai és a MÁFI településgeológiai programja. – *Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológia Szakosztálya, előadás, Budapest, 09. 16.*
- TÓTH GY., HORVÁTH I. 2003: Vizgeokémiai változások az Alföldi mélysíntelvényekben. – *MTA Környezetgeokémiai albizottság, 2003. május*

- TÓTH GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I. 2003: A Kárpát-medence magyarországi részének hidrogeológiai modellezése. A Magyar Állami Földtani Intézet hozzájárulása a feladat megoldásához. – *Felszín alatti vizeink kutatása, feltárása, hasznosítása és védelme I. Szemelvények a kutatás és oktatás munkáiból, Konferencia a felszín alatti vizekről, Balatonfüred 2003.*
- TÓTH GY., HORVÁTH I., SZÓCS T., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., MOLNÁR P. 2003: "Az üveghutai telephely vízföldtani kutatása". – *A Magyarhoni Földtani Társulat 2003. évi vándorgyűlése. A radioaktív hulladékok elhelyezésének földtani környezete, Bataapáti, 2003. 09. 11-13.*
- TURCZI G. 2003: Informatika a földtudományban 2003. – *Előadás, VIII. Geomatematikai Ankét. Szeged, 2003. május 5-6.*
- UNGER Z. 2003: Székelyföld az úrból. – *Előadás, V. Székelyföldi Geológusok Találkozója, Sepsiszentgyörgy, 2003. október 20.*
- VARGA Zs., CSÁSZÁR G. 2003: Az Úrkúti Mangánérc Formáció szintjében a Lókúti-dombon települt agyag vizsgálata. – *MFT Közép és Észak-dunántúli Területi Szervezet ülése, Veszprém.*
- VICZIÁN I. 2003: Az Alföld pliocén és pleisztocén üledékeinek ásványos összetétele (Mineralogy of Pliocene and Pleistocene sediments of the Great Hungarian Plain). – *EMT Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Zilah, 2003. április 13.*
- VICZIÁN, I. 2003: Clay mineralogy of Quaternary terrestrial and alluvial sediments of Hungary. – *EUROCLAY 2003, 10th Conference of the European Clay Groups Association, Modena, 2003.*
- VICZIÁN I. 2003: Teleki Domokos levelezése híres német természetvizsgálókkal a 18. század végén - a Teleki Tékában található levelek alapján (összefoglalás). – *Lokális Történelmek konferencia, SároMBERKE, 2003.*
- WEHNER, H., HÁMOR-VIDÓ, M., MALINA, G. 2003: Constrains on the effectiveness of natural attenuation at two hydrocarbon spills in Hungary and Germany. – *European Association of Organic Geochemists Conference, Kraków, szept. 5-10. poszter.*
- WEHNER, H., MALINA, G., HÁMOR-VIDÓ, M. 2003: Monitoring of the fate of semi-volatile petroleum hydrocarbons in polluted soils. – *5th Int. Conference on Oil and Gas Chemistry, Tomsk, Russia, szept. 22-26., poster.*

Hetényi Rudolf emlékezete

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY

Hetényi Rudolf a Magyar Állami Földtani Intézet egykori munkatársa, 13 éven keresztül igazgatóhelyettese, 1933. július 14-én született Budapesten, elhunyt 70 éves korában, 2003. június 14-én. Munkásságának alábbi méltatása a Földtani Közlöny (134/1) hasábjain csaknem azonos formában már megjelent. A megemlékezést azonban kiegészítettük szakirodalmi munkásságának fellelhető, teljes bibliográfiai felsorolásával, beleértve a nyomtatásban megjelent művek korrigált jegyzékét is.

Hetényi Rudolf gyermekkorát Pestlőrincen töltötte, édesanyját 13 éves korában elvesztette, ami gyökeres változásokat hozott életébe, kemény munkával, korán gondoskodnia kellett magáról.

A középiskolát Budapesten, a Fasori Evangélikus Gimnáziumban végezte 1952-ben, jeles eredménnyel. Geológia iránti érdeklődése még középiskolás korában, a Pestlőrinci Téglagyárban végzett nyári munkája során ébredt fel, amikor felfigyelt a pannon agyagban előforduló ősmaradványokra. Szakmai indíttatásokat könyvekből is szerzett, amihez főleg a Központi Honvéd Könyvtárban dolgozó Édesapja révén jutott.

Egyetemi diplomáját az ELTE-TTK geológus szakán szerezte 1956-ban. Tagja volt annak a legendás, nagy létszámú évfolyamnak, melynek tagjai évtizedeken keresztül meghatározó egyéniségei voltak a hazai földtani kutatásnak. Ő is Vadász Elemér tanítványa volt, és ez meghatározta szakmai érdeklődési körét, munkastílusát.

Egyetemi éveit is — túl a kötelező nyári gyakorlatokon — a Földtani Intézetben vállalt munkát. Tudományos segédezői státuszban, főleg laboratóriumi munkát végzett. Terepi segédmunkásként Fülöp József gerescei, bakonyi, vilányi, vértesi munkáiban is közreműködött.

Szakmai pályafutása egyetlen munkahelyhez, a Magyar Állami Földtani Intézethez kötődik, ahova 1956. október 1-én lépett be, és 60 évesen, 38 év és 284 nap szolgálati idővel a háta mögött 1994. augusztus 15-én vonult nyugállományba.



Hetényi Rudolf
1933-2003

Az Intézetben végigjárta a szakmai besorolások szokásos rendjét, tudományos gyakornokként kezdte, majd tudományos segédmunkatárs, 1958. szeptember 1-én tudományos munkatárs, 1974. április 1-én tudományos főmunkatárs lett.

Élete elválaszthatatlan volt munkájától, munkája elválaszthatatlan volt a Földtani Intézettől. Különböző emelkedő rangú beosztásokban résztvevője, töretlen szorgalmú végrehajtója, irányítója volt az intézeti tevékenységnek, csaknem négy évtizeden keresztül. A Magyarhoni Földtani Társulatba még egyetemista korában belépett és csaknem ötven évig volt tagja.

A jó intézeti hagyományokhoz híven Ő is terepi feladatokkal kezdte, a Térképezési Osztályon 1958-tól, a térképezési program kezdetétől a Mecsek Csoport vezetőjeként, majd 1960-tól a Mecsek hegységi Osztály vezetőjeként végezte és irányította a mintegy 500 km² -nyi bonyolult felépítésű terület 1:10 000-es méretarányú térképezését.

A térképezés része volt annak az átfogó intézeti programnak, amelyet „hasznosítható ásványos anyagok szempont-

jából legfontosabb hegységek és medencék részletes és sokoldalú földtani vizsgálata” céljából indítottak ugyancsak 1958-ban. Kiemelten foglalkozott a feketekőszén perspektivikus kutatásával, a fedőképződmények finomrétegtani tagolásával.

Hetényi Rudolf a 21 db mecseki térképlapból háromnak felvételezője és szerzője, míg további 8 db térképlapnak és magyarázójának társszerzője, ahol főleg a középső és felsőliászi térképezésében, litosztratigráfiai tagolásában vett részt.

A térképlaponkénti felvételt tájegységi térkép szerkesztése követte, elkészült a Keleti-Mecsek 1:25 000-es földtani térképe, melynek ugyancsak társszerzője. Irányította a térképezéshez kapcsolódó alapszelvények feltárását, fúrások kitérését, anyagainak feldolgozását, dokumentálását.

Az 1970-es évek elejétől új, az előkutatásokat előtérbe helyező „Az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása” című tárcaszintű program határozta meg az Intézet tevékenységét. Az új program az intézeti tevékenység bővítését, szervezetének megváltoztatását is igényelte. Hetényi Rudolf 1974-ben a Földtani Térképezési Főosztály vezetője lett. Különös gondot fordított a Dél-dunántúli Osztály működési területének bővítésére, létrehozta a Pécs–vasasi magminteraktárat és kőzetfizikai laboratóriumot, megszervezte és elindította a kisalföldi térképezési programot. Tevékenyen részt vett, főleg a Villányi-hegységben, a folyamatban levő építőkő, nemes építőkő kutatásban, a nyersanyagkészletek prognosztikus értékelésében.

1981. az ambiciózus célokat kitűző VI. ötéves terv induló éve, ekkor, január 1-én kapta meg általános igazgatóhelyettesi kinevezését. Feladata a vezetés, ellenőrzés, végrehajtás

hármas követelményrendszerében öltött testet, és Ő ezeket a feladatokat tántoríthatatlanul, következetesen ellátta. Új elem is megjelenik munkájában, el kell látnia az Intézet mongóliai, vietnami, kubai földtani térképező expedícióinak felügyeletét.

Módomban volt egy kubai ellenőrző útja során végig kísérni és látni, milyen részletekre is kiterjedő gondossággal ellenőrizte a folyamatban lévő munkákat.

Hatásköre 1987-ben tovább bővült, az Intézet új szervezeti rendje szerint általános igazgatóhelyettesként, közvetlen felügyeletet látott el az önálló hatáskörű főosztályvezetők tevékenysége fölött.

Munkásságát egyebek mellett a „Földtani kutatás kiváló dolgozója” és a „Munka érdemrend bronz fokozata” kitüntetésekkel ismerték el.

Hetényi Rudolf igazgatóhelyettesként még részese volt annak a zavaros átszervezési, majd új programalkotási időszaknak amit az 1990-es évek elején élt át az Intézet. A korábbi szervezet, értékrend és feladatok megszűnése, a munkatársak kétharmadának elbocsátása, ha nem is mondta, de biztosan fájdalmasan érintette. Erre következtethetünk a sajnálatosan elhatalmasodó betegsége mellett abból, hogy nyugdíjazása után távol tartotta magát az intézeti és társulati szakmai rendezvényektől, a kapcsolatot csak szűk szakmai, baráti körrel tartotta fenn.

Hetényi Rudolf élete elválaszthatatlan volt a Földtani Intézettől, áldozatos munkát végzett az intézeti rend, szervezettség alakítása, a szakmai adminisztráció belső és külső feladatainak végrehajtása terén. Ebben mindvégig segítőtje és támasza volt felesége, munkatársa Énekes Márta.

Hetényi Rudolf szakirodalmi munkássága

Nyomtatásban megjelent művei:

- HETÉNYI R., NAGY E., WEIN GY. 1959: A Mecsek- és a Villányi-hegység mezozoikumja. – *A MÁFI alapításának 90. évfordulója alkalmából 1959. IX. 15-23. között tartott mezozoós konferencia kirándulásai*, A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa 83, pp. 47–65.
- FÜLÖP J., HÁMOR G., HETÉNYI R., VÍGH G. 1960: A Vértes-hegység júra időszaki képződményei. – *Földtani Közöny* 90 (1), pp. 15–26.
- HETÉNYI R. 1964: A Mecsek hegység részletes földtani vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről* (I), pp. 15–21.
- HETÉNYI R. 1966: A mecseki középsőliászi tagolása. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 23–29.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1966: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-D. Észlelési térkép 1:10 000 (1965)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1966: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-D. Földtani térkép 1:10 000 (1965)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1966: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Pécsvárad. Észlelési térkép 1:10 000 (1964)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1966: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Pécsvárad. Földtani térkép 1:10 000 (1964)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1966: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Apátvarasd. Észlelési térkép 1:10 000 (1963)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1966: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Apátvarasd. Földtani térkép 1:10 000 (1963)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R. 1967: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata 1962–1966 között. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1965-ről*, pp. 19–25.
- HETÉNYI R. 1967: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1966-ról* (előzetes), pp. 21–48.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1967: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Hosszúhetény*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 66 p.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1967: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Pécsvárad*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 57 p.

- HETÉNYI R. 1968: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1966-ról*, pp. 31–48.
- HETÉNYI R. 1968: A Mecsek hegység földtani vizsgálata 1967-ben. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről* (előzetes), pp. 17–30.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1968: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Apátvarasd.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 55 p.
- HETÉNYI R. 1969: A Mecsek hegység földtani vizsgálata 1967-ben. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről*, pp. 189–203.
- FÖLDI M., HETÉNYI R. 1969: Foltos Marga. – In: FÜLÖP J. (szerk.): *Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. Mediterrán Jura Kollokvium.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 14–15.
- GÉCZY B., HETÉNYI R., VÖRÖS A. 1969: Villányi Templomhegy és Somsich-hegy. Bath-kallovi-oxfordi képződmények. – In: FÜLÖP J. (szerk.): *Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. Mediterrán Jura Kollokvium.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 39–42.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., NAGY I., BILIK I. 1969: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Komló. Észlelési térkép 1:10 000 (1967–68).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., NAGY I., BILIK I. 1969: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Komló. Földtani térkép 1:10 000 (1967–68).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., NAGY E. 1969: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Komló. Mélyföldtani térkép 1:10 000 (1967–68).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I., 1969: *Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú földtani térképsorozatához. Pécsvarad.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 319 p.
- HÁMOR G., BILIK I., NAGY I., HETÉNYI R. 1974: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Kisbattyán. Észlelési térkép 1:10 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., BILIK I., NAGY I., HETÉNYI R. 1974: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Kisbattyán. Földtani térkép 1:10 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., NAGY I., HETÉNYI R. 1974: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Magyar-egregy. Észlelési és földtani térkép 1:10 000 (1969).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., HETÉNYI R., NAGY I. 1974: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Magyar-egregy.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 51 p.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Kisújványa. Észlelési térkép 1:10 000 (1971).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Kisújványa. Földtani térkép 1:10 000 (1971).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1975: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Zengővárkony. Észlelési térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1975: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Zengővárkony. Földtani térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., RAVASZNÉ BARANYAI L. 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklósbodony I. és a Bogádmindszent I. sz. fúrás tükrében. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról*, pp. 323–361.
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G. 1976: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-É. Észlelési térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-É. Földtani térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M. 1976: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Mecseknádasd. Észlelési térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M. 1976: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Mecseknádasd. Földtani térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Mecseknádasd.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 38 p.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B., BILIK I. 1976: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Ófalu. Észlelési térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B., BILIK I. 1976: *A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat. Ófalu. Földtani térkép 1:10 000 (1972).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I., JANTSKY B. 1976: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Ófalu.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 74 p.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1977: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Hosszúhetény-É.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 71 p.
- BILIK I., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1978: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Kisbattyán.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 82 p.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1978: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Kisújványa.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 88 p.
- HETÉNYI R. 1981: Emlékezés Földi Miklósról. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, pp. 23–27.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., NAGY E., BILIK I. 1982: *A Keleti-Mecsek földtani térképe, 1:25 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J., BILIK, I., GÉCZY, B., GÓCZÁN, F., HETÉNYI, R., KASSAI, M., KONDA, J., KOVÁCS, S., MISZLIVÉCZ, E., NAGY, E., NAGY, I., ORAVECZ-SCHEFFER, A., PÓLAI, GY., RÁLISH, L-NÉ, SZABÓ, I., SZABÓ, Z. 1984: Excursion 104, Mesozoic Formations in Hungary. Middle to Upper Dogger. – Komló Marl Formation Óbánya Limestone Formation – Dorogó Marl Formation. – *International Geological Congress, XXVIIth Session Moscow, USSR Guidebook*, pp. 43–45.

- RÓNAI A., HÁMOR G., NAGY E., FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., JÁMBOR Á., HETÉNYI R., DEÁK M., GYARMATI P. 1984: *Magyarország földtani térképe, 1: 500 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- RÓNAI A., HÁMOR G., NAGY E., FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., JÁMBOR Á., HETÉNYI R., DEÁK M., GYARMATI P. 1984: *Geological Map of Hungary, 1: 500 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Kézírtos jelentései:*
- HETÉNYI R. 1957: 1957. évi 7652., 7654. lapokra tervezett ideiglenes jelkuls. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1958: Előzetes jelentés az Ófalu, Mecseknádasd, Erdősmecke, Apátvarasd határán végzett földtani munkálatokról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1958: Földtani térképezési jelentés a mecsek-hegységi 7652. és 7654. 1:5 000 méretű Gauss-Krüger vetületű térképlapok területéről. (Jelentés az 1957. évről). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1959: Jelentés az Ófalu–Zengővárkony közti területen végzett földtani munkálatokról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1959: A Mecsek-hegység júra időszaki képződményei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1960: 1959. évben mélyített térképező fúrások szelvényei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1960: Jelentés az 1959. évi térképező munkáról. Mecseknádasd 1:10 000 térképlap. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1960: Jelentés a fiatal geológusok konferenciájáról. (NDK). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1960: Jelentés az 1959. évi térképező munkáról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1960: Mecsek hegység, Singödör-völgyi dogger szelvény. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NÉMEDI V. Z. 1961: Jelentés az 1960. évi jugoszláviai tanulmányútról. – Útjelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FORGÓ L., HETÉNYI R. 1961: Pusztakisfalui fúrások földtani naplói. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1962: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata 1962–1966 között. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BARABÁS A., FEJÉR L., SOMOS L., HÁMOR G., JÁMBOR Á., HETÉNYI R. 1964: BARABÁS A.: A baranyai terület kristályos és paleozoos képződményei. – FEJÉR L., SOMOS L.: A DK-dunántúli triász és az alsó-liász produktív kőszénösszlet földtani leírása. – HÁMOR G., JÁMBOR Á.: A DNy-magyarországi miocén. – HETÉNYI R.: A Mecsek-hegység és a Villányi-hegység mezozoikumuma a középső-liásztól. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KOPEK G., HETÉNYI R., FÜLÖP J., RADÓCZ GY., NAGY E. 1965: Távlati jellegű kőszénkutatói tervjavaslat a III. ötéves tervre 1966–1970. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY E., NAGY I., HETÉNYI R. 1965: Völgyirány-statisztikai vizsgálatok a Mecsek-hegységben (1960). Megjegyzések NAGY E., NAGY I.: Völgyirány-statisztikai vizsgálatok a Mecsek-hegységben című dolgozathoz (HETÉNYI R. 1965). Pécs-Meszes, Hird, Mánfa, Hosszúhetény, Zobák, Kisújbánya, Jánosi-pusztá. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JÁMBOR Á., HETÉNYI R. 1966: Javaslat a Téseny-i karbon képződmények fúrásos megkutatására. Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., KNAUER J., GIDAI L. 1966: Osztályvezetők beszámolója az 1965-ben végzett munkáról. A Mecsek-hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata. Beszámoló a Bakonyi csoport munkájáról. A Dorogi-medence földtani vizsgálata. Beszámoló a Mátra-hegységi Kutató Osztály 1965. évi tevékenységéről. Részletes földtani térképezés tapasztalatai a Tokaji-hegységben. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1966: Rucker akna, Pécs külfejtési terv, kutatási terv. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1966: A Rucker K-i külfejtésre alkalmas feketekőszénterület perspektivikus kutatási terve. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1967: 7113. témacsoport. A Mecsek-hegység hasznosítható anyagainak távlati és felderítő jellegű földtani kutatása. (Tervlap, jelentés). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1967: 7111. témacsoport. A Mecsek-hegység 10 000-es részletességű térképsorozatának szerkesztése. (Tervlap, jelentés, irodalmi jegyzék). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1967: 7112. témacsoport. A Mecsek-hegység részletes, sokoldalú és átfogó földtani vizsgálata. (Tervlap, jelentés, irodalmi jegyzék). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1968: Mecsek-hegység 10 000-es részletességű térképsorozatának megszerkesztése. 1967. évi feltárási jelentés. Belső megállapodás a Térképezési Főosztály Dél-dunántúli Osztályával. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., BOHN P. 1967: A Mecsek-hegység hasznosítható anyagainak távlati és felderítő jellegű földtani kutatása. Dél-Mecseki sekély mélységű felderítő feketekőszén kutatás keretében 3 db fúrás részletes anyagvizsgálata és a kutatás zárójelentésében a vasérckészletre vonatkozó összefoglalás. Pécsbánya–Vasas. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1967: A Mecsek-hegység részletes, sokoldalú és átfogó földtani vizsgálata. Magyaregregy, Kárász, Szászvár, Óbánya, Komló-Mánfa, Pécsbányatelep. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY I. 1968: Keleti Mecsek homokjainak prognózisa. Makroszkópos leírás, anyagvizsgálatai eredmények (I.II), fúrások rétegsora. Bátaapáti, Berkesd, Bogád, Cikó, Császa, Fazekasboda, Feked, Hidas, Hird, Kékesd, Kismányok, Kisvaszar, Komló, Kozármisleny, Magyaregregy, Magyarsarlós, Maráza, Mánfa, Máriakémeád, Mecsekjánosi, Mecseknádasd, Nagypápad, Nagykozár, Nagymányok, Ófalu, Pécs, Romonya, Szászvár, Szilágy, Véménd. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY I., TÓTH A. 1968–1969: A Keleti-Mecsek homokos képződményeinek prognózisa. I-II. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY I. 1968: A Keleti Mecsek homokjainak prognózisa. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1968: A Keleti Mecsek homokprognózisa. Szakmai és pénzügyi terv. Térképmellékletek. Apátvarasd, Erdősmecke,

- Pusztakisfalú, Zengővárkony, Pécsvárad, Hosszúhetény, Pécs, Pécs-Vasas, Pécsszabolcs, Meszes, Árpádtető, Bogád, Komló, Kisbattyán, Magyaregregy, Kárász, Vékény, Szászvár, Váralfa, Hidas, Nagymányok, Mecseknádasd, Ófalu, Cíkó, Bátaapáti, Tékes, Óbánya, Szalatnak, Köblény, Máza. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1968: A Komlói jura alapszelvény ásvány-kőzettani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1968: A Mecsek hegység részletes, sokoldalú és átfogó földtani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., GÓCZÁN F., NAGY I., RAVASZNÉ BARANYAI L. 1969–1970–1971: A délbaranyai karbon alaphegység vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1969: 1959. évben mélyített térképező fúrások szelvényei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1969: A déldunántúli karbon 1969. évi perspektívikus kutatása. (Siklósbodony-1. és Bogádmindszent-1. sz. fúrások ásványkőzettani vizsgálatai.) – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R. 1969: A déldunántúli karbon alaphegység 1969. évi vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. 1969: Földtani alapadatok a Mecsek hegység M=1:10 000-es térképsorozatához. Kővágószőlős, Pécs-Meszes, Pécsvárad. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1969: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Pécsvárad. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1969: Működési jelentés 1969. évről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I. 1969: A Villányi hegység nemesítő vizsgálata. (mész, dolomit) Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY I., JÓSA E., KERTÉSZ P., PAPP F. 1970: ÉVM. Kőfaragó és Épületszobrászati Vállalat Siklói márványbányáinak földtani dokumentációi. (1967–1968–1969–1970) – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1970: A Villányi hegység nemesítő vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1971: Baranyai karbon korú kőszén eddigi kutatásának eredményei. (Az 1971. évben Komlón rendezett Országos Szénföldtani Konferencián megtartott előadás). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R. 1971: A délbaranyai karbon alaphegység vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., RAVASZNÉ BARANYAI L. 1971: A délbaranyai karbon alaphegység vizsgálata III. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KONDA J., TÓTH A., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1971: Az Egerbaktai Diabázbánya műszaki kőzettani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1971: Az Erdősmecke XX. sz. fúrás márványmintáinak műszaki kőzetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R., HÁMOR G. 1971: Az Erdősmecke XX. sz. fúrás márványmintáinak műszaki kőzetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I. 1971: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Komló, Hosszúhetény, Komló-Zobák, Mánfa. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., BILIK I., FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I. 1971: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Magyaregregy, Kárász, Köblény, Szalatnak. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I. 1971: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. (Magyaregregy). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R., HÁMOR G. 1971: A Siklós-Máriagyűd-Kistótfalu-Vokány-Nagyótfalu és Nagyarsány környéki nemesítő műszaki kőzetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1971: Siklós-Rózsabánya nemesítő kutatás felderítő kutatási jelentés, készletszámítás, zárójelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M. 1971: Siklós-Zuhányabánya nemesítő kutatás, felderítő kutatási jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1971: A Szendrőlád-bordavölgyi kristályosmész műszaki kőzetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY I., FÖLDI M., HETÉNYI R. 1971: A Villányi-hegység nemesítő prognózisa III. – Kutatási Jelentés. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1971: A Villányi-hegység nemesítő típusai. Harsányhegy. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1971: A Villányi-hegység nemesítő típusai II. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1971: A Villányi-hegység nemesítő kutatási program. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1971: A Villányi-hegység mészköveinek, dolomitos mészköveinek, továbbá dolomitjainak prognózisa, elsősorban a diszitó- és tömbkő bányászat szempontjainak figyelembevételével. Siklós, Máriagyűd, Kistótfalu és Nagyótfalu, Tenkesi, Csukmai és Városhegyi terület. Felületi csiszolatok leírása. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY E., NAGY I., DETRE Cs., HETÉNYI R. 1971: A Villányi-hegység triász időszaki képződményei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R. 1971: A Villányi-hegységi, Vokányi Városhegy-”legelő-dűlői”, Nagyótfalui, Kistótfalui és Siklói Rózsabányai területek felderítő és részletes fázisú földtani és hidrogeológiai kutatási tervei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1971: Zárójelentés a siklói Rózsabánya környéki nemesítő kutatásról. Felderítő fázis. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1971: Zárójelentés a siklói Rózsabánya környéki nemesítő kutatásról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1971: Zárójelentés a siklói Zuhányabánya környéki nemesítő kutatásról (felderítő

- fázis). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Déldunántúli Területi Hivatala, Pécs, 51 tábl., 56 rétegsor.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1971: Zárójelentés a siklói Zuhánya-bánya környéki nemes építőkő kutatásról. Felderítő fázis. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., TÓTH A., NAGY E. 1972: Keszeg (Rétság) dachsteini mészkő kutatás összefoglaló földtani jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I. 1972: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. (Hosszúhetény-É). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1972: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. (Kárász). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1972: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. (Szászvár). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1972: Magyarázó a Mecsek-hegység 1:10 000-es méretarányú földtani térképéhez. Hosszúhetény-É. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., BILIK I. 1972: A Mecsek-hegység földtani térképezése. Az Óbánya jelű M=1:10 000-es térképlap észlelési és földtani térképének kéziratos változata, szín- és jelmagyarázat, jellemző rétegszlop a földtani térképhez, földtani szelvény, a Váralja 8 sz. fúrás, a 303 sz. feltárás, Váralja XIV sz. fúrás rétegsora. Magyarázó az M=1:10 000-es Óbánya jelű földtani térképéhez. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1972: Siklós, Legelő-dűlő nemes-építőkő kutatás, felderítő kutatási jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LADÁNYI G-NÉ, MOLNÁR M., B. NAGY J., HETÉNYI R., KERTÉSZ P., HÁMOR G., TÓTH A. 1972: Szilváskő-Bagókó bazaltkutatás felderítő fázisú összefoglaló földtani jelentése és készlet-számítása (Salgótarján). A Szilváskő-bagókói bazalt műszaki közetvizsgálata (Salgótarján). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1972: Vokány D-i terület nemes-építőkő kutatás, felderítő kutatási jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., TÓTH A. 1972: Zárójelentés a Nagytótfalu (Vokány) területi középsőtriász nemes-építőkő-kutatásról. Felderítő fázis. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R. 1972: Zárójelentés a Siklós, "Legelő dűlő" területi felsőjura nemes-építőkő-kutatásról. Felderítő fázis. Közetfizikai vizsgálatok. Siklós-Nagytótfalu. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY I., HETÉNYI R., TÓTH A., KERTÉSZ P., HÁMOR G. 1972: Zárójelentés a Vokány déli terület nemes-építőkő kutatásról. Felderítő fázis. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BILIK I., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1973: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 10 000-es méretarányú földtani térképsorozatához. Kisbattyán. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1973: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Kisújványa, Szászvár, Császa, Magyaregregy, Váralja. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G. 1973: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Mecseknádasd. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I. 1973: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 10 000-es méretarányú térképsorozatához. (Óbánya). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B., BILIK I. 1973: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Ófalu. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1973: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. (Zengővárkony). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. 1973: A Magyar Állami Földtani Intézet működési jelentése az 1973. évről. I. Beszámoló jelentés a déldunántúli előkutatási feladatok állami kutatási megbízás 1973. évi teljesítéséről. (Témaszám: 711). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY I., FALU J., KASSAI M., MAJOROS K., HETÉNYI R. 1973: Pécsközéri mészkőbánya részletes fázisú kutatási terve és összefoglaló földtani jelentése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár Déldunántúli Területi Hivatala, Pécs.
- KASSAI M., HETÉNYI R. 1973: A Nyugat-Mecsek területének átnevezés építőkő prognózisa. I. Építőkő prognózis. II. Műszaki közetvizsgálatok. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár Déldunántúli Területi Hivatala, Pécs.
- HETÉNYI R. 1974: Beszámoló-jelentés a IV. Mongol-Magyar Földtani Térképező Expedíció 1974. évi teljesítéséről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R., VECSENYÉS GY. 1974: A Cumaovasi és Demirci terület perlittelepeinek műszaki közetvizsgálata (Törökország). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FORGÓ L., HETÉNYI R., TÓTH A. 1974: "Karancsmente" MgTsz. Karancslapujtó Karancsberény-homorúhegyi andezitkutatás földtani és készletszámítási jelentése (előzetes, részletes fázis). Karancsberény-homorú tetői andezitek műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1975: Borzavár. A nagybocksorhegyi mészkőbánya mintaanyagának műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1975: A csereszegtomaji dolomit, a szelesbányai homokoskavics és a csatfabányai homok minták műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1975: Déldunántúli földtani kutatásának programja az 5. ötéves terv időszakára (Déldunántúli dombvidék, Baranyai szigetegység). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., KROLOPP E., KÖRÖSNÉ HÓDI M., BOHNÉ HAVAS M., PÁLFALVY I. 1975: Déldunántúli lignitkutató fúrások öslény-tani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1975: Déldunántúli lignitkutatás, összefoglaló földtani jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FORGÓ L., TÓTH A., HETÉNYI R. 1975: Karancsberény Csákta-tető É-i andezitkutatás előzetes összefoglaló földtani és készlet-

- számítási jelentése mell.: A csáktetői kőzetkutatás műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1975: A nagybocskorhegyi mészkőbánya min-taanyagának műszaki közetvizsgálata. (Zirc). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PÁLFY J., ZARÁND CS., TÓTH I., HETÉNYI R. 1975: Rezi Dér-tetői dolomitbánya földtani kutatási jelentés és készletszámítás az 1975. május 30-i állapot szerint. A bánya műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Közép-dunántúli Területi Hivatala, Veszprém, 3 térk., 1 szelv.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1975: Somoskői bazaltfúrás műszaki közetvizsgálata (Somoskőújfalú, Somoskő Sk-3. sz. fúrás). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R., NÉMEDI VARGA Z. 1975: A Sümegprága Sarvalyhegy-i bazaltkutatás műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KOPEK G., HETÉNYI R., FÜLÖP J., RADÓCZ GY., NAGY E. 1975: Távlati jellegű köszénkutatási tervjavaslat a III. ötéves tervre 1966–1970. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1976: Cserszegtomaji homokkő-minta időáll-lósági vizsgálata. Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSALAGOVITS I., DIENES I., FÜGEDI P., HETÉNYI R., ZENTAY P., HETÉNYI R-NÉ, JANTSKY B. 1976: Dél-Dunántúli érc kutatás geokémiai előkészítése. Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSALAGOVITS I., DIENES I., FÜGEDI P., HETÉNYI R., HETÉNYI R-NÉ, JANTSKY B., ZENTAY P. 1976: A Dél-Dunántúli érc kutatás geokémiai előkészítése. "B" téma. Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSALAGOVITS I., FÜGEDI P., HETÉNYI R. 1976: Dél-Dunántúli érc kutatás geokémiai előkészítése. "B" téma. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1976: Az Eger-tihaméri riolittufa-minták műszaki közetvizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1976: A Hévíz Nemesbükki úti bánya homokkőmintájának időáll-lósági vizsgálata. Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HORVÁTH I. 1976: Jelentés az 1976. június 30. – július 2-i jugoszláviai kiküldetéséről. Útjelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KONDA J., HETÉNYI R. 1976: Kutatási javaslat, a Darnó övezet komplex földtani előkutatására. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., BÖJTÖS Á-NÉ, BALOGH K. 1976: Kutatási javaslat, a Darnó szerkezeti öv földtani előkutatása. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÓKAI A., HETÉNYI R. 1976: Kutatófúrások, kutatóaknak és kutatóárkok terve Pécs város építésföldtani térképezéséhez. (Donátus 1 sz., Tettye 2.sz., Mecsekalja 3. sz, Belváros 4. sz. és 6. sz. lap). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1976: Leányvár Kissomlyó hegy földtani napló, rajzmellékletek. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1976: Minősítő vizsgálati jelentés a csókakői dolomit-minta és a hermantói bazalt-minta műszaki közetvizsgálatairól. (Zalaszántó). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- OSWALD GY., HETÉNYI R. 1976: Utijelentés az 1976. augusztus 16–21-e közötti LNK-beli tanulmányútról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., BÖJTÖS Á-NÉ, KÖRÖS L. 1977: Beszámoló jelentés "A Börzsöny Dunazug hegység földtani kutatása 1977" nevű állami kutatási szerződés 1977. évi munkáinak teljesítéséről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BÖJTÖS Á-NÉ, HETÉNYI R. 1977: Beszámoló jelentés "A Darnó szerkezeti öv komplex földtani előkutatása" c. kutatási szerződés 1977. évi teljesítéséről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JÁMBOR Á., HETÉNYI R. 1977: A Dunántúli Középhegység olajpala és kénkutatása szerződés 1977. évi teljesítéséről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1977: A Kaposvár jelű 100 000-es tájegységi térképlap adatgyűjteménye. I. kötet. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HETÉNYI R.-NÉ, CHIKÁN G., CHIKÁN G.-NÉ, KOMOR Á., KÓKAI A., ERDÉLYI J., TOMKA GY., FENESI F. 1977: A Kaposvár jelű 100 000-es tájegységi térképlap adatgyűjteménye a felszíni és mélyföldtani térkép változatokhoz. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., MÉSZÁROS M. 1977: A Kaposvár jelű 100 000-es és tájegységi térképlap felszíni földtani és mélyföldtani változatai. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYARMATI P., BÖJTÖS Á-NÉ, HETÉNYI R. 1978: Jelentés, a Tokaj hegységi perlitprognózis 1978-ban végzett munkájáról. A Nagybózsza-i perlitlerület előkutatási fázisa. (BAZ megye). Kutatási Jelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1978: A Magyar Állami Földtani Intézet Tájegységi kőzetminta raktárai. (Szépvizér, Pécs-Vasas, Rákóczi telep, Szolnok). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RÁLISCH L.-NÉ, HETÉNYI R. 1979: Alapszelvényfeltárások a Mecsek és a Villányi hegységben. 1978–1979. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1978: A MÁFI tájegységi kőzetminta-raktárában tárolt mélyfúrások jegyzéke. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1978: Pécs város építésföldtani térképezése, 5. sz. és 10. sz. térképlap feltárási terve. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., CHIKÁN G.-NÉ 1978: Pécs építésföldtani térképsorozat, Donátus (1.). Földtani és észlelési magyarázó. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., CHIKÁN G.-NÉ 1978: Pécs építésföldtani térképsorozat, Mecsekalja (3). Földtani és észlelési magyarázó + egyéb mellékletek. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MÉSZÁROS J., CSÁSZÁR G., HETÉNYI R. 1979: Bakony hegységi felső-kréta barnaköszén prognózis összesítő értékelése és időközi jelentés a magyarpolányi előkutatás eredményeiről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY E. 1979: Beszámoló jelentés, a „Bükk hegységi mezozoos földtani alapszelvények feltárása 1979. évi feladatai” kutatási szerződéséről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH A., HETÉNYI R. 1979: A Bükkösd, Kereszt-dűlői mészkőelőfordulás műszaki közettani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FODOR T., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY E., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., JANTSKY B. 1979: Magyarázó a Mecsek hegység föld-

- tani térképéhez, 10 000-es sorozat. Bonyhád, Kisbattyán, Kisújványa, Mánfa, Apátvarasd, Hird, Hosszúhetény, Nagymányok, Pécs-Meszés, Pécsvárad, Pécs-Vasas, Magyarereggy, Ófalu, Mecseknádasd. Irányelvek a 10 000-es méretarányú mérnökgeológiai térképezéshez és térképszerkesztéshez. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CHIKÁN G., HETÉNYI R. 1980: Hetvehely, 1:10 000-es méretarányú térképlap dokumentációja. „O” kötet, Hetvehely földtani felépítés. I. kötet, Hetvehely természetes feltárások, II. kötet, Hetvehely természetes feltárások anyagvizsgálata. III. kötet, Hetvehely természetes feltárások leírása + anyagvizsgálat. IV. kötet, Hetvehely kutatófúrások, V. kötet, Térképező fúrások rétegsora, VI. Fénykép, rajzmellékletek. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., RÁLISCH L.-NÉ 1980: Jelentés a Mecseki triász-formációk alapszélvényének közettani mikrofácies vizsgálati eredményeiről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1980: A Kisalföld komplex földtani előkutatásának előzetes programja. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., KÓKAI A., CHIKÁN G.-NÉ 1980: Pécs építésföldtani térképsorozata, Pellérd (8), 1:10 000-es méretarányú térképlap. I. kötet, földtani magyarázó és természetes feltárások, II. kötet, földtani észlelési magyarázó, fúrási rétegsorok. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1980: Pécs építésföldtani térképsorozata. Jelkulcs tervezet: Pécs város 1:10 000-es méretarányú építésföldtani térképsorozatához. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., TÓTH A. 1980: Tarcali kutatófúrások műszaki-közzetani vizsgálata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1981: Beremend környéki mészkő kutatás. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MARSI I., HETÉNYI R. 1981: Cementgyári mészkő feltárási lehetőségek a Villányi-hegységben. (Területértékelés). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HALMAI J., JÁMBOR Á., HAAS J., HETÉNYI R., VETŐ I. 1981: Gálosfa-1. sz. fúrás földtani eredményei. (Neogén képződmények). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MOLNÁR M., SOMSSICH L.-NÉ, TÓTH A., HETÉNYI R. 1981: Gyöngyös-Sástói andezitbánya előzetes-részletes kutatásának összefoglaló földtani zárójelentése és készletszámítása. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PARTÉNYI Z., HETÉNYI R., NAGY E., CSÁSZÁR G. 1981: Jelentés a Sümeg-Nemeshany közötti területen 1981-ben végzett felső kréta barnaköszén előkutatás eredményeiről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., KÓKAI A. 1981: Pécs építésföldtani térképsorozata, Málom (11), 1:10 000-es méretarányú térképlap. I. kötet, földtani magyarázó és természetes feltárások, II. kötet, földtani észlelési magyarázó, fúrási rétegsorok. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÓKAI A., CHIKÁN G.-NÉ, HETÉNYI R. 1981: Pécs építésföldtani térképsorozata, Pálos-Rom (4), 1:10 000-es térképlap. I. kötet, földtani magyarázó és természetes feltárások, II. kötet, mesterséges feltárások. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., CHIKÁN G.-NÉ 1981: Pécs építésföldtani térképsorozata, Postavölgy (12), 1:10 000-es méretarányú térképlap. I. kötet, földtani magyarázó észlelési magyarázó, természetes és mesterséges feltárások, II. kötet, földtani észlelési magyarázó, fúrások rétegsorai. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., ZSILÁK GY., KÉRI J. 1982: Jelentés építő- és építőanyagipari ásványi nyersanyagok prognózisa. Talajjavító anyagok prognózisa Hajdúnánás, Biharkeresztes, Nyíregyháza. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár Középmagyarországi Területi Hivatala, Debrecen.
- PAÁR M., HETÉNYI R., NAGY E., HAAS J. 1982: A Villányi-hegység és térségének bauxitprognózis céllal történő vizsgálata. 58 db. minta 5-alkotós vegyelemzési eredménye, a mintavételi helyek megjelölésével (jelentés 1980-ról). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HALMAI J., HETÉNYI R., HAAS J., JÁMBOR Á. 1983: Jelentés a nóg-rádszakáli Nsz. 4. sz. fúrás földtani vizsgálatáról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KONDA J., KÉRI J., NAGY E., HETÉNYI R. 1984: Helyzetkép a Fazekasboda-Mórággyi gránitterület építő-diszítókó bányászati lehetőségeiről és felderítő kutatási javaslat a tömbkőbányászat készlethátterének biztosításához. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KÓKAY J., HETÉNYI R., HAAS J., RADÓCZ GY. 1984: Jelentés az 1983. évi mangánpizolitos vörös agyag” kutatási témáról. Enying (Paula-puszt), Rétszilas, Györköny, Kölesd, Hőgyész, Kalaznó, Tevel-Kiskovácsi, Lulla, Felsőnyék, Solt, Titél-halom. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I., NAGY E., KASSAI M., BILIK I., PÓLAY GY., RÁLISCH L.-NÉ, HÁMOR G. 1984: Szakmai útmutató a Magyarhoni Földtani Társulat Óslénytani-Rétegtani Szakosztályának Mecsek-hegységi terepbejárásához. 1984. június 11-12. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DUDICH E., HETÉNYI R. 1984: Utijelentés az ZGI - MÁFI 1984/85. évi közvetlen együttműködési munkatervének egyeztető tárgyalásáról. (NDK, Berlin, 1984. febr. 27-29). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MUNTYÁN I., HETÉNYI R., NAGY E., CSÁSZÁR G. 1985: A Dunántúli Középhegység ÉK-i térségének kaolinos homokkó prognózisa. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- LELKESNÉ FELVÁRI GY., DUDKÓ A., HETÉNYI R., HAAS J. 1985: Jelentés a Balatonfőkajári Kvarcfillit etalon feltárásának vizsgálatáról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSÁSZÁR G., HETÉNYI R., HAAS J. 1985: Jelentés a Borzavári Szilas-árok malm-alsókréta szélvényének vizsgálatáról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CHIKÁN G., KÓKAI A., NAGY E., HETÉNYI R. 1985: Pécs építésföldtani térképsorozata. M=1:20 000 Földtani magyarázó 1984-85. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ÓDOR L., HETÉNYI R. 1986: A felszínközeli rétegek (0-2 méter) makro-mezo és mikroelemtartalmának vizsgálata a Velencei-hegység területén. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KONDA J., HETÉNYI R., NAGY E., KÉRI J. 1986: Jelentés a Misinai Formáció Tubesi Tagozat szürke pados, helyenként iszapmozgásos mészkő Gorica környéki zöldes színárnyalatú köztépusainak próbamegmunkálására alapozott építő-diszítókó ipari minősítése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Középdunántúli Területi Hivatala, Veszprém.

- CHIKÁN G., CHIKÁN G.-NÉ, KÓKAI A., HETÉNYI R., NAGY E. 1986: Nyugat-Mecsek hasznosítható ásványi nyersanyagainak előprognózisa. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., BREZSNYÁNSZKY K., FODOR T.-NÉ 1986: Részvétel a Műszaki Tud. Tanács V. ülésén. Látogatás a térképező csoportnál. Kétoldalú megbeszélések kubai szervezetben. Kuba, 1986. márc. 29-ápr. 10. Útjelentés. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., FEKETE Á., HERCZEG GY., FARKAS I., REZESSY G., RÁNER G., HETÉNYI R. 1986: A Villányi-hegység bauxit előkutatási programja. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BERNHARDT B., HETÉNYI R., NAGY E., CSÁSZÁR G. 1987: A Bakonycsernye-Csetény közötti terület sekélymélységű paleogén szénkutatási terve. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1987: A Bükk hegység és előterei komplex földtani előkutatási programja. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., CSALAGOVITS I. 1987: Földtani anyagvizsgálati módszerek fejlesztése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- PARTÉNYI Z., HETÉNYI R., NAGY E., CSÁSZÁR G. 1987: Tájékoztató értékelés és kutatási javaslat a Hamuházi kút, Hubert lak (Bakonybél) környéki oligomiocén és felsőkréta szénelőfordulásokról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., CSERNY T. 1987: Utijelentés az 1987. június 22–27. közötti Szovjetunióbeli (leningrádi) tanulmányútról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., DARIDÁNE TICHY M., DUDKO A., Ó KOVÁCS L., HETÉNYI R., NAGY E., CSÁSZÁR G. 1987: A Velencei-hegység-Balatonfő körzetének ércprognózisa. I. Ércprognózis II. Vegyesásvány prognózis III. Kutatási javaslatok. + Kutatási program. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- TÓTH GY., SIPOSS Z., HETÉNYI R., JÁMBOR Á. 1988: Jelentés a Gerecse hegység DK-i előterében végzett 1988. évi vízföldtani munkákról. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CHIKÁN G., HETÉNYI R., NAGY E. 1988: Kutatási program Belső-somogy és a Baranyai-háromszög földtani vizsgálatára. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HALMAI J. 1988: Utijelentés az 1988. május 25–27. között a MÁFI és a ZGI (Berlin) között az 1988/89-es együttműködés témáiról folytatott megbeszélésről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1989: Jelentés a MÁFI 1989. I. félévi kutatási feladatainak teljesítéséről. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CHIKÁN G., HETÉNYI R., NAGY E., RAINCSÁK GY.-NÉ 1990: Áttekintés a tervezett Gyurgyeváci vizierőmű magyarországi hatásterületén elvégzendő földtani alapkutatási feladatokról (Dráva folyó, tározó). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BOHN P., MERZICH P., HETÉNYI R., JÁMBOR Á. 1990: A Gyurgyeváci tervezett Dráva vízlépcső földtani hatásvizsgálati és prognosztikai kérdései. Esettanulmány. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BOHN P., MERZICH P., JÁMBOR Á., HETÉNYI R., FRANYÓ F. 1990: A Gyurgyeváci tervezett Dráva vízlépcső földtani hatásvizsgálati és prognosztikai kérdései. Esettanulmány. Szepetnek 1. sz. fűrés, Tótszerdahely 1. sz. fűrés, Barcs, Babócsa, Péterhida, Bolhó, Berzence, Gyékényes, Surd. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., CSONGRÁDI J. 1990: Utijelentés az 1990. április 17–29. közötti kubai kiküldetéséről (Expedíciók ellenőrzése, holguini aranykutatás). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1992: Rövid összefoglalás a "Magyar-szlovák-osztrák Duna szakasz komplex környezetföldtani program"-ról 1989, 1990, 1992. (magyar, orosz és angol nyelvű szöveg). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

Kéziratos térképei

- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., PERLAKY E., WEIN GY. 1958–1960: A Kelet-Mecsek fedetlen földtani 10 000-es térképsorozata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R. 1969: A Kelet-Mecseki homokprognózis térkép mellékletei. M=1:10 000. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I., FÖLDI M., NAGY E. 1972: A Mecsek-hegység földtani térképezése. A Kárász jelű M=1:10 000-es térképlap észlelési és földtani térképének kéziratos változata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HÁMOR G., NAGY E., HETÉNYI R., NAGY I. 1972: A Mecsek-hegység földtani térképezése. A Szászvár jelű M=1:10 000-es térképlap észlelési és földtani térképének kéziratos változata. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1973: Kárász 1:10 000-es földtani térkép és mellékletei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1973: Mecseknádasd 10 000-es földtani térkép és mellékletei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1973: Szászvár 10 000-es földtani térkép és mellékletei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1973: Zengővárkony 10 000-es földtani térkép és mellékletei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I. 1973: Óbánya, 10 000-es földtani térkép és mellékletei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY I., BILIK I., JANTSKY B. 1973: Ófalu 10 000-es földtani térkép és mellékletei. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., BILIK I., NAGY I., HETÉNYI R. 1974: A Mecsek hegység földtani térképe, Kisbattyán. Észlelési térkép 1:10 000. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., BILIK I., NAGY I., HETÉNYI R. 1974: A Mecsek hegység földtani térképe, Kisbattyán. Földtani térkép 1:10 000. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., NAGY I., HETÉNYI R. 1974: A Mecsek hegység földtani térképe, Magyaregregy. Észlelési és földtani térkép 1:10 000 (1969). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1975: A Mecsek hegység földtani térképe, Kisújványa. Észlelési térkép 1:10 000 (1971). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: A Mecsek hegység földtani térképe, Kisújbánya. Földtani térkép 1:10 000 (1971). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1975: A Mecsek hegység földtani térképe, Zengővárkony. Észlelési térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1975: A Mecsek hegység földtani térképe, Zengővárkony. Földtani térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. 1975: Nyugat- és Kelet-Mecsek környékének egyszerűsített földtani térképe. M=1:25 000 és M=1:50 000. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Déldunántúli Területi Hivatala, Pécs
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G. 1976: A Mecsek hegység földtani térképe, Hosszúhetény-É. Észlelési térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: A Mecsek hegység földtani térképe, Hosszúhetény-É. Földtani térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M. 1976: A Mecsek hegység földtani térképe, Mecseknádasd. Földtani térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B., BILIK I. 1976: A Mecsek hegység földtani térképe, Ófalu. Észlelési térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B., BILIK I. 1976: A Mecsek hegység földtani térképe, Ófalu. Földtani térkép 1:10 000 (1972). – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R. 1978: Villányi hegység fedetlen földtani térképe és jelkulcsa. M=1:100 000. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., KÓKAI A. 1980: Pécs építésföldtani térképsorozata, Vasas (3), 1:10 000-es méretarányú térképlap, előzetes földtani észlelési térképlap és a térképező fúrások terve. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., NAGY E., BILIK I. 1982: A keleti Mecsek földtani térképe 1:25 000. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

Scientific publications — Szakcikkek

Foreword

ZOLTÁN BALLA

The performance of the Programme for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste started in 1993. The site selection in 1993–1996 was outlined in the Annual report of the Geological Institute of Hungary (MÁFI), 1996/II, then, the first stage of the site characterisation, was shown in the Annual report of the Geological Institute of Hungary, 1999. Essentially, this volume continues the previous two ones, and mainly outlines the results of the ground-based exploration in 2002–2003. The latter was conducted under the supervision of MÁFI according to contracts with BÁTATOM Ltd. and invitation by the Public Agency for Radioactive Waste Management.

Inside this project the Institute's staff worked in teams contributing to the 6 sub-projects (geology, tectonics, hydrogeology, composition of rocks, complimentary informatics and laboratory).

The task of the geology and tectonics teams was the geological-tectonical logging and scanning of core sections from the Pretertiary basement, as well the sedimentologic logging of core sections transecting the sedimentary overburden and dug wells, and geological tectonical mapping of the exploratory trenches. As a result of the geological, tectonical interpretation of the sequences, new petrographic units were introduced. The data was handled in sophisticated databases due to the novel documentation methods used. Based on the geological-tectonical and scanning data a new tectonic interpretation was reached and a 3D model developed.

The detailed analyses of the rock samples were all coordinated by the Institute. Thin-sections, their description, chemical, sedimentological, palaeontological, palaeomagnetic, spherule analyses were carried out by the Institute.

Concerning the hydrogeology the water balance of the research area was assessed by analysing springs, creeks, and boreholes drilled in 2002–2003. In the series of observations carried out the first was made during drilling of the boreholes, followed by continuous hydrogeological monitoring. This monitoring included constant measuring of the groundwater-level in the boreholes, the runoff of the creeks, the output of springs, and taking samples for thorough water analyses.

The hydrogeological model was continually developed for the whole area and its parts.

The final summarising report of the exploration project was made at the Institute with the final conclusion: "The BÁTATOM (ÜVEGUTA) Site fulfills all the requirements by law for the final disposal of the low- and intermediate-level radioactive waste".

Basic principles and international practice with respect to disposal of low- and intermediate-level radioactive waste

PÉTER ORMAI

Public Agency for Radioactive Waste Management, H-2040 Budaörs, Puskás Tivadar u. 11.

Keywords: construction, Hungary, low-level waste, radioactive waste, Mórágy Block, solid waste, South-eastern Transdanubia, storage, underground disposal, Üveghuta, waste disposal, waste disposal sites

Abstract

It is generally accepted that adequate protection of public health and safety against the hazards associated with short-lived low- and intermediate-level radioactive waste can be achieved with engineered facilities on or near the surface. Placing such waste in a well-engineered and well-chosen underground repository provides additional protection from surface hazards, both man-made and natural. Underground repositories are designed so as to provide the necessary long-term safety without the need for active institutional measures; on the other hand, facilities near the surface require institutional control for a quite a long period. Consequently, a well-engineered underground repository can provide a greater degree of public protection and safety than a comparable surface facility.

The purpose of this study is to provide an overview of the scientific and technical bases for the disposal of low- and intermediate-level waste and to discuss issues and trends related to the disposal of this sort of waste with a focus on underground disposal facilities.

The principles of radioactive waste disposal

The potential hazards of radioactive waste to human health and the environment have long been recognised. As such, national and international standards and guidelines dealing with radiation protection and radioactive waste management, including disposal, have been developed and are continuously being improved (IAEA 1996).

The two basic strategies for radioactive waste disposal are:

Dilute and disperse: This strategy involves deliberately dispersing the waste into the environment in a manner intended to dilute harmful contaminants to levels that are considered acceptable (*i.e.* according to internationally agreed standards).

Isolate and confine: This strategy involves the emplacement of waste into a disposal facility that is intended to isolate the waste from humans and the environment and to prevent or limit the release of potentially harmful substances (toxic metals, radionuclides, and organic materials). In this way the human health and the environment are protected.

The first strategy is only applicable for small amounts of radioactive waste.

One aspect in common with all radioactive waste, regardless of its type or origin is its radioactive nature and its potential to cause radiation hazards. The broad range of waste types that is generated can be managed in a variety of ways so it is necessary to classify waste in order to determine which particular management arrangements are appropriate.

The determination of the type of management arrangements that are appropriate requires consideration of a number of factors including the radiological, physical and chemical properties of the waste, the amounts and time-frames of waste generation, the processing capabilities available and the disposal options available. The key factors contributing to the hazard potential of waste that need to be considered in its predisposal management and for its disposal are: the activity of the waste (both total and specific), its volume, and the half-lives of the radionuclides contained in the waste. It is possible to identify a number of generic waste disposal options that are, or could be made available and a few broad categories of

waste types that, with appropriate processing, would logically be compatible with a particular disposal option.

With regard to radioactive waste disposal, the International Atomic Energy Agency (IAEA) has developed a radioactive waste classification system to provide a generic approach to radioactive waste management. Central to this approach is the identification of potential disposal options for various waste categories based on their specific characteristics, with the concentration of activity and half-lives of the radioactive components being key determining factors (IAEA 1994a).

Disposal is taken to mean the emplacement of waste in an appropriate facility without the intention of retrieval. Disposal cannot provide a guarantee of complete containment of the waste forever. Rather, the aims of disposal are:

- to contain the waste pending the decay of shorter-lived components of the radioactivity present;
- to isolate the waste from the biosphere, and to reduce the likelihood of inadvertent human contact with the waste;
- to delay and limit the migration of radionuclides to parts of the biosphere used by humans; thus the level of radioactivity eventually reaching the biosphere (and to which humans may be exposed) is low and diluted over time;

— to ensure that radiological doses and risks to future generations are low and, at a maximum, broadly similar or less than the dose levels and risk that are acceptable today.

Over the past few decades various generic options for the safe management and disposal of radioactive waste have been developed and the IAEA has defined a set of principles that apply to all radioactive waste management activities (IAEA 2000, 2003a). These principles provide a common basis for the development of more detailed IAEA Safety Standards. These specify the requirements that particular types of generic solution should satisfy in order to achieve an acceptable level of safety.

There is international consensus that surface disposal and near-surface disposal (NSD) are suitable options for short-lived low- and intermediate-level waste (L/ILW-SL) (IAEA 1994a, 1999). These mainly contain radionuclides that decay to acceptably low levels within a few decades or centuries. However, geological repositories are required for long-lived low- and intermediate-level waste (L/ILW-LL), high-level waste (HLW) and spent fuel, which may take tens of thousands to hundreds of thousands of years to decay to radiologically insignificant levels.

Repository construction

Disposal system concepts

Generally, there are two main types of disposal system: (a) shallow facilities consisting of disposal units located either above (mounds, *etc.*) or below (trenches, vaults, pits, *etc.*) the original ground surface; and (b) facilities where

Radioactive waste Radioaktív hulladék			Disposal option Elhelyezési lehetőség	
class/type típus	activity aktivitás	volume térfogat	near-surface felszín közeli	geological formation földtani formációban
LLW Kis aktivitású	low alacsony	large nagy	trench disposal elhelyezés árkokban	deep geological repository mélygeológiai tároló
L/ILW Kis/közepes aktivitású		engineered facilities mérnöki létesítmények megerősített tároló		
LL-ILW Hosszú élettartamú			geological repository geológiai tároló	
SF/HLW Kiégett fűtő- elem, nagy aktivitású	very high nagyon nagy	small kicsi		

Figure 1. Disposal options

1. ábra. Elhelyezési opciók

the waste is emplaced at greater depths in rock cavities or boreholes. In the first case, the thickness of the cover over the waste is typically a few metres, whereas in the second case the layer of rock can be some tens of metres or even hundreds of metres thick (Figure 1).

L/ILW would be placed in engineered facilities which would be closed off by engineered caps and landscaping. Such facilities could be built above the water table or below it as illustrated in Figure 2. Closure and capping of the total facility would be undertaken in its entirety on completion, prior to the period of control involving institutional (*i.e.* official) monitoring and surveillance.

A variety of cavern concepts and designs have been envisaged for emplacement of L/ILW. Such facilities are not in the same category as the much deeper facilities being considered internationally for managing high-level waste.

The near-surface disposal concept usually involves continuous monitoring and surveillance of the site as a part of a process of active control after repository closure. During

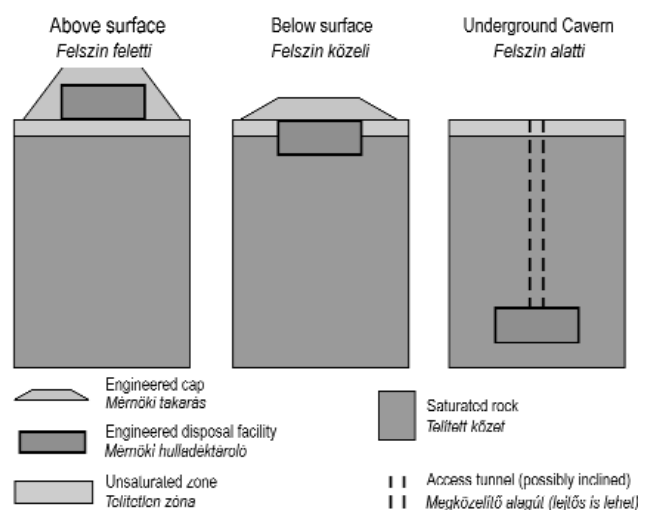


Figure 2. Types of I/LLW repositories

2. ábra. Hulladéktároló-elrendezések

this period, monitoring and surveillance represent an additional feature, contributing to confidence in the satisfactory performance of the facility. The acquisition of data from monitoring also contributes to general scientific and technical knowledge that can be used in the development and improvement of mathematical models for radionuclide transport and for assessing repository impacts.

In order to achieve the basic objectives a multi-barrier approach is commonly employed in which the waste form, engineered barriers and the site itself all contribute to the isolation of the waste. The aim here is to isolate the waste from the accessible environment for a sufficient time to allow decay of the shorter-lived radionuclides and, in the longer term, to limit releases of the remaining longer-lived radionuclides. Robust designs of engineered barrier systems can be employed in which a combination of physical barriers and chemical controls provide a high level of containment.

At one time, a multiple barrier system was viewed as a set of independent, individual barriers working sequentially, but this concept is now viewed in a more integrated and synergistic manner, with complementary barriers operating in conjunction with one another. Defence-in-depth is provided by employing suitable engineered features in combination with favourable site conditions, controls on the physical form and content of the waste, appropriate operating procedures, and institutional controls. The relative contributions of the various barriers to the overall safety of the disposal facility will depend on the characteristics of the waste, the site conditions, and the disposal concept. The relative importance of the barriers will also change with time.

A geological disposal system can generally be defined as a combination of conditioned and packaged solid wastes and other engineered barriers within an excavated or drilled repository located at a depth of some hundreds of metres in a stable geological environment. The geological formation, in which the waste is emplaced, is referred to as the "host rock"; it generally constitutes the most important isolation barrier.

Geological repositories have the greatest potential for ensuring the highest level of waste isolation and are considered appropriate for the disposal of the most demanding categories of radioactive waste, including HLW, SF and other long-lived radioactive waste. The emplacement of waste can be carried out in different ways and various repository designs are possible. The different types of geological environments that have been considered for the disposal of radioactive waste can contribute in different ways in achieving the overall objective of ensuring containment of the radionuclides for the necessary period of time.

On the basis of scientific and technical considerations, after closure of the geological repository, no monitoring and/or active surveillance of the site are required. However, for the sake of public reassurance, it is recommended that some kind of monitoring and surveillance take place for a period of time. It is also generally accepted that preserva-

tion of records and continuation of institutional controls after repository closure, regardless of the reason, would have the beneficial impact of minimising the risk of inadvertent human intrusion.

A range of technical solutions is feasible for the emplacement of L/ILW-SL. The selection of a particular option depends on many factors, such as the source, characteristics and inventory of the waste, climatic conditions, characteristics of the site, national legislative requirements and radioactive waste management policies.

It is accepted in a number of countries that adequate protection of public health and safety against the hazards associated with short-lived low- and intermediate-level wastes can be achieved with engineered facilities on the surface (IAEA 1999). However, placing such waste in a well-engineered and well-chosen underground repository provides additional protection from surface hazards, both man-made (*e.g.*, security against aircraft accidents or sabotage), and natural (*e.g.*, the avoidance of extreme weather conditions). Underground structures are also inherently less vulnerable to seismic events. Underground repositories are designed so as to provide the necessary long-term safety without the need for surveillance measures. With near-surface facilities institutional control for a few hundred years is usually envisaged. Consequently, a well-engineered underground repository can provide a greater degree of public protection and safety than a comparable surface facility.

Most human activities that could lead to wastes being disturbed inadvertently — for example home construction, farming and road building — generally penetrate a few metres below the surface, indicating that NSD are susceptible to human intrusion. Therefore, an important aspect of NSD is the need to assure institutional control over the repository site for a period of time. The greater depth (tens of metres) of rock cavity and borehole facilities indicate that these disposal concepts are more intrusion-resistant than NSD facilities. Therefore, they are likely to have less stringent requirements with regard to institutional controls in order to assure safety. The exceptions are human activities such as mining and the drilling of wells where the depth of penetration can be expected to be much greater.

Geological environment

A well-chosen geological environment will protect the engineered barriers from gross fluctuations in physical stress, water flow and hydrochemistry. Large fluctuations in these properties generally arise from the conditions in dynamic regions of the lithosphere. These include tectonically active regions and moderately deep rocks and groundwater systems, which are easily and rapidly affected by unavoidable changes in climate and unpredictable changes in land use.

Deeper rocks are generally sheltered from these latter effects. Increased depth acts as a buffer against near- sur-

face perturbations and smoothes their magnitude over time. This is an extremely important function of the geological barrier. Typically, suitable environments can be found in extremely low permeability rocks in which advective groundwater flow is essentially precluded. In such environments, provided repository construction is feasible both practically and economically, and provided that safety standards can be met, the exact nature of the host rock is not a controlling factor in the choice of a site. Experience in many countries over the last twenty or thirty years has shown that acceptable conditions can be found in such diverse rock types as granites, metamorphic basement rocks, plastic clays, more indurated claystones, bedded evaporites, salt domes, porous volcanic tuffs, highly compacted volcanic tuffs and various well-lithified sedimentary or volcano sedimentary formations.

Repository design

Good design is an important step towards ensuring the operational and long-term safety of L/ILW disposal. In particular the following recommendations have been made:

— The overall waste management system (treatment, conditioning, storage, transportation, siting, construction, handling, operation and closure) should be considered in its entirety to ensure the safety of the disposal system. Disposal design is an important aspect of the overall waste management system.

— Although the various steps described do not necessarily have to be followed universally, the concepts shown in the Figure 3., if followed, are expected to contribute to a safe design.

— It is important to recognise that the design process is iterative and requires input information from site and waste characterisation programmes and safety assessments.

— The designer should ensure that from the outset of the design process, there is a clear understanding of the regulatory requirements of the facility life cycle.

— The designer should identify and take into account, as soon as practical, all of the data/parameters required to achieve the final design in a timely manner.

— The designer should take into consideration the cost implications of the facility from conception to closure and the cost implications of institutional control after closure.

Disposal system components

The major natural and engineered components of a disposal system can conveniently be grouped as follows:

— *Waste form*: i.e. the form of the waste at the time of emplacement in the containers. Some low-level wastes can be packaged without any treatment or conditioning, or simply after compaction in order to reduce their volume; other wastes, generally characterised by higher levels of activity, are conditioned by dispersion in a stable matrix such as cement, bitumen or glass.

— *Waste package*: i.e. the combination of the waste form and any surrounding containment components. The purpose of the container can vary from short-term containment during transport and/or storage to shielding and longer-term containment. Depending on management requirements, packages can consist of untreated or treated and conditioned waste in steel drums, simple concrete con-

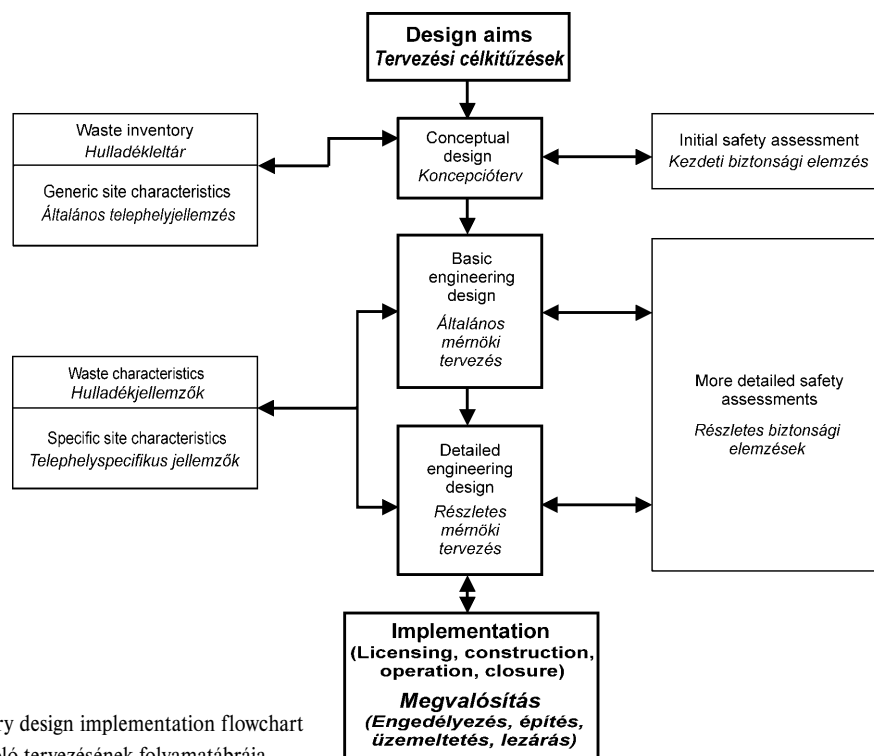


Figure 3. Repository design implementation flowchart
3. ábra. A tároló tervezésének folyamatábrája

tainers and casks, or more sophisticated stainless steel or other metal containers.

— *Engineered barriers*: these include any overpack on the waste container (e.g. steel or concrete multi-package containers for some L/ILW), the backfill/buffer material emplaced immediately around the waste packages (such as cement for some L/ILW concepts), and the repository mass backfill in and around the region used for waste emplacement (often a mixture of crushed rock and clay).

— *Repository*: this includes, for performance assessment purposes, the rock immediately adjacent to the excavations and the backfilling and sealing systems leading back to the surface.

— *Natural barrier system*: this includes the geological formations surrounding and protecting the repository — i.e. between the disposal zone and the geosphere–biosphere interface. Various processes act to retard released radionuclides as they pass through the natural barriers and the biosphere

Radionuclides released from the geosphere move through various regions and are subject to dilution and re-concentration processes.

The role of the various isolation barriers may differ significantly in different disposal concepts, given that the essential requirement is the overall safety of disposal and not the performance of single barriers. However, some redundancy in isolation capacity among the various isolation barriers may be beneficial for the presentation of the safety case. This is because it could increase confidence by showing that the isolation system is actually capable of meeting the safety-related constraints.

Development phases

Within any national programme, the stages in developing a repository would include the following:

— *General concept development* — this is based on the precise nature and estimated quantity of the waste requiring disposal and the geological constraints and local availability of materials in the country concerned. The general concept for evaluation uses available studies as baseline information and develops them in terms of the specifics of a national programme, including initial evaluations of likely geological environments for disposal. The principal alternative for the disposal concept, as well as its possible variants, is defined and the safety concept selected. Finally, the definition of the general siting requirements needed to guide a site selection programme is set out. The definition would probably refer to a combination of safety requirements (long-term safety, operational safety and safety of transport) and waste transport, cost, social and planning considerations. The greatest weight is given to providing an adequate degree of radiological safety, with respect to site selection. This activity may involve the investigation and evaluation of a number of sites.

— *Detailed characterisation of a selected site* — this includes both surface-based and — in the case of geological disposal — direct underground access exploration and

experimental techniques (IAEA 1994b, 2002). The need for characterisation may also call for testing and demonstration of the important parts of the planned repository system,

— *Design of the repository* — this involves making the best use of the characteristics of the site. Design includes the fitting of the adits to the repository and repository galleries in suitable volumes of rock,

— *Construction of the repository*.

— *Operation* — this could take place over several decades. It would be followed by the decommissioning of surface facilities and the closure of underground openings.

Safety assessments and performance assessments play important roles in giving reasonable assurance on the overall safety of the disposal system and the performance of the system components, thus indicating the robustness of the system. Even assuming that performance has been found adequate, the system can be further optimised with evolving scientific knowledge and technology.

Non-technical issues

While the underlying scientific issues in support of repository development and radiological safety are key to the safe disposal of radioactive waste, it is now recognised that an integrated approach that embraces a broad spectrum of non-technical issues has to be considered in the repository development process.

Fundamental in site selection is the need to develop public acceptance. Successful siting exercises have involved the establishment of clear national policies with gradual step-by-step approaches conducted in an open, inclusive and consultative manner. Complex technical aspects must be expressed in a manner that can be understood by members of the public.

Despite the complexity of the task, over one hundred repositories for the disposal of L/ILW have been successfully developed in a number of countries. The provision of effective safety with reasonable assurance to the public has been achieved by limiting the amount of long-lived nuclides, by the provision of natural and engineered barriers and by the establishment of monitoring programmes and institutional controls.

Repositories for low- and intermediate-level radioactive waste

Near-surface repositories

Over the past 50 years, concepts for radioactive waste disposal have developed considerably. Most experience has been gained for near-surface facilities. During this period, there have been many examples of successful repository development, but also of failures in repository performance (IAEA 1994b). Examples of such failures include the rapid leaching of radionuclides from wastes and radionuclide

releases due to the flooding of disposal trenches by rainwater or a rising water table. Some of these past failures can be attributed to inadequate characterisation of the site, unsatisfactory performance of engineered barriers and inadequate control of the nature and inventory of radionuclides introduced into the repository.

The lessons learned from past negative experiences in repository performance have led to the development and adoption of improved disposal concepts and technologies employed at the currently operating near-surface repositories at sites such as: El Cabril in Spain, Centre de l'Aube in France, Rokkasho-mura in Japan, Vaalputs in South Africa, Drigg in the United Kingdom, Dukovany in the Czech Republic, Mohovce in the Slovak Republic and Barnwell and Richland in the United States of America. There are also many smaller repositories constructed in various countries that have also adopted improved designs based on the multi-barrier approach.

Construction of the El Cabril disposal facility in Spain started in January 1990 and the repository was commissioned in October 1992. The disposal concept of the repository is based on a multi-barrier system which aims to isolate the metal packages containing the wastes that are stored inside concrete containers, and allocated in the disposal vaults. A drain control system exists in inspection galleries constructed beneath the disposal vaults. These vaults are protected from the weather during their operation and they are sealed by a metallic shelter, which also supports the handling crane. After completion of a disposal area, a multi-layer-engineered cap will be constructed to divert the rainwater and to provide not only long-term protection for the containers but also to ensure their durability.

The French repository at the Centre de la Manche was the first near-surface disposal facility in France. It underwent numerous improvements in operation between 1969 and 1994. For example, after a number of years in operation without a set of proper disposal requirements and conditions, waste acceptance criteria were introduced in 1979. The capacity of the repository is 525,000 m³. After reaching this capacity in 1991, the preparations for the closure of the site started and these were completed in 1995.

The operation licence of the second repository in Centre de l'Aube was issued in 1991. The total capacity of the facility is 1,000,000 m³ and it receives 30,000 m³ waste annually.

In the UK, at the Drigg disposal facility in Cumbria, public pressure forced the operator to introduce new disposal technology. The old technology consisted of placing the waste in unlined trenches, in some cases untreated and unpackaged. The new technology uses engineered concrete lined vaults.

The Rokkasho-mura disposal centre has been in operation since 1992 and it is the shallow land disposal site for LLW from Japan's nuclear power stations. The disposal site is on a plateau about 30-60 m above sea level. The Cenozoic bedrock was formed 5-24 million years ago and is composed on sandy tuff, sandstone and mudstone. It has

low permeability and is close to the surface, being overlain with a few metres of volcanic ash soil. The disposal site was prepared by excavating into the bedrock to a depth of about 8 m. In the first-stage facility, waste drums are placed in reinforced concrete disposal pits. The fluidity of the mortar is carefully controlled to avoid empty space. After the mortar has solidified, the temporary lids are removed and concrete slabs are poured over the cell. Finally, reinforced concrete lids are constructed over each pit. The disposal facility will eventually be covered with 2 m of a 15% bentonite-sand mixture and then soil. Vegetation will be established on the top of the soil layer. The inside of the pits is lined with porous concrete slabs which allow water to drain away before it can contact the waste drums. Inspection tunnels have been constructed around the pits to monitor for, and collect, this water. The ultimate capacity of this facility is 600,000 m³, which is equivalent to 3 million drums of standard 200 l capacity. The first two stages of disposal each have a capacity of 40,000 m³ (*i.e.* 200,000 drums).

Underground repositories

The majority of geological disposal systems under investigation involve the excavation of a repository in an appropriate host rock in a suitable geological environment. In the most common approach, vertical shafts or access tunnels, or a combination of these, are excavated to the planned depth. At this depth, horizontal disposal galleries are excavated where the waste packages are emplaced, to be surrounded by selected buffer material(s). Combination of vertical shafts and horizontal galleries is also imaginable. Regardless of the waste type and even with respect to small quantities of waste, construction of the access and emplacement shafts and tunnels will involve the excavation of a substantial underground facility. This involves the removal of some hundreds of thousands of cubic metres of rock, to millions of cubic metres for larger waste disposal programmes.

Underground repositories have long been in operation abroad. Common features of the Swedish and Finnish repositories include the use of multiple barriers around the radioactive waste. These barriers are provided by the solid form of the wastes, steel drums, concrete containers, reinforced concrete silos, backfill material, and the solid rock. Safety could still be maintained even if some of the barriers failed. In this case, the other barriers would be sufficient to guarantee safety. Repository design allows for the extension of the facility to take decommissioning wastes.

For rock cavity repositories, in various geological formations rock cavities can be either natural or excavated by man. A rock cavity repository for L/ILW has been constructed in Sweden in crystalline rock, about 60 metres below the sea. Two other rock cavity repositories, located at a depth of 50 metres and similar to the Swedish repository in terms of both the design and type of host rock, are in operation in Finland. All of these repositories are located below the water table. An example of a rock cavity repository

tory in the vadose zone is the Richard II disposal facility, located in an abandoned limestone mine in the Czech Republic. This particular repository, in operation since 1964, has its disposal chambers about 50 metres above the water table. The Bitu Bihor repository in Romania has been constructed in an abandoned uranium mine.

In Sweden, the Final Repository for Radioactive Operational Waste (SFR) was constructed in crystalline metamorphic rock, at a depth of 60 m under the Baltic Sea near Forsmark. This facility has been operating since 1988. All the short-lived L/ILW from the operation of nuclear power plants is disposed of in SFR, along with radioactive waste from medical sources, industry and research activities. In SFR there are four rock vaults and a silo with room for different types of waste. Two parallel tunnels run from the surface down to the repository. One tunnel is used to carry the transport containers down to the repository. The other is used for personnel transport and could also be used in connection with any future expansion of SFR. Intermediate level wastes, mainly solidified filter resins obtained during the purification of the reactor water, are disposed in a concrete silo of 25 m diameter and 50 m depth. This waste contains most of the radioactivity in SFR. The silo has been cast within a cylindrical rock chamber. The space between the silo and the rock has been filled with bentonite clay, which acts as a seal against water flow. The waste is placed in vertical shafts in the silo and these are subsequently backfilled with concrete. Wastes with lower levels of radioactivity (hence requiring less containment) are disposed in the 160 m-long rock vaults. The present capacity of the repository is 60,000 m³ of which about 25,000 m³ is currently filled with waste. Another 30,000 m³ of capacity will be created in a second phase. Finally, the decommissioned wastes are to be stored in a third phase with a further 100,000 m³ of capacity.

In Finland, at Olkiluoto, an underground repository for L/ILW has been operating since 1992. The waste is placed in concrete-lined silos excavated in crystalline bedrock at depths of between 70–100 m below the ground surface. The repository is designed to take 40 years' worth of waste amounting to 40,000 200-litre drums. After the conclusion of the operating phase, the tunnel and the shaft will be sealed. It will not be necessary to maintain control of the repository after sealing.

Near the Loviisa plant in Finland a comparable facility has been constructed. The repository was opened in 1998. The repository has been built in an intact granite rock mass between two fracture zones in a stagnant saline groundwater regime. When the facility was designed the quantity of waste to be disposed and the geological and hydrogeological conditions of the site were taken into account. Provisions have also been made for later enlargement of the repository for the disposal of wastes decommissioned from the power plant. The facility has been located at a depth of 110 metres; this is optimal with respect to both the local geological structure and the groundwater flow conditions. The construction of the underground facility has

been divided into three stages. In the first stage, only one maintenance waste tunnel and the systems serving the whole repository were completed. In the second stage it is planned that the other maintenance waste tunnel and the cavern for solidified waste will be constructed. In the third stage, after 2020 and coinciding with the closure of the power plant, excavation of the caverns for decommissioning wastes will take place.

In Norway, the Himdalen facility for the disposal of L/ILW started operating in 1999. It was constructed under 50 metres of bedrock cover. A 150 m slightly inclined tunnel leads to the disposal area. Along this drift the ancillary systems (*i.e.* ventilation centre, power supply, visitor hall) have been installed. For disposal of the conditioned waste four rock caverns were excavated. Three of them serve for disposal and one for the purpose of interim storage. The packages are stacked in four layers within the concrete cells. The voids are filled with concrete mortar, layer by layer. Finally a monolith is formed which will be covered by a structure consisting of a water-proof membrane which will prevent water getting into contact with the waste. The repository is planned to operate until 2030 when it will be backfilled and closed.

Germany has decided to dispose of all kinds of radioactive waste, including short-lived LILW, in deep geological formations.

In the former German Democratic Republic (East Germany) an abandoned salt mine was selected to serve as a repository for low- and intermediate-level radioactive waste. Located near the village of Morsleben in the Federal of State Saxony-Anhalt, this mine was named the "Repository for Radioactive Waste Morsleben (ERAM)". The decision to establish the repository was based on safety and technical-economic studies performed in the 1960s. After the completion of detailed studies of its suitability, the twin-mine was chosen in 1970 for the disposal of L/ILW. Waste emplacement started in 1978 in rock cavities at the mine's fourth level, some 500 m below the surface. Following further studies and the successful demonstration of the disposal technologies used, the first licence for operation was granted in 1981. The final disposal of waste was stopped on 28 September, 1998. By the end of the operating phase in 1998, about 36,800 m³ of radioactive waste had been disposed. The backfilling and closure of this pioneering deep geological repository is currently being planned. ERAM is now under licensing for closure.

Their second repository (Konrad), in a disused iron ore mine at a depth of 1000 metres, was built to accommodate non-heat-generating short-lived wastes.

In the USA, the necessary permits were granted in 1999 to start disposal of waste (from the US defence programmes) at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP) in Carlsbad, New Mexico. The waste to be disposed of contains significant long-lived, (*i.e.* slowly decaying) components. For this facility, the task of guaranteeing and demonstrating safety was much more complex than would be the

case for repositories for short-lived wastes. The waste is being placed in caverns excavated at a depth of 650 metres below ground in a bedded salt formation. The first shipment of waste was placed in the repository in March 1999. It is the first purpose-built, deep geological repository for long-lived wastes in the world.

Besides the examples listed above, there are other countries where preparations have been made for siting underground repositories. In Switzerland, for example, the intention is to dispose of short-lived wastes under-

ground in horizontally accessed caverns. Because of the legal requirements for disposal and the high population density in Switzerland (which obviously results in a lack of sufficiently large unpopulated areas), near-surface facilities which rely primarily on engineered barriers will not be considered.

As described above, final disposal of radioactive wastes in underground caverns is already taking place and is direct proof of the feasibility of such projects (EU 2002; IAEA 2003b).

References — Irodalom

- EU 2002: Communication and Fourth Report from the Commission on the Present Status and Prospects for Radioactive Waste Management in the European Union. — European Commission report COM(98)799, Brussels 1999, Union, pp. 1-17.
- IAEA 1994a: Classification of radioactive waste. — *Safety Series No. III-G-1.1.*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 1994b: Siting of geological disposal facilities. — *Safety Guide No. III-G-4.1.*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 1996: The principles of radioactive waste management. — *Safety Series No. III-F.*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 1999: Near surface disposal of radioactive waste. — *Safety Standards Series No. WS-R-1.*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 29 p.
- IAEA 2000: Legal and governmental infrastructure for nuclear, radiation, radioactive waste and transport safety. — *Safety Standards Series No. GS-R-1.* — International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 2002: Scientific and technical basis for the near surface disposal of low- and intermediate-level waste. — *Technical Reports Series No. 412* International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 2003a: *A common framework for the application of the basic waste safety principles to the disposal of all types of radioactive waste, draft TECDOC.* — International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 2003b: *Radioactive waste management, status and trends, Issue-3.* — IAEA/WMDB/ ST/3, International Atomic Energy Agency, Vienna.

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésének alapelvei és nemzetközi gyakorlata

ORMAI PÉTER

Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság, 2040 Budaörs, Puskás Tivadar u. 11.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, építés, felszín alatti elhelyezés, hulladék-elhelyezés, hulladék-elhelyezési telephely, kis aktivitású hulladék, Magyarország, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, szilárd hulladék, tárolás, Üveghuta

Összefoglalás

Általánosan elfogadott megközelítés, hogy a felszínen vagy annak közelében kialakított tárolókkal biztosítható a társadalom egészségének védelme a rövid élettartamú, kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok képviselte veszéllyel szemben. Ha azonban az ilyen hulladékokat gondosan kiválasztott telephelyen, jó műszaki megoldású felszín alatti tárolókban helyezik el, akkor további védelem biztosítható mind az emberi, mind pedig a természeti eredetű veszélyekkel szemben. A felszín alatti hulladéktárolókat arra tervezik, hogy hosszú időn keresztül, felügyelet nélkül is garantálják a szükséges biztonságot, szemben a felszín közeli létesítményekkel, ahol általában hosszú idejű intézményes ellenőrzést kell biztosítani a tároló lezárását követően. Következésképpen, egy műszakilag jól kialakított föld alatti tároló nagyobb fokú védelmet és biztonságot nyújthat a társadalom számára, mint a hasonló felszíni létesítmény.

Jelen összeállítás egy rövid áttekintést ad a kis és közepes aktivitású hulladékok végleges elhelyezésének tudományos és műszaki alapjairól, valamint a tárolók létesítésének eddigi nemzetközi gyakorlatáról, külön hangsúlyt helyezve a felszín alatt kialakított létesítményekre.

A hulladék-elhelyezés alapelvei

Régen felismert tény, hogy a radioaktív hulladékok veszélyt jelenthetnek az emberi egészségre és a környezetre. Ezt megelőzendő nemzeti és nemzetközi sugárvédelmi szabványokat és irányelveket dolgoztak ki, amelyeket folyamatosan továbbfejlesztnek (IAEA 1996).

A radioaktív hulladék-elhelyezésnek két alapvető stratégiája van:

Hígítás és szétszórás: ez a hulladék környezetben történő szándékos szétszórásával számol, a káros szennyezőket olyan szintre hígítva, amely a nemzetközileg elfogadott normák szerint elfogadhatónak tekinthető.

Izoláció és bezárás: ebben a stratégiában a hulladékot olyan tároló létesítményben helyezik el, amelynek célja, hogy a hulladékot az embertől és a környezettől elzárja, és megakadályozza vagy korlátozza a potenciálisan káros anyagok (mérgező fémek, radioizotópok, szerves anyagok) kibocsátását, ez által megvédve az emberi egészséget és a környezetet.

Valójában — az alacsony kibocsátási határértékek miatt — az első stratégia csak kis radioaktív koncentrációk és anyagmennyiségek esetén alkalmazható.

A radioaktív hulladékok közös tulajdonsága, hogy — tekintet nélkül típusukra vagy eredetükre — radioaktív jellegükből adódóan potenciális sugárveszélyt jelentenek. Mivel a képződő hulladéktípusok széles skálája számos módon kezelhető, célszerű a hulladékokat a szerint osztályozni, hogy az adott kategóriát figyelembe véve milyen kezelési mód a legmegfelelőbb. Az alkalmas kezelési megoldás meghatározásánál sok tényezőt kell számításba venni, többek között a hulladék radiológiai, fizikai és kémiai tulajdonságait, a hulladékképződés mennyiségét és időbeli kereteit, a rendelkezésre álló feldolgozási kapacitást és a tárolási lehetőségeket. A hulladék potenciális veszélyeit befolyásoló, számításba veendő kulcsfontosságú tényezők az elhelyezés előtti kezelés és a tárolás során a hulladék aktivitása, térfogata és a radioizotópok felezési ideje. Számos olyan elhelyezési megoldás létezik, amely már rendelkezésre áll, vagy megvalósítható, és vannak olyan hulladéktípusok, amelyek — megfelelő feldolgozással — logikusan illeszthetők az adott elhelyezési opcióhoz.

Annak érdekében, hogy egységesé tegyék a hulladékkezelés rendszerét, a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ-IAEA) kidolgozott egy osztályozási rendszert a radioaktív hulladék elhelyezésére vonatkozóan. Ennek a meg-

közéltésmódnak a középpontjában a különböző hulladékke-
tegoriákra szóba jöhető elhelyezési megoldások azonosítása
áll, ahol a radioaktív összetevők aktivitás-koncentrációja és
felezési ideje a meghatározó tényező (IAEA 1994a).

A végleges elhelyezés a hulladék lerakását jelenti arra
alkalmas létesítményben, az újabb hozzáférés szándéka nél-
kül. Az elhelyezés nem jelenti azt, hogy a hulladék korlátlan
ideig teljesen elzártan marad, sokkal inkább az alábbi célok
tűzhető ki:

— a hulladék helyben tartása addig, amíg a rövidebb
élettartamú radioizotópok elbomlanak;

— a hulladék elzárása a bioszférától és a szándékolatlan
emberi hozzáférés valószínűségének csökkentése;

— a radionuklidok mozgásának késleltetése és korlá-
tozása a bioszféra emberek által használt részeibe, oly mó-
don, hogy a bioszférát — és elsősorban az embereket —
elérő radioaktivitás koncentrációja alacsony legyen, és az
idők során csökkenjen;

— mindezek révén a jövő generációkat érő dózisok és
kockázatok alacsonyak legyenek, és legfeljebb akkora dó-
zis- és kockázati szinteket érjenek el, mint amit ma elfogad-
hatónak tartunk.

Az elmúlt néhány évtizedben jó néhány műszaki meg-
oldás született a radioaktív hulladékok biztonságos kezelé-
sére és elhelyezésére, és a NAÜ számos alapelvet fektetett le,
amelyek érvényesek valamennyi hulladékkezelési tevékeny-
ségre (IAEA 2000, 2003a). Ezek az elvek képezik a sokkal
részletesebben kimunkált NAÜ Biztonsági Szabványok
közös alapját, amelyek meghatározzák azon követelménye-
ket, amelyeket a választott megoldásnak ki kell elégítenie a
biztonság elfogadható szintjének elérése érdekében.

Nemzetközi egyetértés van abban, hogy a felszíni és fel-
szín közeli tárolók megfelelő megoldást jelentenek a rövid
élettartamú, kis és közepes aktivitású hulladékok végleges el-
helyezésére (IAEA 1994a, 1999). Ezek olyan radionuklidokat
tartalmaznak, amelyek elfogadhatóan alacsony szintre bom-
lanak néhány évtized vagy évszázad alatt. A hosszú élettar-
tamú kis és közepes aktivitású, valamint a nagy aktivitású hul-
ladék, illetve a kiégett fűtőelem azonban geológiai elhe-
lyezést igényel, mivel ahhoz, hogy ezek aktivitása el-
hanyagolható szintre csökkenjen, több tízezer vagy százezer
évre van szükség.

Hulladéktároló-létesítés

Elhelyezési koncepciók

A hulladékok elhelyezésére szolgáló tárolórendszerek két
típusát szokás megkülönböztetni: (a) a kis mélységű létesít-
ményeket, ahol a tároló egység az eredeti felszín fölött
(halmokban stb.) vagy a felszín alatt (árkokban, kamrákban,
aknákban stb.) helyezkedik el; valamint (b) az olyan létesít-
ményeket, ahol a hulladékot nagyobb mélységben, a befogadó
kőzetben kialakított bányaterekben vagy fúrólukokban
helyezik el. Az első esetben a hulladék fölötti fedőréteg
jellemzően néhány méter, míg a második esetben néhányszor

tíz, de akár egy-kétszáz méter is lehet. Az elhelyezési opciók
vázlatosan az 1. ábrán láthatók.

A kis és közepes aktivitású hulladékot mérnöki tárolók-
ban lehet véglegesen elhelyezni, amelyek mérnöki módon
kialakított takarást követően beleilleszthetők a környezetbe.
Az ilyen létesítmények egyaránt kialakíthatók a talajvízszint
felett és alatt, amint azt a 2. ábra mutatja. A tároló teljes
lezárása és takarása a monitorozási és az intézményes el-
lenőrzési fázist megelőzően történik.

Számos felszín alatti koncepció (vágat, kamra) jöhet
szóba az ilyen típusú hulladékok elhelyezésére. E létesít-
mények műszaki kialakítása azonban teljesen eltér a nagy
aktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló, sokkal mé-
lyebben kialakított tárolókéttől.

A felszín közeli elhelyezési koncepció rendszerint a te-
lephely folyamatos felügyeletével számol a tároló lezárását
követő aktív intézményes ellenőrzés részeként. Ebben az
időszakban a monitorozás és a felügyelet további bizto-
sítékot jelent a létesítmény megfelelő viselkedésébe vetett
bizalom megteremtéséhez. A folytatólagos környezeti adat-
gyűjtés pedig bővíti azt az általános tudományos és műszaki
ismeretanyagot, amely felhasználható a radionuklidtransz-
port-modellek kidolgozásához és pontosításához, valamint
a tároló hatásainak elemzéséhez.

Az alapvető célok elérésére, nevezetesen a hulladék kel-
lő időtartamra történő elszigetelésére az emberi környezet-
től — amely elegendő a rövidebb élettartamú radioizotópok
lebomlásához, és hosszabb távon pedig korlátozza a meg-
maradó hosszú élettartamú radionuklidok kibocsátását —
általában a „többszörös gátak” rendszerét alkalmazzák,
amelyekben a hulladékforma, a műszaki gátak rendszere és
maga a telephely egyaránt hozzájárul a hulladék izolálá-
sához. Olyan robusztus műszaki megoldásokat lehet alkal-
mazni, amelyekben a fizikai gátak és a kémiai környezet
nagyon hatékony izolációt eredményez.

Korábban a „többszörös gátak” rendszerét úgy tekintet-
ték, mint független, egyedi gátak együttesét, amelynek elemei
egymást követően léptek működésbe. Ma már ezt a koncepciót
sokkal integráltabban és szinergetikus módon szemlélik,
ahol az egymást kiegészítő gátak együttesen fejtik ki hatá-
sukat. Az ún. „mélységbeli védelmet” megfelelő műszaki
megoldásokkal biztosítják, amelyeket kedvező telephelyi
adottságokkal, a hulladék fizikai formájának és tartalmának
szabályozásával, megfelelő üzemeltetési technológiai utasítá-
sokkal és intézményes ellenőrzéssel kombinálnak. A külön-
böző gátak relatív hatása a tárolólétesítmény általános bizton-
ságára nagymértékben függ a hulladék tulajdonságaitól, a
telephelyi feltételektől és a tárolás koncepciójától. A gátak
viszonylagos fontossága is változik az idők során.

A geológiai tárolási rendszert általánosságban úgy lehet
meghatározni, mint a kondicionált és csomagolt szilárd hul-
ladékok és az egyéb műszaki gátak kombinációját, amelyet
bányászati vagy fúrással létrehozott térrészben, néhány
száz méter mélységben, stabil geológiai környezetben alakít-
tanak ki. Az a földtani formáció, amelyben a hulladéktárolót
megépítik, a „befogadó kőzet”, és általában ez képezi a leg-
fontosabb izoláló gátat.

A geológiai tárolókkal biztosítható a legjobb hatásfokú izoláció, ezért ezt tekintik a legveszélyesebb radioaktív hulladék-kategóriák (kiégett fűtőelemek, nagy aktivitású, hosszú élettartamú hulladékok) végleges elhelyezésére legalkalmasabb módszernek. A hulladék elhelyezése több módon történhet, ennek megfelelően a tárolókat is különböző módon lehet kialakítani. Az elhelyezésére számításba vett különböző típusú földtani környezet eltérő módokon biztosíthatja az alapcél elérését, a radionuklidok kellő ideig történő elzárását.

A geológiai tárolók lezárása után nincs szükség telephelyi monitorozásra és/vagy aktív intézményes ellenőrzésre. Ennek ellenére vannak olyan programok, melyekben — például a szélesebb közvélemény megnyugtatását célzva — mérlegelik valamilyen monitoring és felügyelet adott ideig történő biztosítását. Az is általánosan elfogadott nézet, hogy a tárolóra vonatkozó feljegyzések és adatok megőrzése, illetve az intézményes ellenőrzés fenntartása — tekintet nélkül az indokokra — csökkenti a szándékolatlan emberi behatolás kockázatát.

A rövid élettartamú kis és közepes aktivitású hulladék elhelyezésére egy sor műszaki megoldás ismert. Valamely lehetőség kiválasztása számos tényezőtől függ, amilyen pl. a hulladék fajtája, a hulladékkészlet, az éghajlati viszonyok, a telephely jellemzői, az ország törvényi követelményei és radioaktív hulladékkezelési politikája.

Számos országban elfogadott stratégia, hogy a társadalom egészségének védelme a rövid élettartamú, kis és közepes aktivitású hulladékok képviselte veszéllyel szemben felszíni tárolókkal is biztosítható (IAEA 1999). Ha azonban az ilyen hulladékokat gondosan kiválasztott telephelyen, jó műszaki megoldású felszín alatti tárolókban helyezik el, akkor további védelem biztosítható mind az emberi (pl. repülőgépbaleset, vagy szabotázs), mind pedig a természeti eredetű (pl. szélsőséges időjárási) veszélyekkel szemben. A föld alatti építmények — jellegükből eredően — szeizmikus hatásokra is kevésbé érzékenyek. A felszín alatti tárolókat arra tervezik, hogy hosszú időn keresztül, felügyelet nélkül is garantálják a szükséges a biztonságot, szemben a felszín közeli létesítményekkel, ahol általában hosszú idejű — néhány évszázadnyi — intézményes ellenőrzéssel számolnak. Következésképpen, egy műszakilag jól kialakított föld alatti tároló nagyobb fokú védelmet és biztonságot nyújt a társadalom számára, mint a hasonló felszíni létesítmény.

A legtöbb emberi tevékenység, amely a hulladéktároló szándékolatlan megbolygatásához vezethet — pl. a házépítés, mezőgazdasági tevékenység vagy útépítés — általában néhány méter mélységig hatol a felszín alá. Ez azt jelenti, hogy a felszín közeli tárolók sérülékenyebbek a nem szándékolat emberi behatolással szemben, mint a nagyobb mélységben kialakított tárolóterek, ezért szigorúbb követelmények vonatkoznak az intézményes ellenőrzésre.

Földtani környezet

A jól megválasztott földtani környezet megvédi a mérnöki gátakat a jelentős fizikai terhelés-, vízáram- és vízkémiai ingadozások hatásaitól. A nagy fluktuációk több-

nyire a litoszféra dinamikus régióinak állapotváltozásaiból erednek, mint pl. a tektonikailag aktív régiókból és a kisebb mélységű kőzetekből, valamint a felszín alatti vizekből. Ezekre könnyen és gyorsan hatnak az elkerülhetetlen klímaváltozások és a területhasznosítás előre nem látható változásai. A mélyebben fekvő kőzetek általában jobban védettek ezektől a külső hatásoktól. A mélység növelése puffernaként hat a felszín közeli perturbációkra, és időben tompítja nagyságukat. Ez a földtani gát egyik fontos szerepe.

Megfelelő befogadó lehet olyan kellően alacsony átteresztő képességű kőzet, amelyben az advektív vízáramlás alapvetően kizárható. Az ilyen környezetben — feltéve, hogy a tároló megépítése mind műszakilag, mind gazdaságilag megvalósítható, és a biztonsági előírásoknak is eleget lehet tenni — a befogadó kőzet fajtája nem meghatározó tényező a telephely kiválasztásában. Az elmúlt 20-30 évben számos ország tapasztalata azt mutatja, hogy elfogadható feltételeket lehet találni eltérő kőzettípusok esetében is, mint például a gránitok, metamorf alapkőzetek, képlékeny agyagok, erősebben megkeményedett agyagkövek, rétegzett evaporitok, sódómok, porózus vulkáni tufák, erősen tömörödött vulkáni tufák, valamint különböző, megkövesedett üledékes vagy vulkáni-üledékes formációk.

Tárolótervezés

A gondos tervezés fontos lépés a radioaktív hulladék-tárolók üzemviteli és hosszú távú biztonságának szavatolására. Erre vonatkozóan az alábbi fontos ajánlások születtek:

— A tárolórendszer biztonságát a hulladékkezelési rendszer egésze (feldolgozás, kondicionálás, átmeneti tárolás, szállítás, telephely-kiválasztás, építés, üzemeltetés és lezárás) kell, hogy biztosítsa. Az elhelyezés tervezése az egész rendszer fontos eleme.

— A 3. ábrán bemutatott koncepció alkalmazása — bár részleteiben változhat — elősegíti a biztonságos tervezést.

— A tervezés egy iterációs folyamat, amelynek bemenő adatai a telephelyre vonatkozó információk, a hulladékminősítő program és biztonsági elemzések.

— A tervezési folyamat kezdetétől a tervező világosan kell, hogy ismerje és értse a létesítmény egész életciklusára vonatkozó hatósági követelményeket.

— A tervezőnek számításba kell vennie mindazokat az adatokat és paramétereket, amelyek a tervek időben történő elkészítéséhez szükségesek.

— A tároló tervezőjének számításba kell vennie a létesítmény költségeit a koncepció kialakításától a létesítmény lezárásig terjedő időszakra, továbbá a lezárás utáni intézményes ellenőrzés költségvetésait is.

A tárolórendszer elemei

A tárolórendszer fontosabb természeti és műszaki elemei az alábbi módon csoportosíthatók:

— *Hulladékforma:* a hulladék bármely formája a csomagolást megelőzően.

A kis aktivitású hulladék egy része minden feldolgozás, vagy kondicionálás nélkül, illetve egyszerű, térfogatcsökkentő tömörítést követően csomagolható. Az egyéb, nagyobb aktivitású hulladékot rendszerint valamilyen stabil mátrixba (pl. cement, bitumen vagy üveg) ágyazzák.

— *Hulladéksomag*: a hulladékforma és az azt beágyazó komponens.

A konténer rendeltetése változhat a rövid idejű szállítás és/vagy átmeneti tárolás idejére elvárt izolációtól és árnyékolástól egészen a hosszú távú izolálás szavatolásáig. A hulladékkezelés követelményeitől függően, a csomagok állhatnak acélhordókban, egyszerű beton konténerekben vagy saválló acél, illetve más, fémből készült konténerekben elhelyezett feldolgozatlan, feldolgozott és kondicionált hulladékból.

— *Műszaki gátak*: további kiegészítő csomagolás, visszatöltő tömedék-/pufferanyag, amelyet közvetlenül a hulladéksomagok körül helyeznek el (pl. cement), és a befogadó kőzet törmelékének visszatöltése, amelyet az elhelyezett hulladék környezetében alkalmaznak (gyakran zútotkő és agyag keveréke).

— *Tároló*: a vágatokat közvetlenül körülvevő kőzet, a tömedékanyag, valamint a tömítőrendszer egészen a külsőnig.

— *Természetes gátrendszer*: a tárolót körülvevő és védő geológiai formáció, a tárolási zóna és a geoszféra-bioszféra átmenete. A radionuklidok kibocsátását különböző folyamatok késleltetik a természetes gátakon és a bioszférán történő áthaladásuk során.

A geoszférából kijutó radioizotópok különböző régiókban hatolnak át, miközben hígulási és újrakoncentrációs folyamatokon mennek keresztül.

A különböző tárolási koncepciókban az izoláló gátak szerepe nagyon eltérő lehet, mivel az elhelyezés alapvető követelménye eredendően a biztonság, nem pedig az egyes gátak tökéletessége. Mindazonáltal az egyes gátak izolációs kapacitásában bizonyos tartalék, átfedés előnyös lehet a biztonsági elemzés szempontjából, mivel erősíti a rendszer iránti bizalmat, nevezetesen, hogy az megfelel a biztonsági előírásoknak.

A tárolólétesítés fázisai

Minden nemzeti tárolófejlesztési program az alábbi fázisokból áll:

— *Az általános koncepció kidolgozása*, amely az elhelyezést igénylő hulladék jellegének pontos ismeretén, mennyiségének becslésén, továbbá az adott ország geológiai feltételein alapszik. Meg kell határozni az elhelyezési változatokat, a koncepció fő feltételeit, és ki kell választani a biztonsági koncepciót. Végül meg kell határozni a telephely-kiválasztási programban alkalmazni kívánt általános telephelyi követelményeket. Ezek tartalmazhatják a telephely-kiválasztás biztonsági követelményeinek kombinációját (hosszú távú biztonság, üzemviteli biztonság és a szállítás biztonsága), továbbá gazdasági, társadalmi és tervezési megfontolásokat. A legnagyobb súllyal a radiológiai biztonsá-

ság esik latba. Ez a tevékenység több telephely vizsgálatára és értékelésre is kiterjedhet.

— *A kiválasztott telephely részletes jellemzése*, amely magában foglalja mind a felszíni, mind — geológiai elhelyezés esetén — a közvetlen geológiai feltáró kutatást (IAEA 1994b, 2002). A minősítés igénye szükségessé teheti a tervezett tárolórendszer fontos elemeinek tesztelését és félüzemi kipróbálását.

— *A tároló tervezése*, amely a telephely jellemzőinek messzemenő figyelembevételével történik. A tervezés magában foglalja a tároló megközelítő útvonalainak és a tároló tereinek telepítését.

— *A tároló építése*.

— *Üzemeltetés*, amely évtizedekig is tarthat. Ezt követi a felszíni létesítmények leszerelése és a bányaterek lezárása.

Az izolációt biztosító korlátok szerepe jelentősen változhat az egyes elhelyezési koncepciókon belül.

A biztonsági elemzések fontos szerepet játszanak annak demonstrálásában, hogy a tároló rendszerelemei hatékonyak, és a teljes rendszer kellően robusztus. Ezzel együtt, még abban az esetben is, ha a tárolórendszer megfelelő, az tovább optimalizálható a tudomány és technológia újabb eredményeinek alkalmazásával.

Nem műszaki jellegű megfontolások

Azzal együtt, hogy a tároló létesítését és annak biztonságát alátámasztó tudományos elemzések kulcsfontosságúak a radioaktív hulladék biztonságos elhelyezésének igazolásakor, mára már felismerték, hogy a tároló létesítési folyamatában integrált megközelítést kell alkalmazni, amely figyelembe veszi a nem műszaki témák széles spektrumát is.

A telephely kiválasztásában alapvető a társadalmi elfogadtatás. Azok az országok jártak sikerrel, ahol világos nemzeti politikát alakítottak ki, fokozatosan, lépésről lépésre közelítve meg a problémákat, nyílt és konzultatív módon. A műszaki kérdéseket olyan módon kell bemutatni, hogy azokat a társadalom tagjai megértsék.

A feladat összetettsége ellenére, szerte a világban már több mint száz tárolót építettek kis és közepes aktivitású hulladékok elhelyezésére. A kellő biztonságot a hosszú élettartamú radioizotópok mennyiségének korlátozásával, természetes és műszaki gátak alkalmazásával, valamint monitoringprogramok és intézményes ellenőrzés bevezetésével érték el.

Kis és közepes aktivitású hulladékok tárolói

Felszín közeli tárolók

Az elmúlt 50 év során a radioaktív hulladék elhelyezésének koncepciója és műszaki kialakítása jelentős fejlődésen ment keresztül. A legtöbb tapasztalat a felszín közeli tárolókkal kapcsolatban halmozódott fel (IAEA 1994b). Számos példa van sikeres tároló kifejlesztésére, de — elsősorban a korai tervezésű létesítmények esetében — a tároló üzemelte-

tésének csődjére is. A problémák okai között szerepel a radioizotópok gyors kioldódása a hulladékból, a tárolóárkok esővíz általi elárasztása, vagy a talajvízszint emelkedése következtében fellépő radioizotóp-kibocsátás. Ezen gondok egy része a telephely elégtelen minősítésére, a műszaki gátak nem kielégítő voltára, valamint a tárolóban elhelyezett radioizotóp-készlet szabályozásának hiányára vezethető vissza.

A múlt tapasztalataiból tanulva mára már jelentős fejlesztéseket valósítottak meg számos országban. Jó példaként említhető a spanyolországi El Cabril, a francia Centre de L'Aube, a Japánban működő Rokkasho-mura, az Egyesült Királyságbeli Drigg, a dél-afrikai Vaalputs, a cseh Dukovany, a szlovák Mohi, valamint az amerikai Barnwell és Richland tárolók. Más országokban is működnek kisebb kapacitású tárolók, amelyeknél többnyire a „többszörös gátak megközelítésmód” továbbfejlesztett változatát alkalmazzák.

Az El Cabril-i létesítmény építése 1990-ben kezdődött, és 1992 októberében helyezték üzembe. A tároló elhelyezési koncepciója a többszörös rendszeren alapul. A fémhordókban lévő hulladékot betonkonténerekbe teszik, és így helyezik el azokat a tárolókamrákban, amelyeket az üzemelés ideje alatt egy mobil fémtetővel védenek az időjárási hatásoktól. A tárolókamrák alatt vízelevezető rendszert alakítottak ki, amely bejárható és ellenőrizhető. A tároló megtelte után többrétegű műszaki lefedést építenek a kamrák fölé, amely megakadályozza a csapadék beszivárgását, és hosszú idejű védelmet biztosít.

Franciaország első felszín közeli radioaktív hulladék-tárolója a Centre de la Manche-i tároló. A létesítményt műanyag fóliával és bitumennel impregnált védőréteggel bélelt, árok típusú felszíni tárolóként alakították ki és üzemeltették hosszú éveken keresztül. 1979-től a korábbi koncepciót fokozatosan felváltotta egy korszerű rendszer, amelyik vasbeton szerkezetű, modulárisan bővíthető elemekből áll, és külön csapadékvíz, valamint a beszivárgó víz gyűjtésére szolgáló rendszerekkel rendelkezik. A tároló kapacitása 525 000 m³. A tároló megteltét követően már 1991-ben megkezdődtek a telephely bezárásával kapcsolatos műveletek, melyek 1995-ben be is fejeződtek. A második hulladéktároló — Centre de L'Aube — üzemeltetési engedélyét 1991-ben adták ki. A tároló — amelynek teljes befogadó kapacitása 1 000 000 m³ — évente kb. 30 000 m³ hulladékot fogad.

Az Egyesült Királyságban, a cumbriai Driggben lévő tároló esetében a közvélemény arra kényszerítette az üzemeltetőt, hogy új tárolási technológiát vezessen be. A korábbi koncepció szerint a hulladékot előkezelés és csomagolás nélkül, falazat nélküli árkokban helyezték volna el. Az új technológia műszakilag kialakított, betonfalas kamrákat használ.

A japán Rokkasho-mura felszíni tároló 1992 óta üzemel, és fogadja a japán atomerőművek kis aktivitású hulladékait. A létesítmény egy platón helyezkedik el, kb. 30-60 méterrel a tengerszint felett. A harmadidőszaki alapkőzet 5-24 millió évvel ezelőtt alakult ki, és homokos tufából, homokkőből és agyagkőből áll. Az alapkőzet közel van a felszínhez, mindössze néhány méter vastag vulkáni eredetű talajréteg fedi. A tárolót úgy alakították ki, hogy az alapkőzetben kb. 8 m

mélységig hatoltak le. A hulladékkal teli hordókat vasbeton medencékben helyezik el. A térkitöltő habarcs megkötése után az ideiglenes fedést eltávolítják, és egy monolit tömböt képeznek ki a cella fölött. Végül pedig vasbeton lefedést alakítanak ki minden medence fölött. A tárolót 2 m vastag, 15%-os bentonit-homok keverékkel fedik le, végül talaj kerül rá. A talajréteg tetejére növényzetet telepítenek. A medencék belső fala porózus betontömbökből készül, ami lehetővé teszi a víz elszivárgását, mielőtt az a hulladékos hordókkal érintkezhetne. A medencék körül ellenőrző alagutakat építettek ki a víz megfigyelésére és elvezetésére.

A létesítmény tervezett kapacitása 600 000 m³, amely 3 millió darab szabványos méretű, 200 literes hordónak felel meg. A létesítés első két fázisában egyenként 40 000 m³ kapacitású tároló tér épült ki (200 000 hordó befogadására).

Felszín alatti hulladéktárolók

A megvalósult, illetve tervezett hulladéktárolók többségénél egy alkalmas befogadó kőzetben vízszintes tárolótereket vagy silót alakítanak ki a hulladékcsomagok elhelyezésére, amelyeket később valamilyen pufferanyaggal vesznek körül. A leggyakoribb megoldás, hogy függőleges aknákat mélyítenek, vagy nyitótárót hajtanak ki az adott mélységig. Ebben a mélységben vízszintes vágatokat hajtottak ki, ezekben helyezték el a hulladékcsomagokat, majd azokat kiválasztott pufferanyagokkal vették körül. Függőleges és vízszintes vágatok kombinációja is elképzelhető. Tekintet nélkül a hulladék típusára, és még igen kicsiny hulladékmennyiség esetén is, a megközelítő és elhelyezésre szolgáló aknák és vágatok jelentős bányatérkiképzést igényelnek, ami több százezer m³ kőzet jövesztését jelenti, nagyobb hulladéktárolási programoknál pedig akár több millió m³-t is.

A felszín alatti tárolók külföldön már hosszú ideje üzemelnek. A svéd és finn tárolók közös vonása, hogy a hulladék körül többszörös gátrendszert alkalmaznak. A gátak a hulladék szilárd formájából, acélhordókból, betonkonténerekből, vasbeton silókból, a kitöltő tömedékből és a szilárd kőzetből tevődnek össze. A biztonságot még az sem veszélyezteti, ha valamelyik gát megsérülne. Ebben az esetben a többi gát elegendő a biztonság garantálására. A tároló kialakítása lehetővé teszi a létesítmény bővítését annak érdekében, hogy az atomerőmű leszereléséből származó hulladék is elhelyezhető legyen.

A tárolók lehetnek a kőzet természetes üregeiben vagy a különböző, ember által kialakított terekben. A svédországi tárolót kristályos kőzetben építették meg kb. 60 m mélyen a tengerszint alatt. Két hasonló tároló működik Finnországban. Mindezen tárolók a talajvízszint alatt helyezkednek el. A csehországi Richard tárolót egy felhagyott mészkőbányában képezték ki. Ez a különleges tároló 1964 óta üzemel, tárolókamrái kb. 50 m-rel a talajvízszint fölött vannak. A romániai Bita Bihor tárolót egy felhagyott uránbányában alakították ki.

Svédországban az üzemviteli radioaktív hulladék tárolóját (SFR) kristályos metamorf kőzetben, 60 m-rel a Balti-

tenger szintje alatt építették meg, Forsmark mellett. A létesítmény 1988 óta üzemel. Az atomerőművekből származó összes rövid élettartamú kis és közepes aktivitású hulladékot az SFR-ben helyezik el, az orvosi, ipari és kutatási tevékenységek sugárforrásainak hulladékával együtt. A tárolóban négy kamra és egy siló van a különböző típusú hulladékok szelektív elhelyezésére. A külszínről két párhuzamos vágat (rámpa) vezet a tárolóhoz. Az egyik a konténereknek a tárolási helyre való szállítására szolgál, míg a másik a személyközlekedést biztosítja és felhasználható az SFR későbbi bővítésére is. A közepes aktivitású hulladékokat, elsősorban a reaktor vizei tisztításánál használt szilárdított ioncserélő szűrőgyantát, egy 25 m átmérőjű, 50 m mély silóban helyezik el. Ez a hulladék tartalmazza az SFR radioaktivitásának legnagyobb részét. Magát a silót egy henger alakú kőzetkamrában alakították ki, betonfalazattal. A siló és a kőzet közti teret bentonitagyaggal töltötték ki. A kisebb aktivitású hulladékokat 160 m hosszú kamrákban helyezik el, amelyek falazata maga a befogadó kőzet. A tároló jelenlegi kapacitása 60 000 m³, amiből eddig kb. 30 000 m³ térfogatot töltöttek meg hulladékkal. A második fázisban további 30 000 m³ kapacitást létesítenek. Végül a leszerelési hulladékok számára a harmadik építési fázisban alakítják ki a szükséges mintegy 100 000 m³ tárolási kapacitást.

Finnországban az Olkiluoto felszín alatti hulladéktároló 1992 óta üzemel. A hulladékcsomagokat a kristályos kőzetben kialakított, betonfalazattal ellátott silókban helyezik el a felszín alatt 70 és 100 m között. A tárolót 40 évnyi hulladékképződésre tervezték, ami 40 000 darab 200 literes hordót jelent. Az üzemelési fázis befejeztével a vágatot és az aknát eltömedékelik. A lezárás és elszigetelés után nem lesz szükség az ellenőrzés fenntartására.

A loviisai atomerőmű mellett hasonló létesítményt építettek. A tárolót 1998-ban nyitották meg. Magát a tárolót ép gránittömbben alakították ki, két törési zóna között, a stagnáló sós, felszín alatti víz szintjében. A létesítményt az elhelyezendő hulladék jellemzőinek és a telephely földtani-hidrogeológiai viszonyainak számításba vételével tervezték meg. Lehetőséget hagytak a későbbi bővítésre annak érdekében, hogy az erőmű leszerelési hulladékát is el tudják helyezni. A létesítményt 110 m mélységben telepítették, amely mind a földtani szerkezet, mind a mélységi vizek áramlása szempontjából optimális. Három szakaszra osztották az építést. Az első lépcsőben csak egyetlen, az üzemi karbantartási hulladékok befogadására szolgáló vágatot hajtottak ki, és az egész létesítményt kiszolgáló rendszereket készítették el. A második fázisban a többi, a karbantartási hulladék és a szilárdított hulladék elhelyezésére szolgáló bányaterek készülnek el. A harmadik fázisban, 2020 után, az erőmű bezárásával egy időben történik a leszerelési hulladékok bányatereinek kialakítása.

Norvégiában a kis és közepes hulladékok céljára épített Himdalen létesítmény 1999-ben kezdett működni. A létesítményt 50 méterrel a gránit felszíne alatt létesítették. A radioaktív hulladékkal telt csomagok (hordók) elhelyezésére szolgáló térrészhez egy 150 m hosszú, enyhén lejtős alagút

vezet. A megközelítő alagút mentén alakították ki a kiszolgáló létesítményeket (szellőző, energiaellátó központ, látogató helyiség). A radioaktív hulladékok elhelyezésére négy darab sziklakamrában kialakított betoncella szolgál, amelyek közül három a végleges elhelyezés, míg a negyedik az átmeneti tárolás céljaira szolgál. A cellákon belül a hulladékkal telt hordókat négy, egymás fölé helyezett rétegben helyezik el. Minden egyes réteg megteltét követően kibetonozzák a hulladéktároló hordók közötti szabad területet, a negyedik sor megteltét követően pedig egy monolit betonszerkezetet alakítanak ki. Ezt követően olyan tetőszerkezetet helyeznek a betoncellák fölé, amely biztosítja a beáramló víz elvezetését, másrészt egy vízálló membrán beiktatásával megakadályozzák a víz beáramlását. A tervek szerint a létesítmény 2030-ig fog üzemelni, ezt követően a tároló szabad üregeit visszatöltik, majd pedig az egészet lezárják.

Németország úgy döntött, hogy mindenfajta radioaktív hulladékot, beleértve a rövid élettartamú kis és közepes aktivitású hulladékot is, mély geológiai tárolókban helyez el. A volt NDK-ban egy felhagyott sóbányát választottak a kis és közepes aktivitású hulladék tárolójául. A Szász-Anhalt tartománybeli Morsleben melletti bánya létesítésére vonatkozó döntést a hatvanas években végzett műszaki-gazdasági vizsgálatokra alapozták. A részletes alkalmassági vizsgálatok befejeztével a bányát 1970-ben választották hulladéktároló céljára. A hulladék elhelyezése 1978-ban kezdődött a bányaterekben, mintegy 500 m-rel a külszín alatt. A vizsgálatok és az alkalmazott elhelyezési technika sikeres fülüzemi kísérletei után az első üzemi engedélyt 1981-ben adták ki. Az üzemi fázis végéig, 1998-ig mintegy 36 800 m³ radioaktív hulladékot helyeztek itt el. Jelenleg a tároló vizszo-tömedékelési és lezárási tervei készülnek.

A másik tároló (Konrad tároló) egy használaton kívüli vasércbánya, 1000 m mélyen épült, rövid élettartamú, nem hőtermelő hulladék elhelyezésére. Ennek engedélyezése jelenleg is tart.

Az Egyesült Államokban a szükséges engedélyeket 1999-ben adták ki arra a tárolóra, amely az ország fegyverkezési programjaiból származó, elsősorban transzurán tartalmú hulladék elhelyezésére szolgál az Új-Mexikóbeli Carlsbadban (WIPP). A hulladékokat a felszín alatt 650 m mélységben, beágyazott só-formációban kialakított bányaterekben helyezik el. 1999 márciusában fogadták az első hulladékszállítmányt. Ez a világon az első mély geológiai tároló, amelyet hosszú élettartamú hulladékok elhelyezésére építettek.

Más országokban is folynak előkészületek a felszín alatti tárolók telephelyének kiválasztására. Svájcban pl. az a szándék, hogy a rövid élettartamú hulladékot szintes tárókkal megközelíthető bányaterekben helyezték el. A tárolás jogi követelményei és az ország nagy népsűrűsége miatt a felszín közeli létesítmények, amelyek elsősorban a műszaki gétekre alapoznak, nem jöhetnek számításba.

A fentiek is jól példázzák, hogy a kis és közepes aktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló felszín alatti tárolók létesítése ma már kiforrott technológia (EU 2002; IAEA 2003b).

General characteristics of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary)

ZOLTÁN BALLA

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14

Keywords: fracture zones, granites, ground water, Hungary, hydraulic conductivity, low-level waste, Mórág Block, radioactive waste, site exploration, South-eastern Transdanubia, underground disposal

Abstract

Beginning with the screening of the country in 1993, in 1997, after a step-by-step approximation, the Bábaapáti (Üveghuta) Site was selected for the underground disposal of low- and intermediate-level radioactive waste in the Palaeozoic Mórág Granite Formation. The site characterisation took place in 1997–1999 and 2002–2003 using boreholes, dug wells, exploratory trenches and a wide range of geophysical methods. The Site was fixed by co-ordinates in an area 872,637 m² between 60 and 20 m above and below sea level, respectively.

In the exploration of 2002–2003 several hundreds of people from several dozens of institutions participated. The geological, tectonic, geodynamic and hydrogeological pattern of the Site was studied in detail. This was sufficient for stating its suitability and for elaborating the concept for its further exploration and its repository concept.

Introduction

The programme for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant started more than 10 years ago. In the early years geological screening of Hungary took place. The aim was to select suitable geological sequences. Then, in the prospective areas the public acceptance was studied. In 1996, in three selected areas, single boreholes were drilled, and a comparative safety assessment was performed. By the end of the year, the Directional Board of the National Project took a decision in which it suggested the exploration of a site for underground disposal in the granites of the Mórág Complex (now known as the Mórág Granite Formation), on the territory of Village of Bábaapáti (BALLA 1997).

From 1997 to 1999 intense geological exploration took place in the area: first, geological and hydrogeological mapping and preliminary site selection were carried out (shallow boreholes and a geophysical survey). After this, deep boreholes were drilled in the selected site, followed by shallow boreholes (including doubled wells) in its surroundings. All methods which seemed to be effective were applied in order to study the area. The position and lithological properties of

the covering sediments were clarified. The top surface, the structural and petrographical conditions of the country granite-body rocks as well as the hydrogeological position of the latter (which is of peculiar importance for the future repository) were studied in detail. Besides a wide spectrum of geophysical surveying, geophysical logging and geochemical sampling, the following were performed: hydrodynamic testing of the boreholes, geological and tectonic evaluation, and hydrogeological modelling (BALLA 2000). The resulting data were incorporated into the safety assessment.

Although the exploration was aimed at obtaining overall knowledge, numerous unsolved questions and non-clarified problems remained; these problems required a continuation of the exploration. However, for two and a half years, up to the end of 2001, due to unfavourable political circumstances at the highest level, the geological exploration was suspended. When the political mood changed, the geological exploration could continue. The first phase of this exploration took place from the ground surface and lasted 17 years.

The ground-based exploration (Figure 1) was an intense geological study with numerous deep and shallow boreholes, exploratory trenches and dug wells, as well as a large number of laboratory analyses. Most of the field-work took

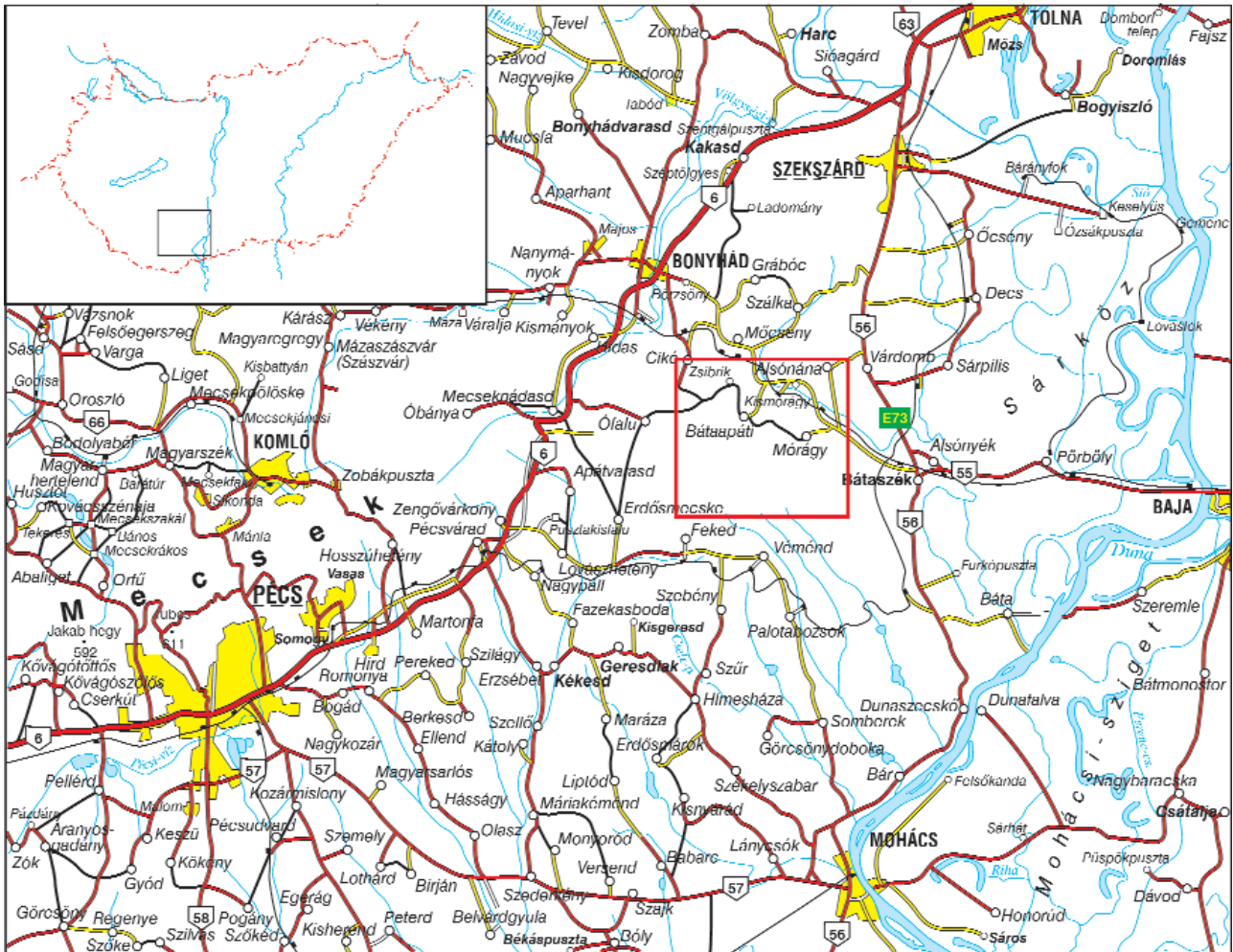


Figure 1. Geographical position of the research area

Taken from the Road Atlas of Hungary, for the location, see top left corner, contour of Figure 2 indicated (red rectangle)

I. ábra. A kutatási terület földrajzi helyzete

Kivágat Magyarország autóatlaszából, a 2. ábra körvonalával (piros téglalap). Az ábra helyzetét I. a bal felső sarokban

place in 2002. The exploration was finished in 2003 by means of an integrated interpretation of all the data, results and information produced up until that time.

Overview of the exploration activities

During the 2002–2003 exploration 23 boreholes were drilled. 8 of them were of depths between 300–411 m; the rest were less than 101 m in depth (GYALOG, SZEGŐ 2004). 2 exploratory trenches (1490.3 m) were excavated, and 3 dug wells (73.3 m) were deepened; furthermore, nine structures for overflow measurements (overfalls) were constructed (GYALOG et al. 2004b). In the boreholes geophysical logging (SZONGOTH et al. 2004), hydrodynamic testing (BALLA, MOLNÁR 2004) and various geophysical measurements (TÖRÖS et al. 2004) were performed. Geological and tectonic logs and maps for the boreholes and trenches, respectively and geological logs for the dug wells were also compiled (GYALOG et al. 2004a). Trenches and dug wells were incorpo-

rated into the hydrogeological monitoring system (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). The ground-based geophysical survey was a major operation (VÉRTESY et al. 2004). A wide spectrum of analyses were carried out in various laboratories.

With regard to the ground-based exploration 11 scientific institutes and 26 companies participated. Among the scientific institutes, the Geological Institute of Hungary (MÁFI) and the Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI) were represented by 60 and 28 scientists and engineers, respectively, as well as 26 and 10 technicians. The equivalent data for the other 9 institutes were 37 and 12 scientists and engineers, respectively. 8 companies directed 70 engineers and scientists, as well as 78 technicians and auxiliary staff to work in the project. The equivalent data for the other 18 companies were 22 and 44, respectively. Given the above, it can be seen that almost 400 people were engaged on the ground-based exploration.

Contours and the state-of-the-research of the Site

The goal of the ground-based exploration was to study the site for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste on a level which allows the determination of the fulfilment of the legal requirements with respect to geological suitability (BALLA 2004). For the evaluation of the geological suitability of the Site, the results of the hydrodynamic modelling (BALLA et al. 2004) are of particular importance. The hydrodynamic modelling can only be performed for the site if it is incorporated into its wide surroundings. For delineating the modelled area, natural borders — *i.e.* the watershed between the Hutai and Mórág Creek, as well as the Lajvér Creek — were taken into consid-

eration. Models which form important components of the safety assessment (GOLDSWORTHY et al. 2004) are based on data from the same territory.

The contour of the modelled area (Figure 2) is rather complicated. Information needed for the hydrogeological modelling was produced for the rectangular area around the complicated figure which is shown. This rectangular area (Figure 2) is named the *research area*.

The 2002–2003 exploration demonstrated that the ground-based methods only allow delineation of the site as an area where selection of a rock volume for the repository needs additional exploration, at least partially by means of tunnels. Hence, the site was selected to be big enough — 872 637 m² — to include practically all the boreholes drilled to explore it, and all the prospective domains (Figure 3).

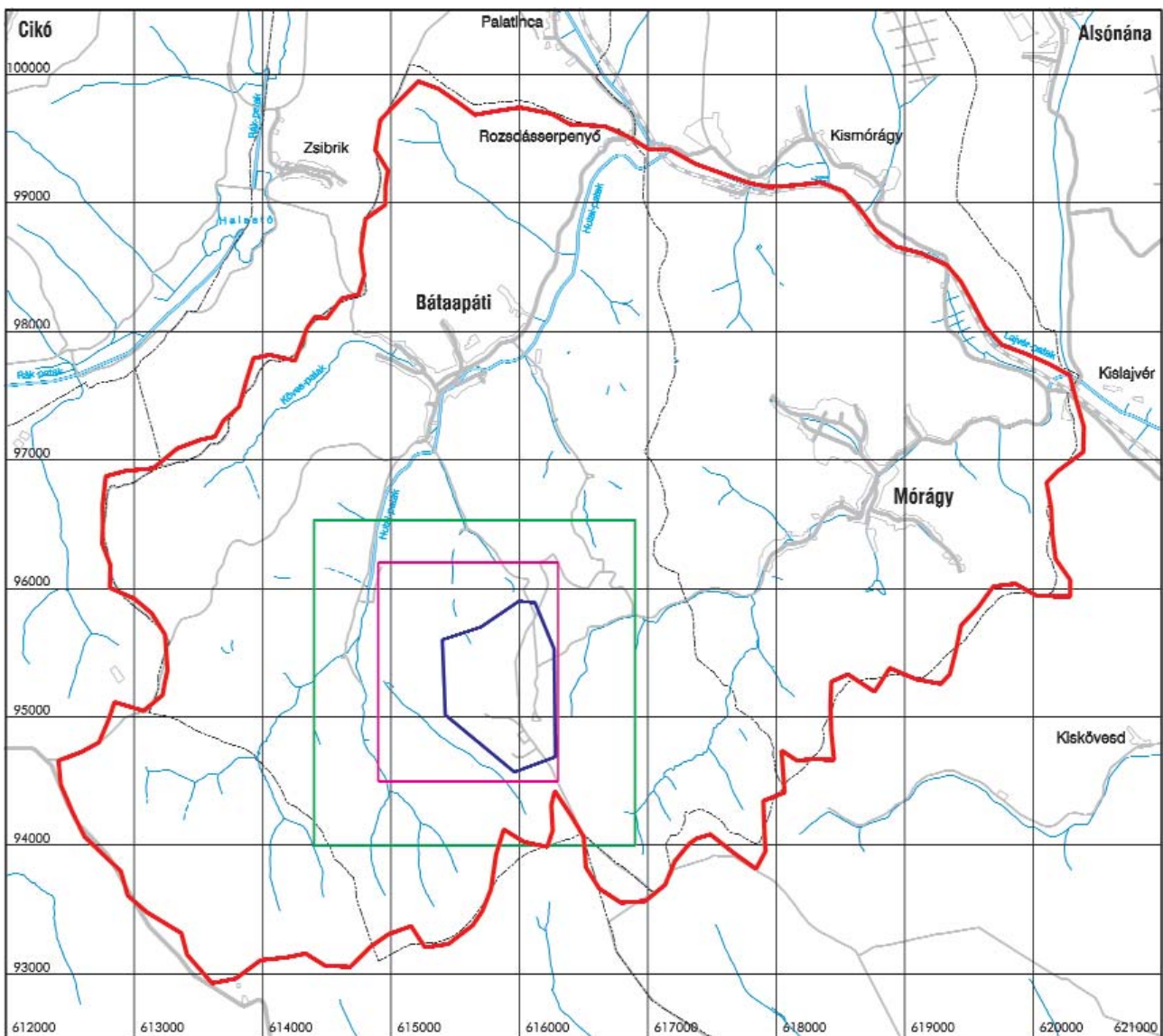


Figure 2. The research area

Blue = contour of the Site, red = contour of the area of the hydrodynamic modelling, green = contour of Figures 3 and 7, violet = contour of Figure 5. For the location, see Figure 1.

2. ábra. A kutatási terület

Kék = a telephely, piros = a vízföldtani modellezés, zöld = a 3. és 7., lila = az 5. ábra körvonala. Helyzetét 1. az 1. ábrán

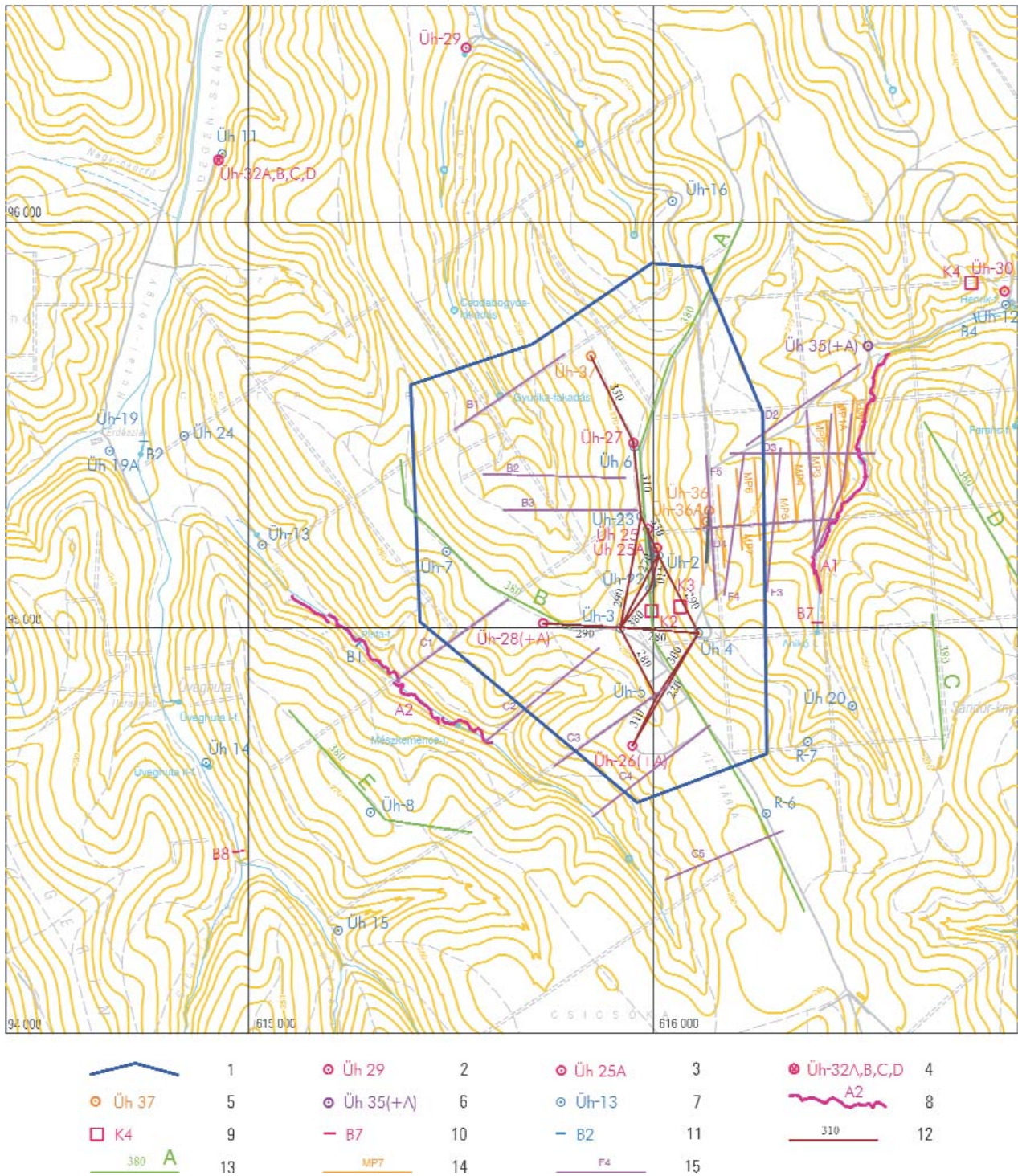


Figure 3. Contours of the Bátaapáti (Üveghuta) Site and its state-of-the-research of the ground-based exploration

The whole area of the Site is covered by a 3D seismic first-arrival and an areal magnetotelluric survey with the penetration depth 320 and 530 m, respectively. 1 – contour of the Site, 2 – deep borehole of 2002 and its code, 3 – shallow borehole of 2002 and its code, 4 – grouped boreholes of 2002 and their codes, 5 – borehole of 2003 and its code, 6 – geotechnical borehole of 2002 and its code, 7 – borehole prior to 2002 and its code, 8 – exploratory trench of 2002 and its code, 9 – dug well of 2002 and its code, 10 – overfall of 2002 and its code, 11 – overfall prior to 2002 and its code, 12 – cross-hole seismic profile of 2002-2003 and its code, 13 – reflection seismic profile of 2002-2003 and its code with the penetration depth in m, 14 – geophysical profile of 2002 for tracing faults and its code, 15 – multielectrode profile of 2002 and its code. For the location, see Figure 2

3. ábra. A Bátaapáti (Üveghuta)-telephely körvonala és felszíni megkutatottsága

A telephely teljes területét 3D első-beérkezéses szeizmikus és hálózatos magnetotellurikus mérés fedi le 320 és 530 m-es behatolási mélységgel. 1 – a telephely körvonala, 2 – 2002. évi mélyfúrás és jele, 3 – 2002. évi sekélyfúrás és jele, 4 – 2002. évi csoportfúrás és jele, 5 – 2003. évi fúrás és jele, 6 – 2002. évi geotechnikai fúrás és jele, 7 – 2002 előtti fúrás és jele, 8 – 2002. évi kutatóárok és jele, 9 – 2002. évi vízhozammérő bukó és jele, 10 – 2002. évi vízhozammérő bukó és jele, 11 – 2002 előtti vízhozammérő bukó és jele, 12 – 2002-2003. évi lyukközi szeizmikus mérési szelvény és jele, 13 – 2002-2003. évi reflexiós szeizmikus mérési szelvény és jele, feltüntetve a behatolási mélység (m), 14 – 2002. évi vetőkutatási szelvény, 15 – 2002. évi sokelektrodás szelvény és jele. Helyzetét l. a 2. ábrán.

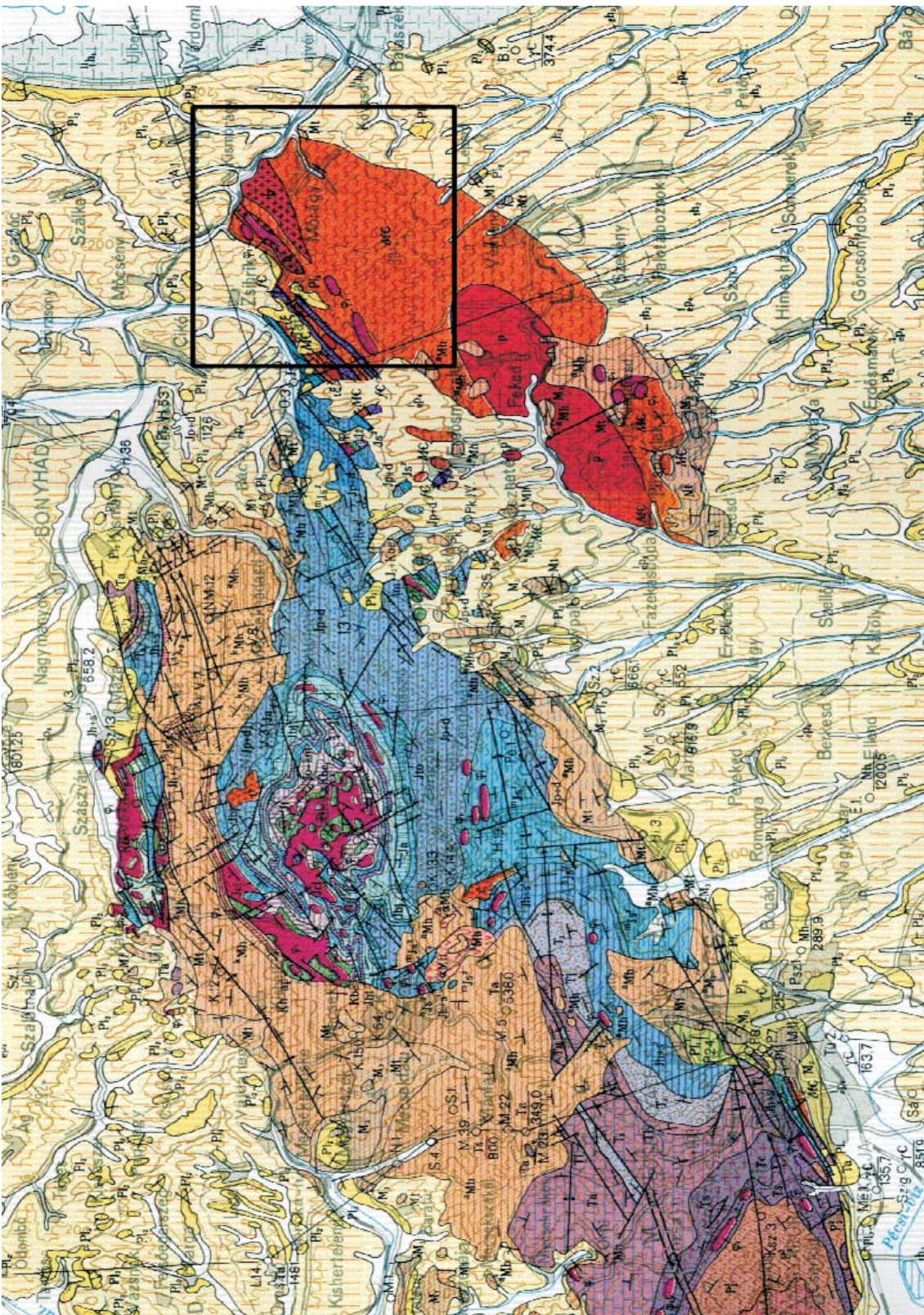


Figure 4. Geological position of the research area
 Red, orange and violet in the SE = Palaeozoic complexes of the Mórággy Block; brown, violet, blue, green and red in the rest of the area = Permian to Cretaceous complexes of the Mecsek Mountains; pale brown to yellow = Neogene to Quaternary sediments. Insert from the map by WEIN et al. (1965)

4. ábra. A kutatási terület földtani helyzete
 Vörös, narancs és kékeslila DK-en = a Mórággy-rög paleozoikum; barna, lila, kék, zöld és piros = a Mecsek perm-kreéta képződményei; fakó barna - sárga = neogén-negyedidőszaki üledékek. Kivágat WEIN et al. (1965) térképéből

The Site was delineated vertically at following levels:

— upper boundary — the “top” — 60 m above sea level; a minimum 100 m fresh granite is located above it;

— lower boundary — the “bottom” — 20 m below sea level; all the deep vertical boreholes, as well as the 3D seismic, areal magnetotelluric and most of cross-hole seismic surveys reached it.

The *state-of-the-research* of the Site is composed of drilling and geophysical data. It is almost the same at the top as it is at the bottom of the Site. Only two inclined boreholes did not totally cross the body of the Site. The distance 200–300 m between the neighbouring boreholes is not too big for producing geological, tectonic and hydrogeological parameters which are sufficient for making decisions about the geological suitability. The lateral extension of the borehole and cross-hole data is based on a 3D seismic and areal magnetotelluric survey, and this was checked by hydrogeological modelling. The western, north-western and northern boundaries of the Site were identified with those of the 3D seismic survey.

Geographically the research area (Figure 2) belongs to the Geresd Hills, while geologically, it is part of the Mórággy Block. In the NW, it spreads onto the SE foreland of the Mecsek Mountains (Figure 4). The Bábaapáti (Üveghuta) Site (Figure 3) is located in the NE part of both the Geresd Hills and the Mórággy Block. Its geology is outlined in detail in other contributions in this volume (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSJ et al. 2004; ROTÁRNÉ et al. 2004b; SCHENK et al. 2004). Here only the general features are mentioned.

Geological sequences

The Mórággy Block is composed of granitic rocks of the Palaeozoic Mórággy Granite Formation (in Figure 4, it appears as an orange field with red spots). It is limited to an area 2–3 km NW of the Site by the Mecsek-alja Tectonic Zone which is composed of metamorphic rocks of the Palaeozoic Ófalu Formation (in Figure 4, it appears as an alternation of violet and orange strips). The primary contours of the igneous body are unknown and the only observable contact — in the NW — is of tectonic origin. As a consequence, the size of the primary igneous body is unknown, but obviously it was bigger than that 7×18 km block which is now observable on the ground surface or close to it.

Palaeozoic sequences are overlaid below the hills and slopes by Quaternary and, on the periphery of the Mórággy Block, by Pannonian (Upper Miocene to Pliocene) sediments. Palaeozoic sequences only appear in steep valleys (Figure 5). At the Site, below the 270–280 m hilltops, granitic rocks appear at depths around 220–230 m (Figure 6). They are overlaid by the several m thick Tengelic Red Clay Formation (here, Lower to Middle Pleistocene — MARSJ et al. 2004), which in turn gradually passes into the Paks Loess Formation (Pleistocene).

Figure 5. Geological map of the close vicinity of the Bábaapáti (Üveghuta) Site free of deluvial sediments

1 – Quaternary alluvial and proluvial sediments; 2 – Quaternary sediments (Paks Loess és Tengelic Red Clay Formation); 3 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite dykes; 4 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzogranite group; 5 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzonite group; 6 – geological contour, supposed; 7 – trace of the geological section (Figure 6); 8 – boundary between Quaternary and Palaeozoic sequences; 9 – borehole and its code. For the location, see Figure 2

5. ábra. Az Bábaapáti (Üveghutai)-telephely közvetlen környékének lejtőüledékektől mentes földtani térképe

1 – negyedidőszaki alluviális és proluviális üledék; 2 – negyedidőszaki üledék (Paksi Löss és Tengelici Vöröstasyag Formáció); 3 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit; 4 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzogranitos közetcsoport; 5 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzonitos közetcsoport; 6 – feltételezett közethatár; 7 – a földtani szelvény (6. ábra) nyomvonala; 8 – negyedidőszaki és paleozoos képződmények határa; 9 – fúrás és jele. Helyzetét l. a 2. ábrán

The upper, approximately 50 m thick part of the granitic rock is weathered; moving downwards the weathering decreases and then disappears altogether. The thickness of the weathering crust probably decreases below the slopes, but relevant data are not available.

Among the granitic rocks (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) porphyritic monzogranitic, darker and more fine-grained, equigranular monzonitic and lighter aplitic rocks can be distinguished. Within the prevailing monzogranitic rocks, monzonitic rocks form inclusions and bodies which measure up to 1–2 km, always are enclosed, whereas aplitic rocks are visible in dykes (around a few cm or dozens of cm in thickness).

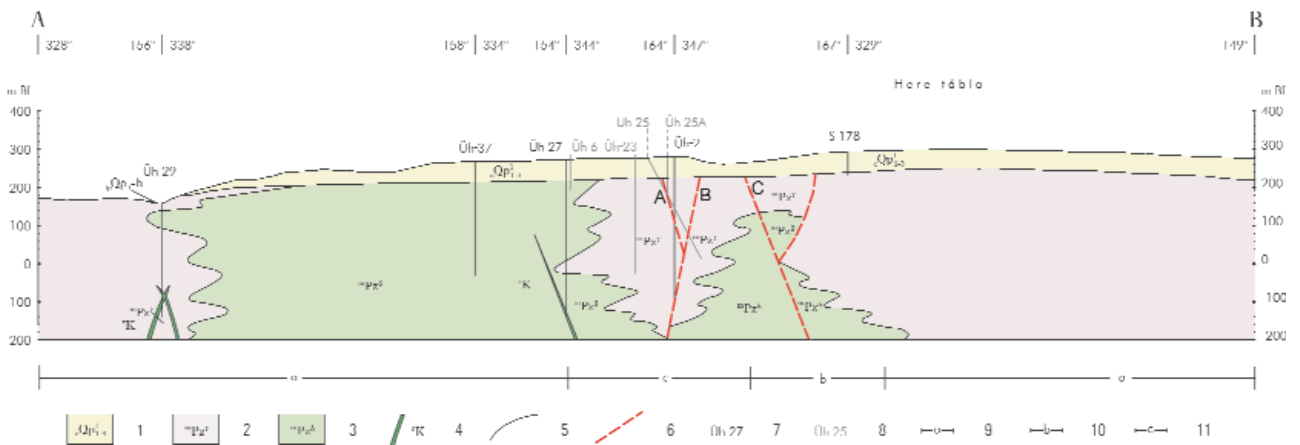
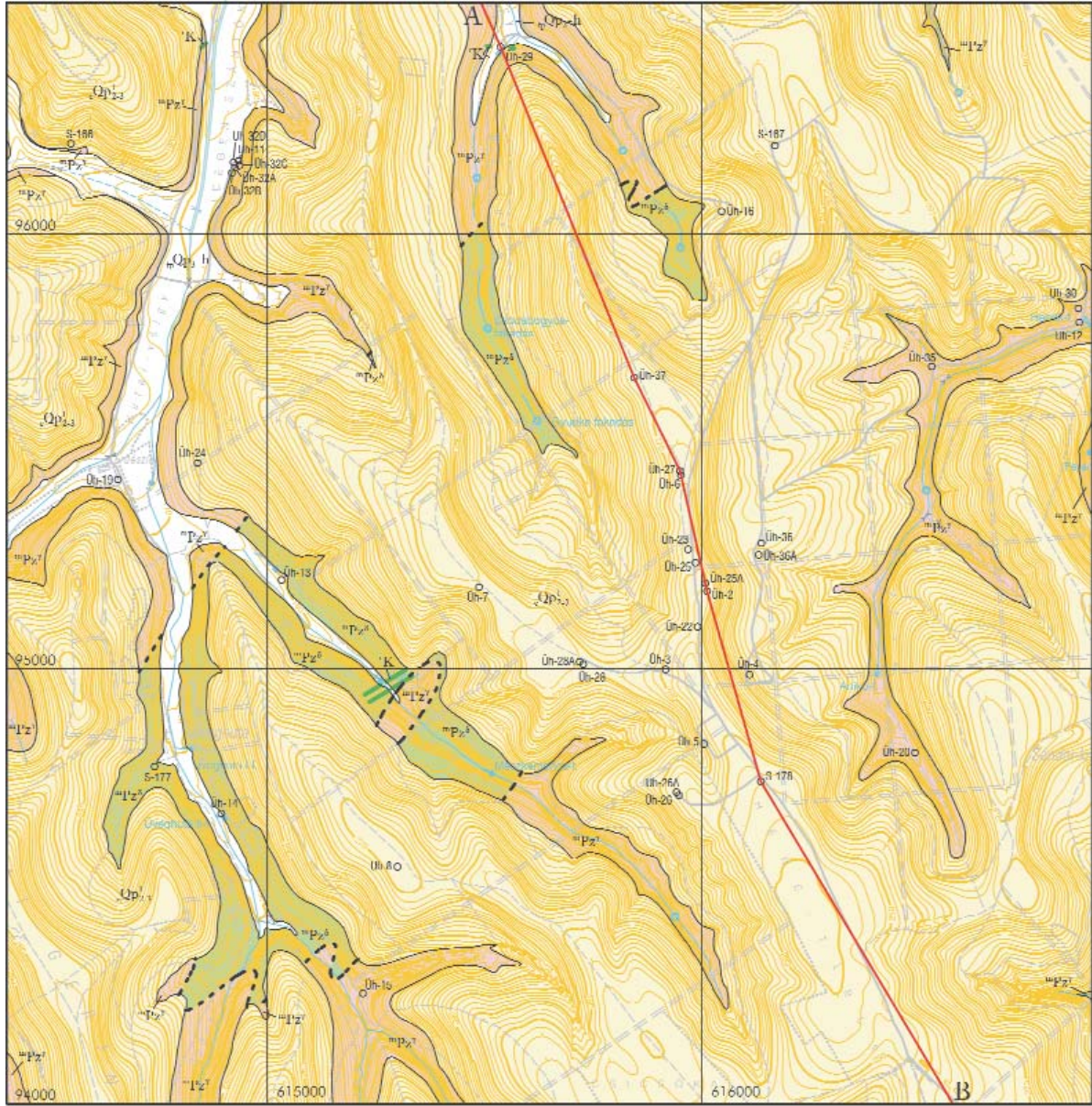
At the site and in its surroundings, on the top of the granitic basement a monzonitic body which was a minimum of 1.2 km² was outlined (Figure 7). In the monzonitic “body” monzonitic rocks are indeed prevalent, but monzogranitic rocks also appear sporadically. In other words, the monzonitic body consists not only of monzonitic rocks. Most of monzogranitic rocks inside the monzonitic body contain considerably more coloured minerals and far less quartz than usual, and contaminated (*i.e.* hybrid) rocks are frequent at the contacts of the different rocks. All this shows that (i) the monzonitic material is enriched, but nowhere is it the only rock type, and (ii) the appearance of the monzonitic material in large amounts is accompanied by an assimilation process.

Figure 6. Geological section across the Bábaapáti (Üveghuta) Site

1 – Quaternary sediments (Paks Loess és Tengelic Red Clay Formation); 2 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzogranite group; 3 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzonite group; 4 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite dykes; 5 – geological contour; 6 – fracture zone; 7 – borehole within the section and its code; 8 – borehole projected into the section and its code; 9 – foliation of NW dip; 10 – foliation of SE dip; 11 – foliation of mixed dip. For the location, see Figure 5

6. ábra. Földtani szelvény a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen át

1 – negyedidőszaki üledék (Paksi Löss és Tengelici Vöröstasyag Formáció); 2 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzogranitos közetcsoport; 3 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzonitos közetcsoport; 4 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit; 5 – földtani határ; 6 – töréses öv; 7 – a szelvény síkjába eső fúrás és jele; 8 – bevetített fúrás és jele; 9 – ÉNy-i dőlésű palásság; 10 – DK-i dőlésű palásság; 11 – vegyes dőlésű palásság. Helyzetét l. az 5. ábrán



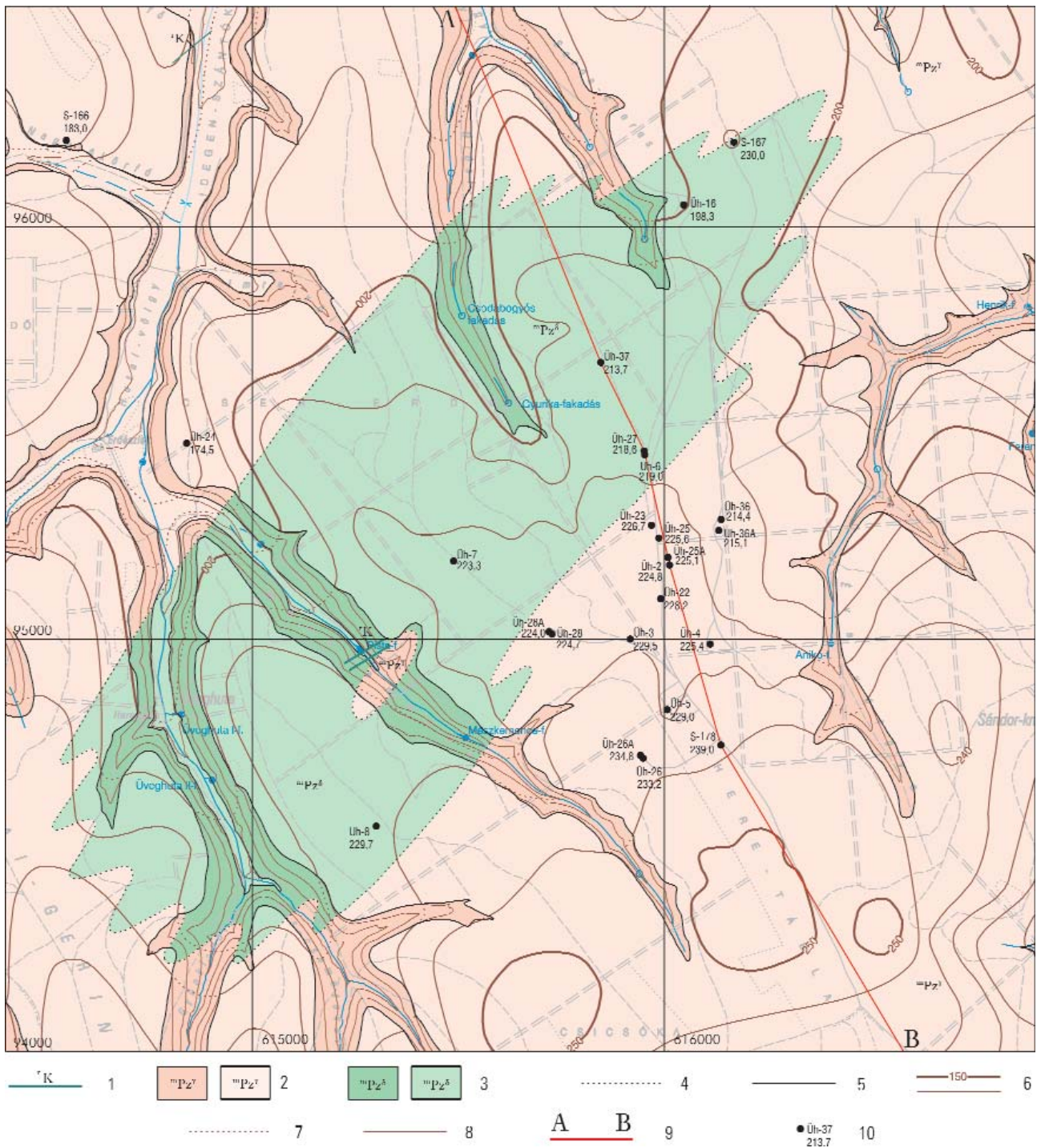


Figure 7. Geological map of the basement surface of the close vicinity of the Bataapati (Uvegghuta) Site

1 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite; 2 – Palaeozoic, Mórógy Granite Formation, monzogranite group, exposed and buried; 3 – Palaeozoic, Mórógy Granite Formation, monzonite group, exposed and buried; 4 – geological contour, supposed; 5 – boundary between Quaternary and Palaeozoic sequences; 6 – contour lines of the basement top below the hills, m asl; 7 – continuation of the contour lines of the basement top below the hills, m asl, above valleys; 8 – contour lines of the basement top, m asl, below the alluvial sediments in the valleys; 9 – trace of the geological section (Figure 6); 10 – borehole and its code with the depth of the basement (m asl). For the location, see Figure 2

7. ábra. A Bataapati (Uvegghuta)-telephely közvetlen környékének alaphegységfelszín-térképe

1 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit; 2 – paleozoikum, Mórógyi Gránit Formáció, monzogranitos kőzetcsoport, kibúvásban és fedetten; 3 – paleozoikum, Mórógyi Gránit Formáció, monzonitos kőzetcsoport, kibúvásban és fedetten; 4 – feltételezett közhatarár; 5 – negyedidőszaki és paleozoos képződmények határa; 6 – a dombok alatti alaphegységfelszín szintvonalai, m Bf; 7 – a dombok alatti alaphegységfelszín szintvonalainak folytatása a völgyek fölött, m Bf; 8 – a völgykitöltés alatti alaphegységfelszín szintvonalai, m Bf; 9 – a földtani szelvény (6. ábra) nyomvonala; 10 – fúrás jele, a megütemített alaphegység mélységével (m Bf). Helyzetét l. a 2. ábrán

In the borehole columns, the quantity of monzogranitic rocks increases towards the contacts. The contacts were drawn in a rather subjective way showing sections where the monzonitic rocks decrease sharply. Consequently, the contacts of the monzonitic body are not sharp, but transitional, with a gradual alternation of different rocks. The shape of the SE contact of the monzonitic body in vertical sections is very complicated and it is difficult to decide how and from where this complex formation originated. This difficulty is obvious from the complexity of the primary contact of the two rock types and from later fault displacements. For contouring the contact on a map, data are only sufficient for the E. Here, boreholes in the Nagymórág Valley, as well as outcrops in the upper part of the Valley and W of it, show that the closure is rather sharp.

Granite rocks of intrusive origin suffered regional metamorphism of variable intensity (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) and this has resulted in foliation of the rock and mineral alteration. The prevailing part of the plastic deformation (*i.e.* flattening), as well as the transformation of the quartz into typical sigmoidal lenses (vermicular quartz), is related to the foliation.

Foliation in general strikes in a NE–SW direction — *i.e.* it is approximately parallel to the Mecsekalja Zone, which cuts the intrusive body in the NW, with the prevailing schistosity also around the NE–SW strike.

The igneous rocks of the Mórág Granite Formation bear a dense network of veins of variable size and orientation. Their infilling is mostly of hydrothermal origin (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004). The rock-mechanical and hydraulic properties of the veins significantly differ from those of the country rocks and depend on the mineral composition of the veins as follows:

— *Quartz, K-feldspar and epidot* veins are usually welded with the country rocks; they are always closed, compact and impermeable to water.

— *Argillaceous* veins are much more plastic, and are frequently smeared along the fissures. They usually consist of smectites, which — due to their swelling capability — generally increase the impermeability of the fissures or tectonic

zones. On the other hand, these minerals — due to their absorption capacity — can retard radioactive elements which accidentally leak out from the repository.

— *Carbonate* veins are rather unstable from a hydraulic and rock-mechanical point of view: the central part is sometimes open and solution processes can frequently be observed, indicating that these fissures are more permeable.

Palaeozoic rocks of the Mórág Granite Formation are cut by sub-volcanic dykes (which are several metres wide) of the Cretaceous Rozsdáserpenyő Trachyte Formation. Trachyandesite dykes penetrated by boreholes have undergone intense hydrothermal alteration (montmorillonitisation).

Tectonics

It seems probable that the Mórág Block, which is composed of the Mórág Granite Formation, is in an allochthonous position due to the Alpine orogeny. In reflection-seismic profiles there is no sign of the lower boundary of the granitic body. This boundary probably lies at depths of several km and does not influence the tectonic pattern within the research depth interval.

The position of the various rock boundaries as well as the distribution and density of the fault zones are important components of the tectonic pattern.

Rock boundaries within the granite body separate various monzogranitic and monzonitic rocks. On the basis of the interpretation of core scanning images, all of these are clustered around the NW and SE 60–80° with the dominance of NW dips.

The prevailing dip of the *single faults* detected in the borehole acoustic televiewer images is towards the NW and SE (Figure 8). The maxima increase with filtration and increase with the power of the filtration. This can be interpreted in terms of the increase of the scatter of strikes when second- and third-order faults are originated.

The fracture density is highly variable within the research area but it is usually more intense near the surface. In 12 deep boreholes at the Site the mean fracture density with-

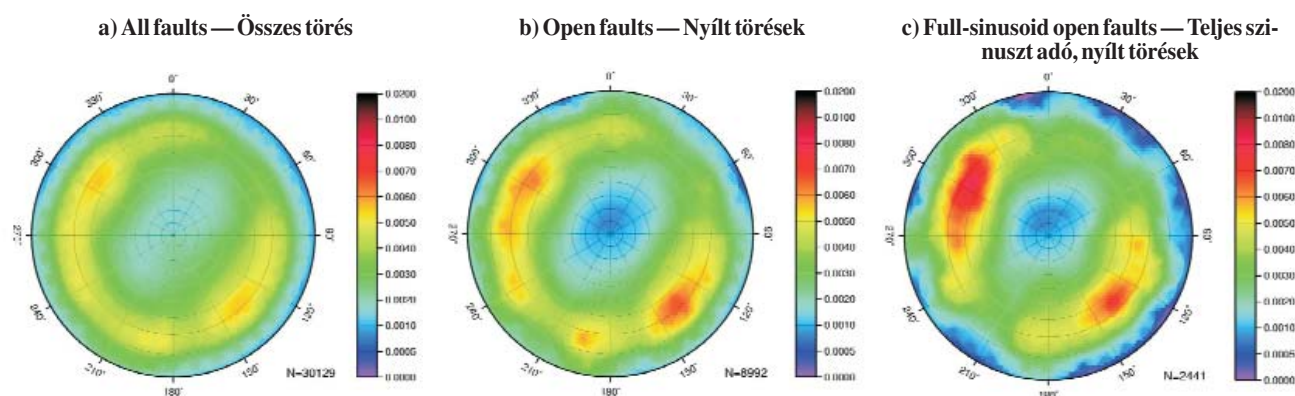


Figure 8. Polar density diagrams from the interpretation of the acoustic borehole television data (with Terzaghi correction)
Lower hemisphere projection

8. ábra. Terzaghi-korrekcióval készült pólussűrűségi diagramok lyukfal-televíziós értékelés alapján
Vetítés az alsó félgömbre

in the granitoid rocks situated between the fracture zones is 12.5 piece/m. It is around half of this value within the monzonitic rocks. The length of each fracture is about 2 m in the outcrops.

The *dykes* of the two main types (leukocratic dykes of the Palaeozoic Mórággy Granite Formation and trachy-andesite dykes of the Cretaceous Rozsdásserpenyő Formation) are of the same dominant strike in a NE–SW direction (Figures 9 and 10).

The *fault zones* are the most critical components of the geology and hydrogeology of the Site. They are difficult to analyse due to their large quantity and high variability. Altogether 110 fault zones were detected; 87 were in 10 deep boreholes of the Site, 16 in 2 deep boreholes, and 7 in 2 shallow boreholes in the area surrounding the Site.

The vertical thickness of the fault zones at the Site falls within the interval 1.5–46.1 m, with a mean of 6.2 m and the most frequent value being 5 m. There are 14 fault zones thicker than 10 m; most of them (10) contain fault breccia and fault gouges. The vertical thickness reaches its maximum in the deep boreholes Ūh–4 and Ūh–5 (43.2 and 46.1 m, respectively).

In the biggest fault zones there are probably more argillaceous components, but these cannot be classified on the basis of either the composition, or the distribution of the fissure infillings.

It would be possible to obtain the most reliable data on the dip orientation and dip angle of the fault zones on the rims of the zone, along the boundary between the country rocks and the brecciated zone. This boundary, however, is only visible in borehole televiewer images in the case of fault zones with a thickness which does not exceed the drilling diameter (a maximum of 96 mm), and is not visible when the fault zones are thicker. Therefore, various working hypotheses had to be applied to relate the position of fault zones to the position of single faults.

These working hypotheses were checked in the quarry at the Anyák-kútja Spring. The results obtained here demon-

strate that the relationships between the fault zones and accompanying single fractures vary from zone to zone, and even in the best case the correspondence is loose. Consequently, if the contacts of the fault zones are not observable, there is not much chance of reliably detecting the respective position of the zones since indirect criteria based on the orientation of accompanying external or internal fractures are usually not approved. However, detailed mapping of future tunnels could produce new information on the position of the fault zones.

The number of the fault zones at the Site is too big to be dealt with properly. Comparative analysis of dozens of parameters of the fault zones did not lead to their classification into types, which are clearly different from each other. It was concluded that displaying fault zones in space could only be possible after screening of the zones using an external criterion.

It was clear that the hydrogeological pattern is one of the most important factors in any suitability assessment of the Site. As a consequence, it seemed to be most reliable to select fault zones which have an obvious effect on the hydrodynamic pattern as follows:

- a response to water pumping in a borehole during water sampling or interference testing in other borehole(s), or
- a sharp change in the groundwater-head distribution within a borehole was detected.

Three combinations of the responses and head distributions are possible and all of them can be detected at the Site:

— Fault Zone **B** could be detected in an identical way from both responses and head distributions (Figure 6). This can be regarded as a first-order type.

— Fault zones **A** and **C** could only be detected from responses (Figure 6). Zone **A** is penetrated by Borehole Ūh–2 and it shows no head change. This can be regarded as a second-order type.

— Nine other fault zones could only be detected from head distributions, and their respective positions can only be

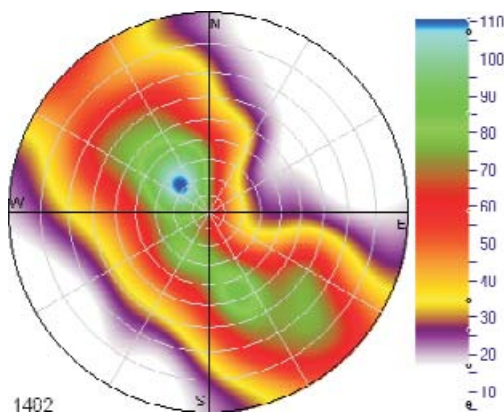


Figure 9. Polar density diagram of the Palaeozoic acid dykes in the boreholes

Lower hemisphere projection

9. ábra. A fúrásokban észlelt paleozoos leukokrata telérlközözetek pólussűrűségi diagramja

Vetítés az alsó félgömbre

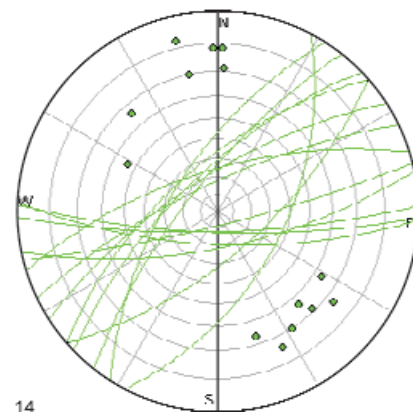


Figure 10. Stereogram of the Cretaceous trachyandesite dykes in the boreholes

Lower hemisphere projection; arch = trace of a plane, dot = pole of a plane

10. ábra. A fúrásokban észlelt kréta trachiandezit-telérekek sztereogramja

Vetítés az alsó félgömbre; ív = sík nyomvonala, pont = sík pólusa

judged in a very hypothetical way. This can be regarded as a third-order type.

No signs of any *Quaternary faults* were observable in either outcrops or in the geophysical profiles. It could be concluded that no fault which has been rejuvenated in the last 800,000 years can be observed both at the Site and in its surroundings; the Quaternary sediments are undisturbed and dip at low angles. Consequently, the likelihood of displacements over the last 100,000 years at the Site can be excluded.

The *Mecsekajla Zone* at the southern foot of the Mecsek Mountains is a peculiar component of the tectonic pattern of the region. In the NE, the Zone runs in a NE–SW direction and forms a boundary between the high and low lands shown in the topography, and is also a boundary between Mesozoic and Palaeozoic rocks in the geology. The width of the Zone is only about 700–1500 m, whereas its length is a minimum of 60 km. As a consequence, without any special analysis it can be suggested that the Zone is of tectonic origin, and its infilling arrived at its position due to displacements; furthermore, this infilling can be understood as a giant fault breccia (*i.e.* melange).

From Bataapáti towards the SW, up to the Village of Pusztakisfalú, the Mecsekajla Zone is composed of metamorphic rocks of the Ófalu Formation. No data exist on its Quaternary rejuvenation. Geodetic monitoring on the outcropping section of the Mecsekajla Zone did not reveal any sign of displacements. However, the preciseness of the measurements is not yet sufficient for long-term predictions.

Hydrogeology

At the Site and in its surroundings the *groundwater table* is located at depths of 20–70 m, mostly in weathered granites. Most of the infiltrated water is transported laterally, and 4–5% of the total water only filtrates into fresh granites, giving a value of 1.0–1.2 mm/year. The porosity and hydraulic conductivity of the weathered granite below the hills gradually increases upwards. As a consequence, the groundwater table here is not sensitive to the infiltration and its position oscillates within 1–2 m.

Water, which moves laterally from below the hills, gets close to the ground surface again in neighbouring valleys. Water, which flows from the fresh granite into the weathered zone below the valleys, accounts for only an insignificant part of the local water balance: 3.3–4.3% according to hydrogeological computations and a maximum of 5–6% according to computations from hydrogeochemical parameters.

Fresh granite below that which is weathered acts as a fractured aquifer: water flow takes place mainly along single fissures, which are by several orders of magnitude more permeable than the rock matrix with small fractures. It can be concluded from interference testing and single-hole hydrodynamic testing of the most permeable structures, that the fracture system in the granites seems to be

hierarchical, and to consist of several hundred metres-long permeable structures and an extended background fracture system.

The hydraulic conductivity of the fractured granite varies between 10^{-6} and 10^{-12} m/s; its distribution is lognormal, with a mean of 3×10^{-9} m/s and a 17 times bigger ($\log 17 = 1.23$) standard deviation. Mean permeabilities for the boreholes drilled at the Site differ from each other not more than 5–10 times.

In the boreholes drilled at the Site the groundwater heads usually decrease with the depth. This indicates a downward-directed flow; the spatial *head pattern* is rather variable. Groundwater heads in the boreholes form two groups and these differ from each other in a relatively clear way. In the southern part of the Site, heads in the boreholes south of the damming zone between Boreholes Üh–2 and Üh–22 (*i.e.* first-order Zone **B**) are about 210–220 m (at 200 m above sea level) and 205–210 m (at 0 m above sea level). Heads in the boreholes north of the same zone vary between 190–200 m. Heads in the Borehole Üh–2 — despite their fitting in with the values typical in the northern part of the Site — are low at the given point of the flow system. This can be regarded as an anomalous feature. On the other hand, the upper section of Borehole Üh–23 displays heads which are higher than in its surroundings.

Most of the boreholes are characterised by intervals with almost constant heads, their length being between several tens of metres and 100–150 m. These intervals are separated by head steps of around 5–20 m. These steps are connected with *damming-isolating zones*, which coincide with intensely altered, argillated fault zones. These zones dismember the flow system of the fresh granite into virtually separated units. Hydrodynamic modelling revealed that the damming zones extend laterally for at least several hundreds of metres. Their hydraulic conductivity does not exceed 10^{-10} – 10^{-11} m/s. Damming-isolating zones are more frequent in the southern part of the Site, in Boreholes Üh–4, Üh–5 and Üh–26. In the north, in the head sections of Boreholes Üh–27 and Üh–37 there are no steps, which could indicate damming-isolating zones.

Influxes cannot be related to specific faults: they are connected with fractures dipping SE 60–80° and NW 70–80°; these are similar to most of the other fractures.

Transmissivity of the principal permeable structures falls in an interval between 8×10^{-6} m²/s and 2×10^{-5} m²/s. This value is a two and a half orders of magnitude higher than the interval in the fractured granite. Intervals between 104–135 m below sea level in Borehole Üh–27 and between 71–104 m below sea level in Borehole Üh–29 are of extremely high transmissivity. They can be related to zones composed of open fractures connected with each other around trachy-andesitic dykes

By means of advective *transport modelling* performed after calibration of the hydrogeological data, travel times and points of water particles starting from the Site at 0 m above sea level were computed. Flow paths from the Site

reach the ground surface in the section of the Hutai Valley between the mouth of the Hosszú Valley and the Village of Bátaapáti, as well as in the section of the valley with the Mórág Creek between the Henrik Spring and the Village of Mórág. Travel times for the nearest points are between 800 and 5000 years, and those for the points situated further away are between 20,000 and 50,000 years.

For the site and its close surroundings, a map of travel times (Figure 11) was compiled. Travel times of more than

conductive structures. The latter generate flow paths with relatively short travel times.

Summary

The geological, tectonic, geodynamic and hydrogeological pattern of the Site was studied in detail. This study was sufficient to enable it to be stated that it is suitable and for

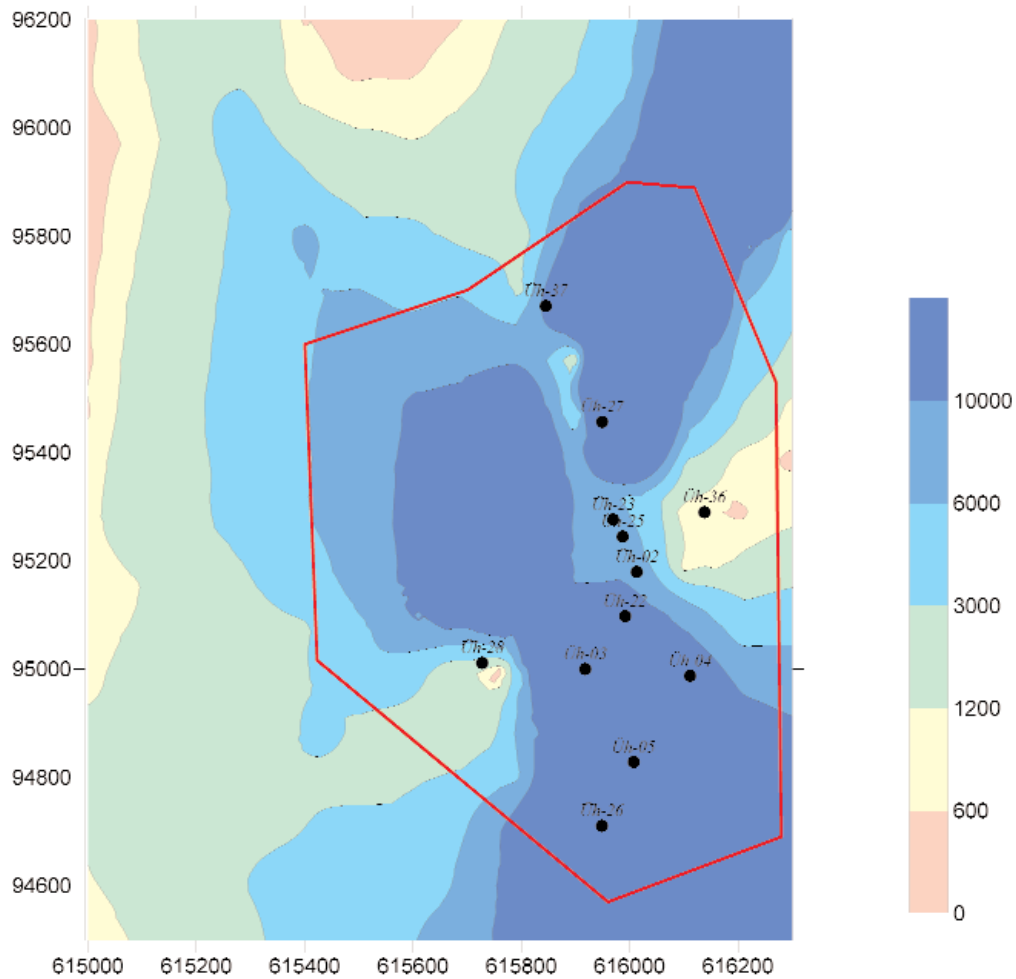


Figure 11. Travel time map of the Bátaapáti (Üveghuta) Site for the flow paths from the 0 m asl. The colours indicate the arrival time to the ground surface in years, the red polygon indicates the contour of the Site

11. ábra. Felszínre érkezési idők a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen 0 m Bf szintről indított áramvonalak esetén
A színek a felszínre érkezési időt mutatják évben; a piros sokszög a telephely körvonala

ten thousand years are displayed in the NE, the central and the SE parts of the Site. Drilling data only exist for the latter.

Relatively short (*i.e.* less than 600 years) travel times were found for conductive structures. These are traceable through Boreholes Üh-2 and Üh-36 towards the Éva Valley in the NE and through areas south of Borehole Üh-28 towards the Mész Kemence Valley in the WSW. In those parts of the Site which are not explored by boreholes the map can be significantly changed due to the presence of damming or

elaborating a concept for its further exploration (BALLA 2004) and its repository concept (BÉRCI et al. 2004).

Acknowledgements

The author expresses his gratitude to those more than 200 scientists and engineers as well as to the more than 160 other participants whose work helped towards the success of the ground-based exploration of the Bátaapáti (Üveghuta) Site.

References — Irodalom

- BALLA, Z. 1997: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993–1996 (Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtudományi kutatás, 1993–1996). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1996/II.*, pp. 27–45.
- BALLA, Z. 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 59–90.
- BALLA, Z. 2004: Geological suitability and concept of the further exploration of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., MOLNÁR P. 2004: Hydrodynamic testing at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [Kútvizsgálatok a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BÉRCI, K., TAKÁCS, T., GRESCHIK, GY., MESTER, J., MUHEL, J., VERBŐCI, J. 2004: Disposal concept of low- and intermediate-level radioactive waste at Bábaapáti (Üveghuta) Site [A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepciója a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GOLDSWORTHY, M., DANKÓ, GY., FODOR, J. 2004: Probabilistic and fuzzy approach to safety assessment for the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely biztonsági értékelése]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I. 2004: Boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Fúrások mélyítése a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., HAVAS, G., MAROS, GY., TURCZI, G., SZEBÉNYI, G. 2004a: Geological-tectonic documentation in the Bábaapáti (Üveghuta) site [A földtani dokumentálás rendszere a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I., VERBŐCI, J., SZIEBERT, GY. 2004b: Implementation and examination of mining and technical facilities in the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Bányászati és műszaki létesítmények mélyítése és vizsgálata a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- HORVÁTH, I., SZŐCS, T., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2004: Hydrochemistry and water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A vízkörök alakulása a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2004: Magmatic and metamorphic evolution of north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M. 2004: Hydrothermal minerals and features in the Mórág Granite Formation (Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórági Gránit Formációban). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAH-SBESS, L., BÀN-GYÖRY E. 2004: Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., HORVÁTH, I., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAH-SBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004a: Recharge and discharge conditions in the north-eastern Mórág Block (Utánpótlódási és megcsapolási viszonyok a Mórág-rög ÉK-i részén). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004b: Hydrogeological monitoring network at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Vízföldtani megfigyelőhálózat a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SCHENK, V., BALLA, Z., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., DUDKO, A., MAROS, GY., PICHL, R., JECHUMTÁLOVÁ, Z., JECHUMTAL, M. 2004: Earthquake hazard assessment of the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázata]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SZONGOTH, G., ZILAH-SBESS, L., SZÜCSI, P. 2004: Well logging at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TÖRÖS, E., NEDUCZA, B., PRÓNAY, Zs., ZILAH-SBESS, L., SZÜCS, I., GACSÁLYI, M., MENYHEI, L. 2004: Complementary surface and borehole, seismic and radar measurements at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Kiegészítő felszíni és lyukbeli, szeizmikus és radar mérések a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- VÉRTESY L., FANCSIK T., FEJES I., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. Cs., KOVÁCS P., KISS J., MADARASI A., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z. 2004: Geophysical survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Felszíni geofizikai mérések a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (in this volume).

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely általános jellemzése

BALLA ZOLTÁN

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, felszín alatti elhelyezés, gránitok, kis aktivitású hulladék, Magyarország, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, talajvíz, telephelykutató, töréses övek, vízvezető képesség

Összefoglalás

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyt az ország egész területének szakirodalmi vizsgálatától 1993-ban kiindulva, fokozatos megközelítéssel 1997-ben jelöltük ki a paleozoos korú Mórággyi Gránit Formáció közeiteiben. A telephelyet 1997–1999 és 2002–2003 folyamán kutattuk meg fúrásokkal, ásott kutakkal, kutatóárokokkal, változatos geofizikai módszerekkel, s a +60 és -20 m Bf közötti szinten egy koordinátákkal meghatározott 872 637 m²-es területen határoltuk le.

A 2002–2003. évi kutatásban többtucat intézmény több száz munkatársa vett részt. A telephely földtani, tektonikai, geodinamikai és vízföldtani képét kielégítő részletességgel tanulmányoztuk ahhoz, hogy alkalmazása megállapítható és továbbkutatási, valamint tároló-konceptiója kidolgozható legyen.

Bevezetés

Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésének programja több mint tíz éve indult meg. Az első néhány évben a befogadó földtani képződmény kijelölését célzó, földtani szempontú országos szűrés zajlott, majd a potenciálisan alkalmasnak minősített területeken a társadalmi elfogadás föltérképezése folyt. 1996-ban három helyszínen egy-egy kutatófúrás mélyült, és összehasonlító biztonsági értékelés készült. Az év végén hozta meg a Nemzeti Célprogram Irányító Testület a döntését, amelyben kimondta, hogy felszín alatti elhelyezésre szolgáló telephely továbbkutatását javasolja a Mórággyi Komplexum (most Mórággyi Gránit Formáció) gránitjában, Bábaapáti térségében (BALLA 1997).

Ezek után 1997 és 1999 között intenzív földtani kutatás folyt a területen: elsőként földtani és vízföldtani térképezés és előzetes helykiválasztás (sekélyfúrások, geofizikai mérések), majd a kiválasztott területen telephelyi mélyfúrások, a tágabb körzetben sekélyfúrások, kútpárok létesítése történt. A kutatások során mindazon korszerű kutatási módszereket alkalmaztuk, amelyek a terület megismerésével kapcsolatosan eredményesnek tűntek. Tisztáztuk a fi-

atal, laza fedőüledék települési viszonyait, litológiai sajátosságait. Vizsgáltuk a befogadó kőzettestként szóba jövő gránittest felszínét, szerkezeti és kőzettani sajátosságait, s a tároló szempontjából elsődleges fontosságú hidrogeológiai helyzetét. Széleskörű felszíni és mélyfúrás-geofizikai mérések, geokémiai mintázás mellett kútvizsgálatok zajlottak, földtani, tektonikai fölmérések és összegzések születtek, vízföldtani modellek készültek (BALLA 2000). A kutatás nyomán kapott eredmények biztonsági elemzésbe épültek be.

Bár a lezajlott kutatás átfogónak indult, számos lezáratlan kérdés, tisztázatlan probléma maradt, amely a kutatás folytatását igényelte. A továbbiakban azonban két és fél évig, egészen 2001 végéig a kormányzati szinten meglévő kedvezőtlen politikai megítélés miatt a földtani kutatás szünetelt. Ekkor megváltozott a politikai akarat, és a területen tovább folytatódhatott a földtani kutatás, amelynek első szakasza volt a másfél évre tervezett felszíni kutatás.

A felszíni kutatás (1. ábra) egy nagyvolumenű, intenzív földtani kutatási program volt, számos felszíni kutatóobjektummal: mély- és sekélyfúrásokkal, kutatóárokokkal, ásott kutakkal, nagyszámú vizsgálattal. A terepi munkák zöme 2002-re esett. A felszíni kutatás az eddig képződött hatal-

mas mennyiségű adat, eredmény, információ integrált értelmezésével 2003-ban zárult.

A lefolytatott munkálatok áttekintése

A kutatás során 23 fúrást mélyítettünk, közülük 8 fúrás mélysége 300–411, a többi <101 m volt (GYALOG, SZEGŐ 2004). 2 kutatóárkot hajtottunk ki 1490,3 m összhosszban, és 3 ásott kutat mélyítettünk 73,3 m összhosszban, továbbá kilenc vízhozammérő műtárgyat (bukót) létesítettünk (GYALOG et al. 2004b). A fúrásokon mélyfúrás-geofizikai méréseket (SZONGOTH et al. 2004), kútvizsgálatokat (BALLA, MOLNÁR 2004) és különböző lyukgeofizikai méréseket (TÖRÖS et al. 2004) folytattunk le. A fúrásokról és az árkokról földtani és tektonikai, az ásott kutakról földtani dokumentációt készítettünk (GYALOG et al. 2004a). A kutatólétesítményeket bevontuk a vízföldtani monitoringrendszerbe (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). A felszínről nagy volumenben végeztünk geofizikai méréseket (VÉRTESY et al. 2004). Anyagvizsgálatot sokféle módszerrel, különféle laboratóriumokban folytattunk le.

A felszíni kutatásban összesen 11 kutatóintézet és 26 magáncég vett részt. A kutatóintézetek közül a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) 60, illetve 28 felsőfokú végzettségű, továbbá 26, illetve 10 egyéb végzettségű munkatársa dolgozott a kutatásban (a többi 9 intézmény ugyanezen számai 37, illetve 12 voltak). 8 magáncég 70 felsőfokú végzettségű, továbbá 78 egyéb végzettségű munkatársát irányította ide (a többi 18 cég ugyanezen számai 22, illetve 44 voltak). A felszíni kutatáson tehát a 2002–2003 folyamán hosszabb-rövidebb ideig foglalkoztatottak száma megközelítette a 400-at.

A telephely lehatárolása és megkutatottsága

A felszíni kutatás célja a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére kijelölt telephely olyan szintű megismerése volt, hogy a földtani alkalmasságot (BALLA 2004) illetően a jogszabályi követelmények teljesülése igazolható legyen. A telephely földtani alkalmasságának megítélésében igen fontos szerepet játszanak a vízföldtani modellezés eredményei (BALLA et al. 2004). A telephely vízföldtani modellezése csak tágabb környezetbe ágyazva folytatható le. A modellezési terület kijelöléséhez igyekeztünk természetes határokat — a Hutai-patak és a Mórággyi-víz vízgyűjtőjének határát (vízválasztóját), valamint a Lajvér-patakot — felvenni. A biztonsági értékelések (GOLDSWORTHY et al. 2004) fontos részét képező modellek ugyanezen terület adataira támaszkodnak.

A modellezési terület körvonala (2. ábra) meglehetősen bonyolult. A vízföldtani modellhez szükséges információt e bonyolult idom köré írt téglalap alakú területre (2. ábra) állítottuk elő. A továbbiakban ezt nevezzük *kutatási területnek*.

A 2002–2003. évi kutatás során nyilvánvalóvá vált, hogy felszíni módszerek alapján telephelyként csak olyan térrész jelölhető ki, amelyen belül a létesítmény konkrét helyének kiválasztásához még további, részben felszín alatti vágatokból lefolytatott kutatásra van szükség. Ezért olyan *telephelyet* jelöltünk ki, amely gyakorlatilag valamennyi, telephely-kutatási és -bővítési céllal lemélyített fúrást és az azok nyomán feltételezhető perspektivikus területet magában foglalja (3. ábra), alapterülete $872\,637\text{ m}^2$.

A telephely határait szelvényben az alábbi szinteken rögzítettük:

— a telephely felső határa — teteje — $+60$ m Bf, az a szint, amely fölött legalább 100 m felszín közeli hatásoktól mentes üde gránit van;

— a telephely alsó határa — talpa — -20 m Bf, az a szint, amelyen még túljut minden függőleges mélyfúrás, a teljes 3D szeizmikus és hálózatos magnetotellurikus felvétel és a lyukközi geofizikai szelvények döntő része.

A telephely *megkutatottsága* fúrások és geofizikai mérések együtteséből adódik. A telephely tetején és talpán a megkutatottság csaknem azonos, a telephely belsejét csak a két ferdefúrás nem harántolta át teljesen. A szomszédos fúrások közötti, zömében 200–300 m-es távolság ahhoz nem túl nagy, hogy a földtani, tektonikai és vízföldtani paraméterek ismeretét az alkalmasság megítéléséhez elegendő szintre hozza. A fúrási és fúrasközi adatok oldalirányú kiterjesztése a 3D szeizmikus és hálózatos magnetotellurikus mérésekre, továbbá a szeizmikus reflexiós szelvényekre, ellenőrzése a vízföldtani modellezésre támaszkodik. A telephely Ny-i, ÉNy-i és É-i határát a 3D szeizmikus mérések körvonala jelöli ki.

A földtani felépítés főbb elemei

A kutatási terület (2. ábra) földrajzilag a Geresdi-domb-sághoz, földtanilag a Mórággyi-röghöz tartozik, ÉNy-on a Keleti-Mecsek előterére terjed át (4. ábra). A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely (3. ábra) a Geresdi-dombság, illetve a Mórággyi-rög ÉK-i részén van. A földtani képet részletesen ismertetjük a jelen kötet más munkáiban (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSÍ et al. 2004; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b; SCHENK et al. 2004), itt csak az összképet vázoljuk fel.

Földtani képződmények

A Mórággyi-rög a paleozoos Mórággyi Gránit Formáció gránitközetéből áll (a 4. ábrán narancsszínű mező piros foltokkal), amelyeket a telephelytől 2–3 km-re ÉNy-ra az ugyancsak paleozoos Ófalui Formáció metamorf kőzeteiből álló Mecsek-alja-öv (a 4. ábrán lila és narancsszínű sávok váltakozása) határol. Az eredeti magmás test körvonalai ismeretlenek, a kőzettest egyetlen megfigyelhető határa — az ÉNy-i — tektonikus eredetű. Így az eredeti magmás test méretei is ismeretlenek, de minden bizonnyal

jóval nagyobbak voltak a jelenlegi felszínen látható 7×18 km-esnél.

A paleozoos képződményeket a dombokon és lejtőkön negyedidőszaki — alattuk a peremeken pannóniai — üledék fedi, s a paleozoos képződmények csak a meredek völgyekben bukkannak felszínre (5. ábra). A telephelyen és környékén a 270-280 m magas dombtetők alatt a gránitkőzetek 220-230 m mélységben vannak (6. ábra). Fedőjükben néhány m vastagságban a Tengelici Vörösgyag Formáció (itt alsó-középső-pleisztocén, MARSJ et al. 2004) települ, amelyet felfelé — fokozatos átmenettel — a Paksi Löss Formáció (pleisztocén) vált fel.

A gránitkőzetek felső kb. 50 m-e mállott, a mállás lefelé fokozatosan gyengül, majd megszűnik. A mállási kéreg vastagsága a lejtők alatt valószínűleg csökken, de konkrét értéke ismeretlen.

A gránitkőzetek között (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) porfíros szövetű monzogranitos, sötétebb, apróbb, egyenletesen szemcsés monzonitos és világosabb aplitos kőzetek különböztethetők meg. A döntő túlsúlyban lévő monzogranitos kőzeteken belül a monzonitos kőzetek zárványokat és 1-2 km-t is elérő, de mindig zárt testeket alkotnak, míg az aplitos kőzetek cm-dm vastagságú telérekben települnek.

A telephely körzetében az alaphegység felszínén egy, legalább 1,2 km²-es méretű monzonitos test körvonalazódik (7. ábra). A monzonitos test olyan képződmény, amelyben ugyan túlsúlyban vannak a monzonitos kőzetek, de hol itt, hol ott megjelennek monzogranitos kőzetek is. Más szóval a monzonitos test nem tisztán monzonitos kőzetekből áll. A monzonitos test belsejében a monzogranitos kőzetek nagy része a szokásosnál jóval több színesásványt és kevesebb kvarcot tartalmaz, s a kétféle kőzet határán gyakoriak a kontaminált (hibrid) kőzetváltozatok. Mindez arra mutat, hogy a monzonitos anyag csak feldúsul, de sehol sem válik egyedülivé, s nagyobb mennyiségben való megjelenését asszimilációs folyamatok kísérik.

A fúrási rétegsorokban a monzogranitos kőzetek mennyisége a kontaktus felé nő, s a kontaktust — meglehetősen szubjektív módon — ott vontuk meg, ahol a monzonitos kőzetek mennyisége lényegesen lecsökken. A monzonitos test kontaktusa tehát nem éles, hanem fokozatos átmenettel, váltakozással jellemezhető. A monzonitos test szelvénybeli DK-i kontaktusának tényleges alakja igen bonyolult, de nehéz tisztázni, hogy ez a bonyolultság hol származik a kétféle kőzet eredeti kontaktusának minden bizonnyal bonyolult alakjából, és hol törések menti utólagos elmozdulásokból. A kontaktus térképi alakjának körvonalazásához csak K-en van elég adatunk. Itt a Nagymórággyi-völgyben lévő fúrások, valamint a völgy felső részén és a völgytől Ny-ra lévő kibúvások meglehetősen meredek záródásról tanúskodnak.

Az intruzív eredetű gránitkőzetek változó intenzitású regionális metamorfózist szenvedtek (KIRÁLY, KOROKNAI 2004), amelynek eredménye a kőzetek palássága és ásványaik átalakulása. A palássághoz kapcsolódik a kőzetet ért képlékeny alakváltozás (lapulás) döntő része, valamint a jellegzetes szigmoidálisan hajlott kvarclencsék („férgek” kvarc) képződése.

A palásság átlagosan ÉK–DNy-i csapású, tehát meglehetősen párhuzamos az intruzív testet északról határoló Mecsek-alja-övvvel, amelyen belül a palásság csapása uralkodóan ugyancsak kb. ÉK–DNy-i helyzetű.

A Mórággyi Gránit Formáció magmás képződményeit sűrűn szövik át különböző méretű, irányú erek, amelyek anyaga nagyrészt hidrotermális eredetű lehet (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDEVÁRI 2004). A repedések kőzetmechanikai és hidraulikai tulajdonságai a befogadó kőzetekétől általában nagyon eltérőek, és a következőképpen függenek a repedéskitöltések anyagától:

— A *kvarc, kálföldpát, epidot* anyagú repedéskitöltések a befogadó kőzettel általában összeforrtak, mindig zártak, kemények, nem vízáteresztőek.

— Az *agyagásványos* összetételű repedéskitöltések sokkal plasztikusabbak, gyakran elkenődnek a hasadékok mentén. Összetételükben nagyrészt szemektitek vesznek részt, amelyek duzzadóképeségükkel általában növelik a repedések, illetve a töréses övek impermeabilitását, míg adszorpciós tulajdonságaikkal szerepük lehet a hulladékból származó radioaktív anyagok megkötésében.

— A *karbonátos erek* hidraulikai, illetve kőzetmechanikai szempontból meglehetősen instabilak: központi részük néha üreges, gyakran visszaoldódási folyamat is megfigyelhető, ami átjárhatóbbá teszi ezeket a repedéseket.

A Mórággyi Gránit Formáció paleozoos kőzeteit a kréta korú Rozsdáserpenyői Trachit Formáció szubvulkáni telérei szelik át néhány m-es vastagságban. A fúrásokban harántolt trachandezit-telérek nagyfokú hidrotermális bontást (montmorillonitosodást) szenvedtek.

Tektonika

Valószínűnek látszik, hogy a Mórággyi-rögöt alkotó Mórággyi Gránit Formáció az alpi gyűrődés következtében allochton helyzetben települ. Reflexiós szelvényben semmi jelét nem találták a gránittest alsó határának, amely így több km-es mélységben lehet, s a kutatási mélységtartományban a tektonikai képet nem befolyásolja.

A tektonikai kép fontos jellege a különböző kőzethatárok települése, valamint a töréses övek elrendeződése és sűrűsége.

A gránittesten belül a *kőzethatárok* különböző monzogranitos és monzonitos kőzettípusokat választhatnak el egymástól. A magszkenneres értelmezés alapján mindezekben ugyanaz a két iránymaximum jelentkezik: ÉNy-i és DK-i, 60–80° közötti dőléssel, az ÉNy-i irány túlsúlyával.

Az *egyedi törések* uralkodó dőlésiránya az akusztikus lyukfal-televíziós értékelés alapján ÉNy-i és DK-i (8. ábra), a maximumok a szűréssel és a szűrési kritérium erősödésével növekednek. Ez arra mutathat, hogy a rendenként egymásból kiinduló másod- és harmadrendű törések egyre változatosabb csapásirányú töréseket eredményeznek.

A fúrásokban tapasztalt töredezettség (db/m) a kutatási területen erősen ingadozik, általában a felszín közelében nagyobb. 12 telephelyi fúrásban a töréses övek közötti gránitoid kőzetek átlagos töredezettsége 12,5 db/m, de a mon-

zonitos kőzetekben ennek alig a fele. A feltárásokban mért töréshosszak 2,0 m körülnek adódtak.

A *kőzettelérek* két típusának (a Mórági Gránit Formáció leukokrata telérei és a kréta korú Rozsdáserpenyői Formáció trachandezit-telérei) uralkodó iránya egyaránt ÉK–DNy-i (9. és 10. ábra), vagyis a kőzettani határok, a palásság és a töréses övek fő irányát követi.

A *töréses övek* a telephely földtani felépítésének és vízföldtani jellegeinek legkritikusabb elemei, amelyeknek sokasága és változatossága nehezíti az értelmezésüket. Összesen 110 töréses övet határoztunk meg, ebből 87-et a telephely 10, 16-ot a telephelykörnyezet 2 mélyfúrásában, valamint 7-et a telephelykörnyezet sekélyfúrásaiban.

A telephelyi töréses övek függőleges vastagsága 1,5 m-től 46,1 m-ig változik, átlagosan 6,2 m, leggyakrabban 5 m. A 14 db 10 m-nél nagyobb függőleges vastagságú töréses öv nagy részére (10 db) vetőbreccsa, tektonikus breccsa, vetőagyag jellemző. A függőleges vastagság az Üh–4 és Üh–5 fúrásban a legnagyobb (43,2, illetve 46,1 m).

A nagyobb méretű töréses övekben talán nagyobb mennyiségben vannak agyagos komponensek, de a töréses övek nem voltak tipizálhatók sem a kitöltések anyaga, sem azok eloszlása alapján.

A töréses övek dőlésirányára és dőlésszögére a legmegbízhatóbb adatokat a kérdéses zóna szélén, az ép kőzet és a zúzott zóna határán kaphatjuk. Ez a határ azonban a lyukfaltelevíziós képben csak a lyukátmérővel (max. 96 mm) kb. azonos függőleges vastagságú töréses övek esetében látható, a nagyobbakéban már nem. Ezért különböző munkahipotézisek alkalmazására kényszerültünk a töréses övek és a kísérő egyedi törések településének összefüggését illetően.

E munkahipotéziseket az Anyák-kútja melletti kőfejtőben ellenőriztük. A kapott eredmények arról tanúskodnak, hogy a töréses övek és a kísérő kőzetrések települése közötti kapcsolat törésről törésre változik, de a legjobb esetben is csak laza. Így tehát, ha a töréses övek kontaktusát nem látjuk, vajmi kevés reményünk van arra, hogy településüket objektív módon határozzuk meg, mert a kísérő vagy belső repedések irányítottágára alapozott közvetett kritériumok a gyakorlatban általában nem igazolódnak. A töréses övek települését illetően jelentős új információt hozhat a vágatok részletes dokumentálása.

A töréses övek mennyisége a telephelyen túl nagy ahhoz, hogy kezelhető legyen. A töréses öveket tucatnyi paraméter összehasonlító elemzése nyomán sem sikerült úgy tipizálnunk, hogy a kijelölt típusok jól körvonalazható különbséget mutassanak. Térbeli ábrázolásukhoz a töréses öveket meg kellett szűrnünk, s ehhez valamilyen külső kritériumot kellett választanunk.

Abból kiindulva, hogy a telephely értékelése szempontjából döntő fontosságú a vízföldtani kép, a legkézenfekvőbb külső kritériumnak olyan töréses övek leválogatása látszott, amelyeknek van valamilyen érzékelhető hatása a hidrodinamikai képre:

— valamely fúrásban vízmintavételhez vagy interferenciás kútvizsgálathoz alkalmazott tartós víztermelés hatását észleltük más fúrás(ok)ban,

— egy-egy fúráson belül a potenciálmenetben ugrás mutatkozott.

A víztermelésre adott válaszok és potenciál-eloszlások háromféle kombinációja lehetséges, a telephelyen mindhárom előfordul:

— Mind a válaszokból, mind a potenciál-eloszlásból azonos helyen jelölhető ki a **B** jelű töréses öv (6. ábra). Ezt a típust elsőrendűnek tekintjük.

— Csak a válaszokból jelölhető ki az **A** és **C** jelű töréses öv (6. ábra). Az **A** jelű az Üh–2 fúrás szelvényében potenciálugrásként nem jelentkezik. Ezt a típust másodrendűnek tekintjük.

— Csak a potenciál-eloszlásból jelölhető ki kilenc egyéb töréses öv, helyzetük igen nagy mértékben hipotetikus. Ezt a típust harmadrendűnek tekintjük.

Negyedidőszaki töréseknek semmi jelét nem láttuk sem kibúvásokban, sem geofizikai szelvényekben. Megállapítottuk, hogy a telephelyen és szorosabb környezetében nem ismerünk az utolsó 800 000 évben kiújult törést, s a negyedidőszaki képződmények zavartalanul, igen lapos dőléssel települnek. Így 100 000 évnél fiatalabb elmozdulás a telephelyen kizárható.

A tektonikai kép különleges eleme a *Mecsekalja-öv*, amely a Mecsek D-i lábánál követhető. ÉK-en az öv ÉK–DNy-i csapású, s a domborzatban a hegyvidék és a lapály vagy alacsony dombvidék, illetve a földtani képben a mezozoos és a kristályos képződmények határaként jelentkezik. Az öv szélessége mindössze 700–1500 m, hossza viszont legalább 60 km, tehát feltételezhető, hogy az egész öv tektonikus eredetű, anyaga az elmozdulások nyomán került mai helyzetébe, s lényegileg gigantikus vetőkitöltésként fogható fel.

A Mecsekalja-öv Pusztakisfalú és Bátaapáti között az Ófalui Formáció metamorf kőzeteiből áll. Negyedidőszaki felújulására nem mutat semmiféle adat. Az 1997 óta a Mecsekalja-öv kibúvási szakaszán lefolytatott geodéziai monitorozás során elmozdulásra mutató jelenséget nem észleltünk, de a mérések pontossága hosszú távú következtetésre egyelőre nem alkalmas.

Vízföldtan

A telephelyen és környékén a *talajvízszint* 20–70 m mélységben, jórészt a mállott gránitban van. A beszivárgott víz nagy része oldalirányban szállítódik el, s az üde gránitba a beszivárgott víz 4–5%-a jut, ami 1,0–1,2 mm/év értéknek adódik. A dombtetők alatt a mállott gránit porozitása és szivárgási tényezője felfelé fokozatosan növekszik, emiatt a dombtetők alatt a talajvíz szintje a beszivárgás változására kevésbé érzékeny; a talajvízszint éves ingadozása 1–2 m.

A dombtetők alól oldalirányban távozó víz a szomszédos völgyekben kerül újra felszínközébe. Az üde gránitból a völgyek alatti mállott zónába feláramló vizek a mállott zóna ottani vízforgalmának csak kis hányadát adják: a vízháztartási számítások szerint 3,3–4,3%-át, a vízgeokémiai paramétereiből számítva pedig legfeljebb 5–6%-át.

A mállott gránit alatti üde gránittest hasadékos víztartó képződmény: a *vízáramlás* főleg egyes hasadékok mentén történik, amelyek vízvezető képessége több nagyságrenddel jobb, mint a kisebb repedésekkel jellemezhető kőzetmátrixé. Az interferenciás vizsgálatok és a legjobb vízáadó képességű elemek egyedi kútvizsgálata szerint az üveghutai gránit repedésrendszere hierarchikus szerveződésűnek tűnik, amelyben a több száz méter kiterjedésű fő vízvezető elemekhez kiterjedt háttér repedéshálózat kapcsolódik.

A pakkeres kútvizsgálatok szerint a repedezett gránit szivárgási tényezője 10^{-6} és 10^{-12} m/s között változik, lognormál eloszlású, 3×10^{-9} m/s átlagos értékkel és 17-szeres ($\log 17 = 1,23$) szórással. A telephelyi mélyfúrások átlagos vízvezető képessége között 5-10-szeres különbségek adódtak.

A telephelyi mélyfúrásokban a potenciálszintek a mélységgel általában csökkennek, ami lefelé irányuló áramlást jelez, de a térbeli *potenciálkép* meglehetősen változatos. A telephelyi mélyfúrások potenciálszintjei két, viszonylag jól elkülönülő csoportot alkotnak. A terület D-i részén, az Üh-2 és Üh-22 fúrás közötti torlasztó zónától — a **B** jelű elsőrendű töréses övtől (6. ábra) — D-re található fúrások potenciálszintje 200 m Bf szinten 210–220 m Bf, 0 m Bf szinten 205–210 m Bf. Az említett zónától É-ra lévő fúrások potenciálszintje 190–200 m Bf között változik. Az Üh-2 fúrás potenciálszintjei — bár jól illeszkednek a telephely É-i részére jellemző értékekhez, — az áramlási rendszer adott pontján anomálishan alacsonyak. Környezetéhez képest magas potenciálú vizont az Üh-23 fúrás felső szakasza.

A fúrások döntő részére a több tíz métertől százszázötven méterig terjedő hosszúságú, közel állandó potenciálú szakaszok a jellemzők, amelyeket 5-20 m-es potenciállépcsők választanak el. Ezeket a potenciállépcsőket *torlasztó-szigetelő zónák* okozzák, amelyek a potenciállépcsők körzetében kimutatott, erősen bontott, agyagosodott töréses övek, s amelyek az üde gránit áramlási rendszerét többekévé elkülönülő alegységekre tagolják. A modellezés szerint a torlasztó zónák legalább néhány száz méter kiterjedésűek, szivárgási tényezőjük nem haladja meg a 10^{-10} – 10^{-11} m/s-ot. Torlasztó-szigetelő zónák gyakrabban fordulnak elő a telephely D-i részén, különösen az Üh-4, Üh-5, Üh-26 fúrásokban. Az É-i részen, az Üh-27 és Üh-37 fúrások potenciálszélvényében nincs olyan ugrás, amely torlasztó-szigetelő zónára utalna.

A *beáramlások* nem kötődnek a törések valamely különleges csoportjához: ugyanúgy elsősorban DK-i dőlésű 60–80°-os és ÉNy-i dőlésű 70–80°-os repedésekhez kapcsolódnak, mint amilyen a törések döntő többsége.

A fő vízvezető elemek *transzmisszivitása* 8×10^{-6} és 2×10^{-5} m²/s között alakul, ami két és fél nagyságrenddel múlja felül a repedezett gránit átlagos vízvezető képességét. Az Üh-27 fúrás –104 és –135, valamint az Üh-29 fúrás –71 és –104 m Bf közötti, itteni viszonylatban kiemelkedően jó vízvezető képességű szakasza trachandezit-telérek körüli, egymással összeköttetésben álló repedések alkotta zónához kapcsolódik.

A vízföldtani adatok kalibrációja után advektív *transzportmodellezéssel* határoztuk meg a telephely területéről, 0 m Bf szintről indított vízrészecskék felszínre érkezési idejét és helyét. A tároló térségéből indított áramvonalak a Hutai-völgynek a Hosszú-völgy torkolatától Bátaapátiig, illetve a Mórággyi-víz völgyének a Henrik-forrástól Mórággyig tartó szakaszán érik el a felszínt. A felszínre érkezési idő a közelebbi megcsapolási pontok esetében 800-tól 5000 évig terjed. A távolabbi megcsapolási területekig 20 000–50 000 év alatt érnek el a vízrészecskék.

A telephely közvetlen környezetére elérési idő-térképet szerkesztettünk (11. ábra). Tízezer évet meghaladó felszínre érkezési idők adódtak a terület ÉK-i, középső és DK-i részén. Közülük csak az utóbbi van fúrásokkal megkutattva. Viszonylag rövid, 600 évnél rövidebb elérési időt eredményeztek az Üh-2 és Üh-36 fúrásokon keresztül ÉK, az Éva-völgye, valamint az Üh-28 fúrástól NyDNy felé tartó, a Mészkemence-völgygel kapcsolatot teremtő, jó vízvezető képességű elemek. A telephely fúrásokkal még nem vizsgált részein a térképet jelentősen módosíthatják az eddig megismertekhez hasonló, viszonylag rövid elérési idejű áramlási pályákat eredményező, jó vízvezető szerkezetek vagy újabb torlasztó-szigetelő zónák.

Összesítés

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani, tektonikai, geodinamikai és vízföldtani képét kielégítő részletességgel tanulmányoztuk ahhoz, hogy alkalmassága megítélhető és továbbkutatási (BALLA 2004), valamint tároló-konceptiója (BÉRCI et al. 2004) kidolgozható legyen.

Köszönetnyilvánítás

A szerző hálás köszönetét fejezi ki annak a 200-nál is több mérnöknek és kutatónak, valamint 160-nál is több, a kutatást segítő résztvevőnek, akik lehetővé tették a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely sikeres felszíni kutatását.

Boreholes at the Bátaapáti (Üveghuta) Site

LÁSZLÓ GYALOG¹ and ISTVÁN SZEGŐ²

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Golder Ltd., H-1021 Budapest, Hívősvölgyi út 54.

Keywords: boreholes, drilling, Hungary, methods, Mórág Block, processes, quality control, South-eastern Transdanubia

Abstract

During the ground-based geological exploration in 2002–2003 some 23 boreholes were completed. Their penetration had several objectives including the enhancement of the accuracy of the fracture zone revealed formerly by the borehole Üh-2, enlargement of the Site, observation of groundwater level in boreholes on hilltop, investigation of subsurface zones below valleys and determination of transport parameters of the granite.

The fracture zone of the Borehole Üh-2 was studied by two boreholes (Üh-25 and Üh-36) inclined inversely to the estimated dip of the fault zone. Both boreholes penetrated the fracture zone proving it and really enhancing the accuracy of its position. Initially, the boreholes drilled for enlarging the Site (Üh-26, Üh-27 and Üh-28) provided information in three directions on the enlarged area. Borehole Üh-37 was completed for further extension of the Site and north of Borehole Üh-27 furnishing the most promising data by penetrating a monzonite rock sequence of harder mechanical properties. Of the 6 boreholes on hilltop some four ones were supplemented by groundwater observation wells (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A and Üh-36A). Concerning the investigation of subsurface zones below valleys 2 boreholes (Üh-29 and Üh-30) were set up in the zone of upward flow near the valley floor. In order to determine transport parameters 3 borehole groups were completed with one central and 2–3 accessory boreholes by group (Üh-31A–C, Üh-32A–D, Mó-7A–D).

Of the 3298.72 running m drilling 424.7 m, 451.74 m and 2422.28 m were penetrated by noncoring, dry and flushed coring techniques, respectively. They drilled 533.0 m and 2765.7 m Quaternary overlying beds and basement rocks (granite complex), respectively. Core drilling proceeded in overlying beds by using traditional techniques with single-wall core pipe equipped by hard metallined crown, whereas traditional or wireline double-wall diamond bore technique was applied in the hard granite complex. Core recovery never remained below 90%, it was mainly 95%.

Drilling activities were supported by technical supervision with the registration of each event occurring during drilling. The technical supervisor was continuously available in the site where drilling activities proceeded adapting to the 24 hour working regime of the contractor. During drilling activities there was a need to rescue the objects left behind in the hole, exclude the zones loosened after penetration and ensure the possibility of detailed post-drilling study of the boreholes.

Both during and after penetration diverse geophysical, hydrogeological and geological-tectonic studies on drill cores were completed.

Introduction

During the ground-based geological exploration of the Bátaapáti (Üveghuta) Site in 2002–2003 some 23 boreholes were completed (BALLA et al. 2003) under the professional management of the Geological Institute of Hungary. Various geophysical, hydrogeological, geological and structural studies were carried out in the boreholes during drilling, partly after it.

The aim of the drilling

The boreholes were drilled in order to study the hydrogeological setting of the area as well as for gaining a better understanding of the geology of the Site. Based on the aim of the research four groups of borehole objectives were separated. These are as follows:

- to refine the position of the fracture zone explored by Borehole Üh-2;
- to enlarge the Site;
- groundwater observations in boreholes on hilltop,
- investigation of subsurface zones under valleys,

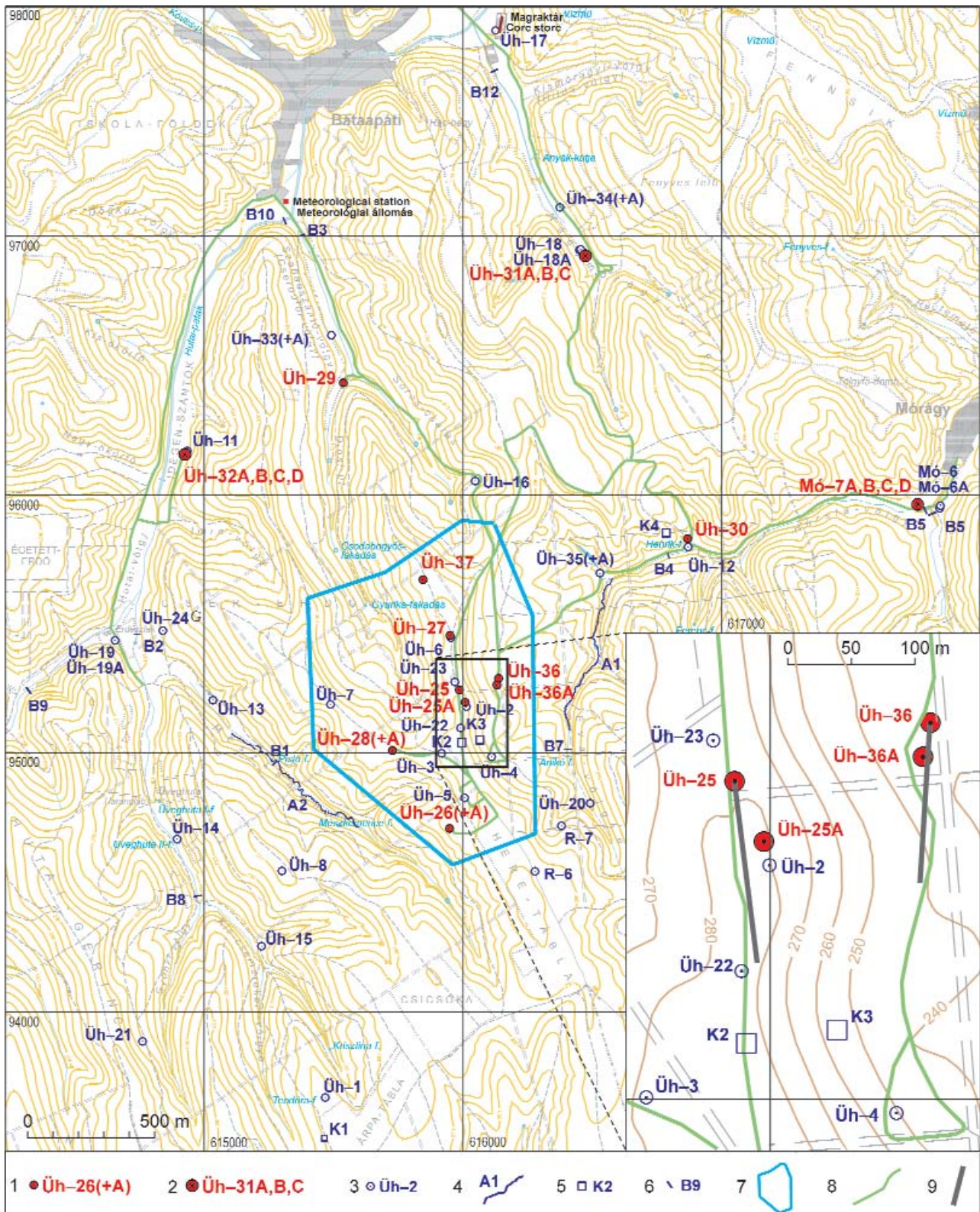


Figure 1. The plot of the boreholes drilled in 2002-2003 in the framework of the ground-based exploration

1 – borehole drilled in 2002-2003, pair of boreholes; 2 – borehole group drilled in 2002-2003; 3 – borehole drilled before 2002; 4 – trench; 5 – dug well; 6 – gauging station (overfall); 7 – boundary of the Site; 8 – improved road; 9 – surface projection of inclined borehole

1. ábra. A 2002-2003-ban a felszíni kutatás keretében mélyített fúrások helyszínrajza

1 – 2002-2003. évi fúrás, fúrás pár; 2 – 2002-2003. évi fúrás csoport; 3 – 2002 előtti fúrás; 4 – árok; 5 – ásott kút; 6 – vízhozammérő műtárgy (bukó); 7 – a telephely határa; 8 – javított út; 9 – ferdefúrás felszíni vetülete

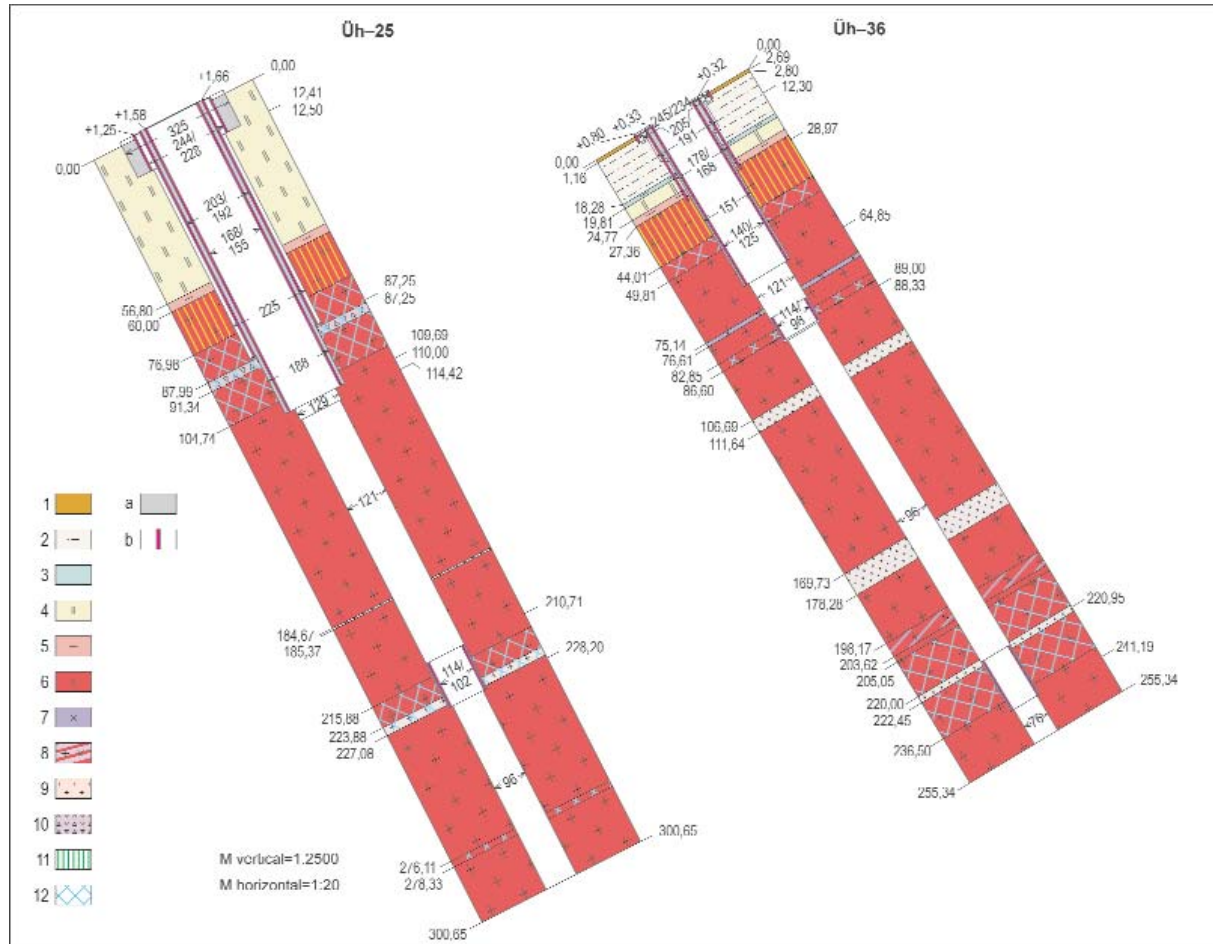


Figure 2. The structure and the penetrated formations in the inclined boreholes (Üh-25, Üh-36) drilled for the exploration of the fracture zone *Quaternary sediments*: 1 – soil; 2 – deluvial aleurite (silt); 3 – paludal peaty clay; 4 – loess series (Paks Loess Formation); 5 – red clay (Tengelic Red Clay Formation). *Mórággy Granite Formation*: 6 – monzogranite, 7 – monzonite; 8 – monzogranite with monzonite inclusions; 9 – microgranite dyke. *Others*: 10 – tectonic breccia; 11 – strongly weathered section; 12 – strongly disintegrated (collapsing) zone; a – cement filling; b – casing. Depth records of geology (left side) and hole structure (right side) from the 0 m of the borehole are given in m, diameters of the hole and external/internal casing (in the middle) are presented in mm

2. ábra. A törésvonal-kutató ferdefúrások (Üh-25, Üh-36) lyukszerkezete és harántolt képződményei

Negyedidőszaki üledékek: 1 – talaj; 2 – deluviális aleurit (kőzetliszt); 3 – mocsári tőzeges agyag; 4 – lösz-összlet (Paksi Lösz Formáció); 5 – vörösgyag (Tengelici Vörösgyag Formáció). *Mórággyi Gránit Formáció*: 6 – monzogranit; 7 – monzonit; 8 – monzogranit, monzonitzárványokkal; 9 – mikrogranititélér. *Egyéb*: 10 – tektonikus breccsa; 11 – erősen mállott szakasz; 12 – erősen bontott (omló) zóna; a – cementkitöltés; b – beléscső. A földtani (baloldalon) és a lyukszerkezeti (jobboldalon) mélységadatok a fúrás 0 m-től m-ben, a fűrőlyuk és a (külső/belső) beléscsőátmérők (középen) mm-ben vannak megadva

The boreholes drilled for the observation of the ground-water level can be ranked into a separate group. These boreholes, drilled using a dry procedure, were deepened before the deep wells on the hilltops. Figure 1 shows the map of the boreholes, which were drilled in two phases.

The fracture zone of Borehole Üh-2

Borehole Üh-2 (drilled in 1997–1998) penetrated a large fracture zone beginning at about 341 m and it was stopped in this zone at 381.90 m (BALLA 2000; GYALOG, TUNGLI 2000). This zone was also found to bear a hydrodynamic head minimum. For the refinement of the position and the dip of the fracture zone and for studying its connection with the zone having the hydrodynamic head two inclined boreholes were drilled: first the Üh-25 and then the Üh-36 (Figures 1 and 2).

The *inclined Borehole Üh-25* is directed to the south; its dip differs about 30° from the vertical (173/63°) down to 300.69 m. Based on the previous data it was expected that Borehole Üh-25 would penetrate the fracture zone at around 200–250 m. Actually the borehole penetrated a fracture zone between 216 and 227 m. The head minimum was also present in the borehole, but it did not fall into the fracture zone. About 550 m ESE from Boreholes Üh-2 and Üh-25 a 750 m long trench was excavated (Trench A1) in the Éva Valley. This exposed the granitic body at the bottom of the valley. An about 8 m thick fracture zone was penetrated in the middle part of the trench and exposed at 3 different points. Its strike was the same as that of the anticipated fracture zone. Although the 3 fracture zones exposed at 3 different points could have been compiled into one plane, it was not unambiguously shown that they really belong to the same fracture zone. For the veri-

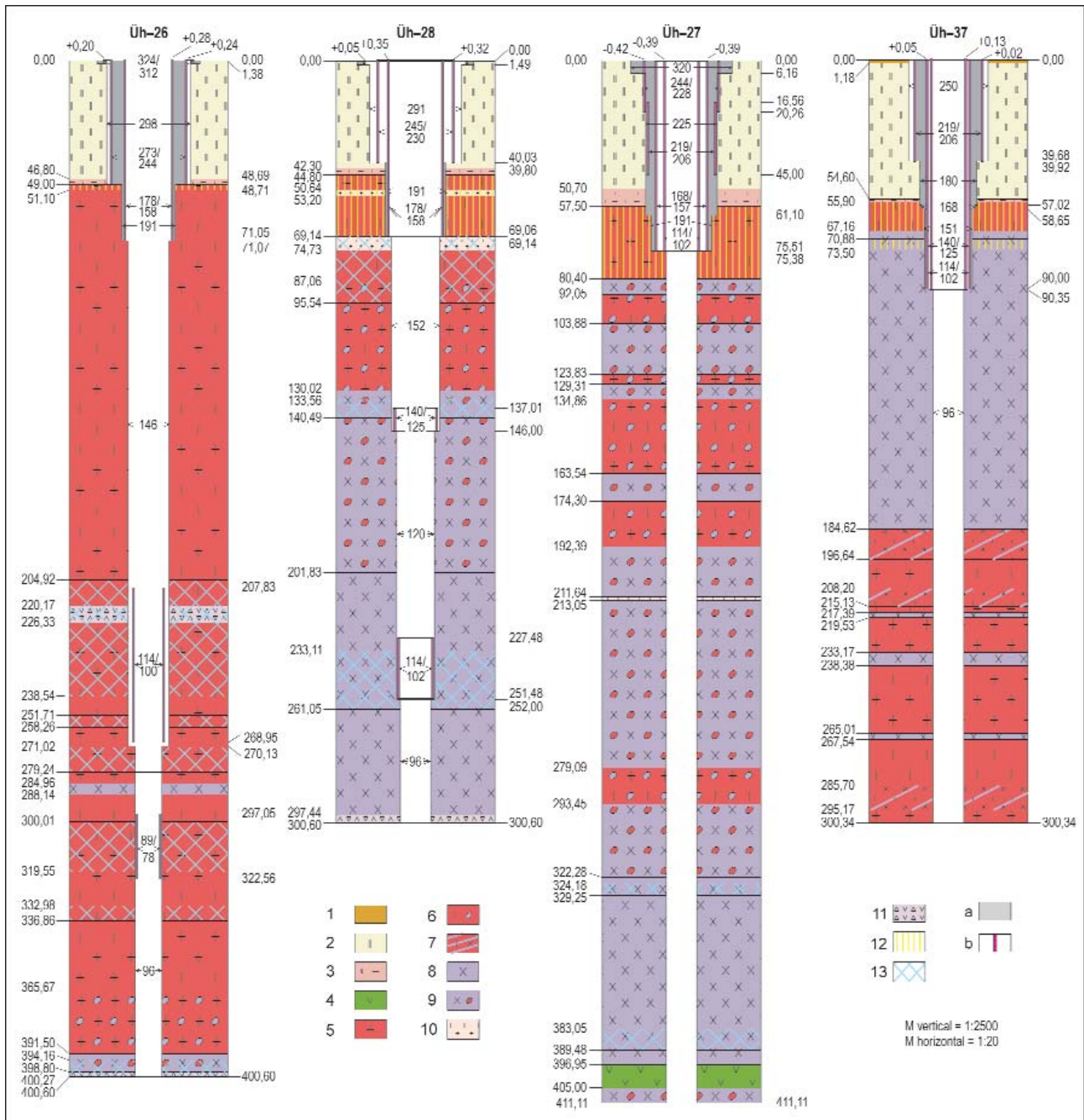


Figure 3. The structure of the boreholes penetrated for the enlargement of the Site (Boreholes Üh-26, Üh-27, Üh-28 and Üh-37) and the formations crossed therein

Quaternary sediments: 1 – soil; 2 – loess series (Paks Loess Formation); 3 – variegated clay (Tengelic Red Clay Formation). *Rozsdásserpenyő Formation:* 4 – trachyandesite dyke. *Mórággyi Granit Formation:* 5 – monzogranite, 6 – contaminated monzogranite; 7 – monzogranite with monzonite inclusions 8 – monzonite; 9 – contaminated monzonite; 10 – microgranite dyke. *Others:* 11 – tectonic breccia; 12 – strongly weathered section; 13 – strongly disintegrated (collapsing) zone; a – cement filling; b – casing. Depth records of geology (left side) and hole structure (right side) from the 0 m of the borehole are given in m, diameters of the hole and external/internal casing (in the middle) are presented in mm

3. ábra. A telephelybővítő fúrások (Üh-26, Üh-27, Üh-28 és Üh-37) lyukszerkezete és harántolt képződményei

Negyedidőszaki üledékek: 1 – talaj; 2 – lösz-összet (Paksi Lösz Formáció); 3 – tarkaagyag (Tengelici Vörösayag Formáció). *Rozsdásserpenyői Formáció:* 4 – trachandezit-telér. *Mórággyi Granit Formáció:* 5 – monzogranit, 6 – kontaminált monzogranit; 7 – monzogranit, monzonitzárványokkal; 8 – monzonit; 9 – kontaminált monzonit; 10 – mikrogránittelér. *Egyéb:* 11 – tektonikus breccsa; 12 – erősen mállott szakasz; 13 – erősen bontott (omló) zóna; a – cementkitöltés; b – bélelőcső. A földtani (baloldalon) és a lyukszerkezeti (jobboldalon) mélységadatok a fúrási 0 m-től m-ben, a fűrőlyuk és a (külső/belső) bélelőcsőátmérők (középen) mm-ben vannak megadva

fication of this assumption it was found necessary to drill an additional borehole between the previous three points. For this purpose a new inclined borehole (Üh-36) was sited.

Inclined Borehole Üh-36 was drilled after the first phase of exploration. Its direction tends near to the south; the dip differs about 30° from the vertical (183/59°) and the borehole was stopped at 255.34 m. The main aim of drilling this borehole was to provide further information on the position of the fracture zone, and to better understand the geologic relationships of the mentioned hydrodynamic minimum. Based on this information the opportunity was provided to size up the probable effect of this phenomena on the safety of the waste repository. The borehole really penetrated a fractured zone, but not exactly to the expected depth (from about 150 m), but about 70 m deeper, between 223.9 and 235.1 m. The depth differences found in Borehole Üh-36 mean that the fracture zone of the two boreholes cannot be traced directly to the largest fracture zone of Trench A1.

Expansion of the Site

The originally proposed 300×600 m large rectangle taken as the basis of the Site (BALLA 2000) proved to be too small in the light of the new conceptions. Therefore an enlargement of the exploration area became necessary. For this purpose three vertical boreholes were drilled in the first phase. Based on previous observations these should have been completed with a fourth one (Figures 1 and 3), the Üh-37. The site, the reason for drilling and the depth of the boreholes were as follows:

Borehole Üh-26 was drilled 150 m south of Borehole Üh-5, in about the central part of the velocity maximum demonstrated by the refraction tomographic section in 1997. The purpose was to expand our knowledge on the southern continuation of the Site. The depth of the borehole is 400.60 m.

— *Borehole Üh-27* was drilled 150 m north of Borehole Üh-23, near to Borehole Üh-6. The latter was drilled in 1997 during the site selection; it reached the granite and stopped at 80 m. The purpose of this borehole was to expand our knowledge on the northern continuation of the Site. The depth of Borehole Üh-27 is 411.11 m.

— *Borehole Üh-28* was drilled 200 m west of Borehole Üh-3, basically to get better knowledge on the western continuation of the Site. The depth of this borehole is 300.60 m.

— *Borehole Üh-37* was drilled 250 m NNW of the Üh-27, in order to gain better understanding of the extent of the monzonitic body and its hydrogeologic characteristics. This is a vertical borehole, and its depth is 300.34 m.

Borehole Üh-27 penetrated different rocks (which are called granitoids, but based on thin section observations can be called monzogranite) from those found in other boreholes of the area. The dominantly melanocratic rocks, which are referred to as diorite, showed less pronounced schistosity and fracturing compared to the monzonitic rocks of the other boreholes, based on thin section analyses. The rock-mechanical studies carried out in 1997–98 suggested that the

mechanical parameters of these rocks are better than those of the other rocks. These rocks were usually penetrated only in a small thickness in the other boreholes, and they occur only in a few longer sections (Üh-3, Üh-22).

Based on the dataset of Borehole Üh-27, the stratigraphic columns of the previous boreholes were revised. With this revision it became clear that the melanocratic rocks are situated north, northwest and west of the previously explored area. The contour of the rock body is ambiguous, but it forms an approximately 1.2 km² large body. This body was also crossed by Trench A2 of the Mészkeny Valley. The melanocratic body is in a deeper position compared to the previously explored Site. The hydrogeological properties of this body did not seem to be better than those of the monzogranitic rocks, but their properties remained unclear and further study is required to gain more information.

Borehole Üh-37 was drilled after the previously mentioned ones and after the 3D seismic tomography survey in 2002. The aim of this borehole was to clarify the possibilities of the northward extension of the Site based on the new recognitions and suggestions of outside experts.

Groundwater observation wells of boreholes on hilltop

The boreholes studying the fracture zone of borehole Üh-2 as well as those supporting Site enlargement were penetrated on hilltop. In these sites determination of groundwater table and continuous recording of its variation are important pieces of information. Therefore 4 of them were accompanied by dry groundwater observation wells 5–10 m away (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A és Üh-36A), drilled down to 10–15 m below groundwater table (Figures 1 and 4).

Exploration of the areas beneath valleys

Two boreholes were planned for the areas beneath valleys. Both of them were sited based on the results of previous research (MEZŐ et al. 1998, 1999). This research delineated the NNW- and NE-directed main underground flow paths in the area of the Site. A major consideration was that the boreholes should be planted on zones with an upward flow. These were expected 1–1.5 km from the Site. Two boreholes were drilled.

Borehole Üh-29 was drilled (down to 300.38 m) NNW of the Site, in the vicinity of the junction of two valleys. Here the closest upstream zone was expected in this direction (most of the streamlines at greater depth have not turned towards the surface).

Borehole Üh-30 was drilled NE of the Site (down to 300.33 m), close to the shallow Borehole Üh-12. At this site the datasets of Henrik Spring and Overfall B4 provided the possibility to characterise the near-surface and subsurface water budget. The water quality of Borehole Üh-12 suggested that water of deeper origin also occurs in this well, so that the area can be interpreted as featuring an upward flow (Figures 1 and 5).

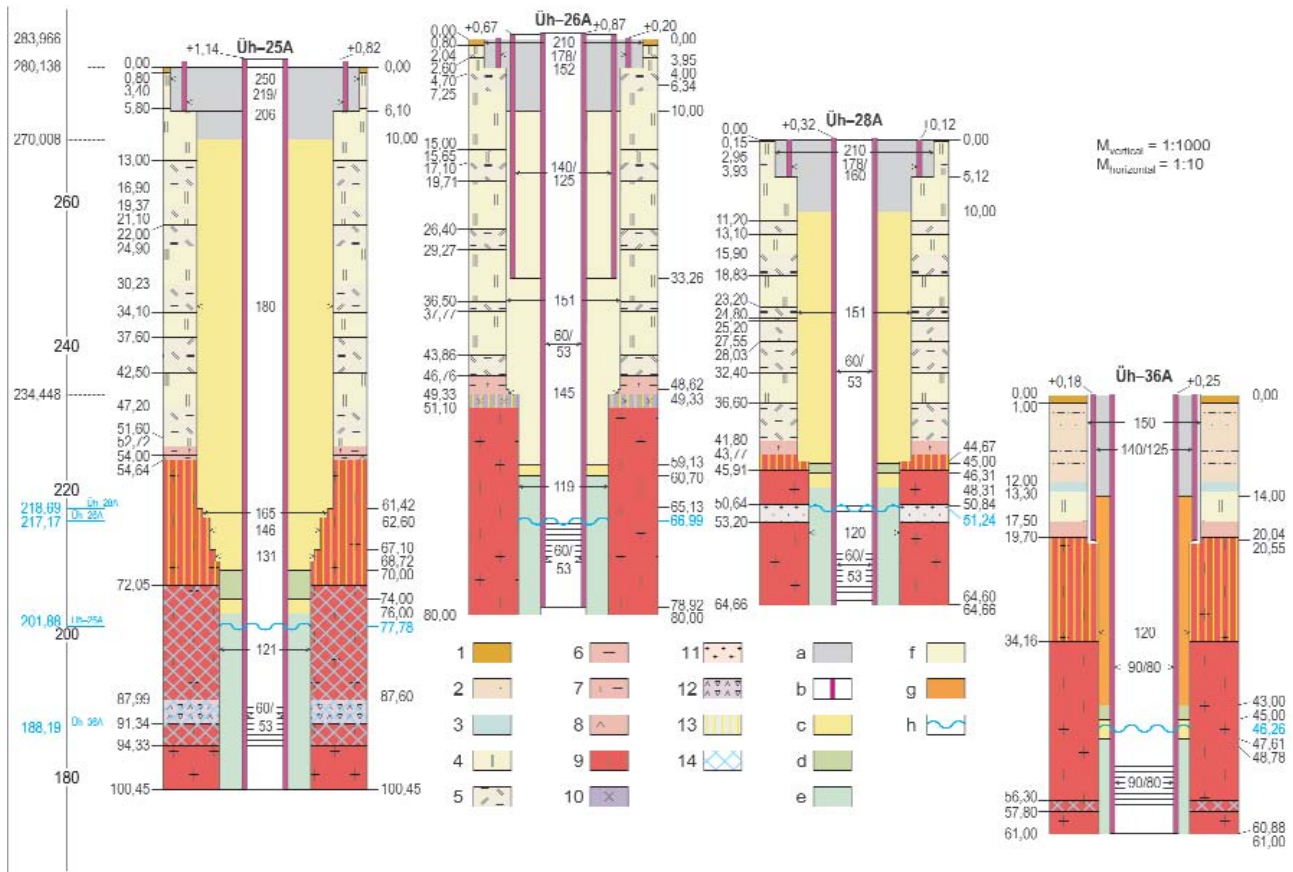


Figure 4. The structure of the boreholes and the penetrated formations in the hydrogeological observation wells (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-36A)

Quaternary sediments: 1 – soil; 2 – deluvial aleurite; 3 – paludal peaty clay. *Paks Loess Formation:* 4 – loess-horizon; 5 – palaeosol horizon. *Tengelic Red Clay Formation:* 6 – red clay; 7 – variegated clay; 8 – clastic clay with rubble. *Mórággy Gránit Formáció:* 9 – monzogranite, 10 – monzonite; 11 – microgranite dyke. *Others:* 12 – tectonic breccia; 13 – strongly weathered section with rubble; 14 – strongly disintegrated (collapsing) zone; a – cement filling; b – casing; c – sand filling; d – clay granulate filling; e – gravel filling; f – loess filling; g – granite rubble filling; h – groundwater table. Depth records of geology (left side) and hole structure (right side) from the 0 m of the borehole are given in m, diameters of the hole and external/internal casing (in the middle) are presented in mm, their altitude above Baltic Sea level is displayed on the left in separate scale

4. ábra. A talajvízszint-megfigyelő fúrások (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-36A) lyukszerkezete és harántolt képződményei

Negyvedődészeki üledékek: 1 – talaj; 2 – deluviális aleurit; 3 – mocsári tözeges agyag. *Paksi Löss Formáció:* 4 – löszszint; 5 – paleotalajszint. *Tengelic Vörösgyag Formáció:* 6 – vörösgyag; 7 – tarkaagyag; 8 – törmelékes (murvás) agyag. *Mórággy Gránit Formáció:* 9 – monzogranit, 10 – monzonit; 11 – mikrogranittelér. *Egyéb:* 12 – tektonikus breccsa; 13 – erősen mállott (murvásodott) szakasz; 14 – erősen bontott (omló) zóna; a – cementkittöltés; b – beléscső; c – homokfeltöltés; d – agyaggranulátum-feltöltés; e – kavicsfeltöltés; f – löszfeltöltés; g – gránittörmelék-feltöltés; h – talajvízszint. A földtani (baloldalon) és a lyukszerkezeti (jobboldalon) mélységadatok a fúrás 0 m-től m-ben, a fúróluk és a (külső/belső) beléscsőátmérők (középen) mm-ben vannak megadva, a Balti magassághoz viszonyított helyzetük baloldalt, külön skálán látható

Determination of transport parameters

Two boreholes were planned for the areas beneath valleys where on the basis of previous results (MEZŐ et al. 1998, 1999) major flow paths were anticipated *i.e.* towards NNW and NE. Each borehole group was composed of 3 or 4 shallow boreholes. The groups were composed of one central borehole (indicated by “A”) drilled down to 36–50 m, and two or three boreholes (indicated by “B”, “C” and “D”) sited around the central one and drilled down to 30–43 m (Figure 1 and 6). These borehole groups were located in the vicinity of earlier shallow boreholes. The aim of this type of layout was to encompass the Site more or less uniformly. The borehole groups and the aspects of their allocation were as follows:

— *Borehole Group Üh-31A–C* was allocated NNE of

the Site, in the main branch of the Nagymórággy Valley, close to Borehole Üh-18 drilled in 1997. The Üh-18 was the only well with mixed water (as seen from the isotopic analyses) so most of the water came from a greater depth.

— *Borehole Group Üh-32A–D* was drilled close to Borehole Üh-11 (drilled in 1997) in the Huta Valley, NW of the Site. Detailed analyses showed that the probability of upward flow reaching the surface was the highest at that place. This provided a good opportunity to study not only the water cycle in the granite, but also the end of the flow paths.

— *Borehole Group M6-7A–D* was sited ENE of the Site, in the Mórággy Valley, close to Village of Mórággy and to the Borehole Pair M6-6 – M6-6A drilled in 1997. Well M6-6 was the only one in which the water could have originated from greater depth, as seen from the isotopic studies.

During the siting of the borehole groups first the central well (indicated by A) was drilled. The optimal distance of the accessory boreholes (indicated by B–D) were determined

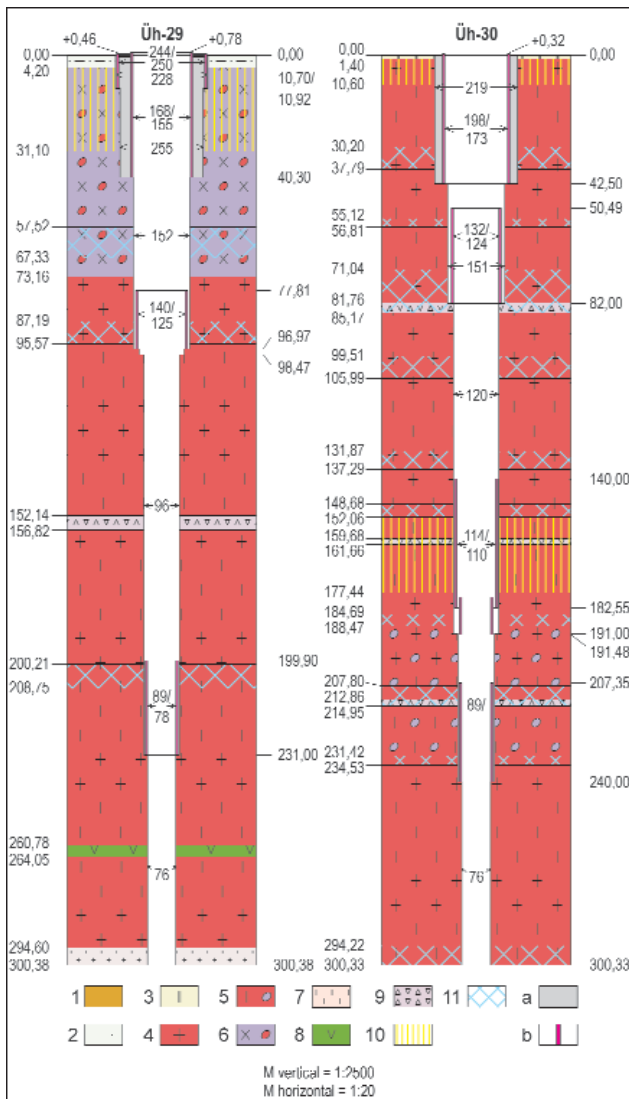


Figure 5. The structure of the boreholes and the penetrated formations in boreholes (Üh-29, Üh-30) drilled for the exploration of the areas beneath valleys

Quaternary sediments: 1 – soil; 2 – fluvial clayey aleurite with gravel (silt); 3 – deluvial aleurite (slope loess). *Rozsdásserpenyő Formation:* 4 – trachyandesite dyke. *Mórággy Granite Formation:* 5 – monzogranite; 6 – contaminated monzogranite; 7 – contaminated monzonite; 8 – microgranite. *Other:* 9 – tectonic breccia; 10 – strongly weathered section; 11 – strongly disintegrated (falling) zone; a – cement filling; b – casing. Depth records of geology (left side) and hole structure (right side) from the 0 m of the borehole are given in m, diameters of the hole and external/internal casing (in the middle) are presented in mm

5. ábra. A völgyek alatti térrészeket kutató fúrások (Üh-29, Üh-30) lyukszerkezete és harántolt képződményei

Negyedidőszakai üledékek: 1 – talaj; 2 – folyóvízi agyagos, kavicsos aleurit (közvetliszt); 3 – deluviális aleurit (lejtőlész). *Rozsdásserpenyői Formáció:* 4 – trachandezit-telér. *Mórággyi Gránit Formáció:* 5 – monzogranit, 6 – kontaminált monzogranit; 7 – kontaminált monzonit; 8 – mikrogranit. *Egyéb:* 9 – tektonikus breccsa; 10 – erősen mállott szakasz; 11 – erősen bontott (omló) zóna; a – cementkötés; b – bélés. A földtani (baloldalon) és a lyukszerkezeti (jobb oldalon) mélységadatok a fúrás 0 m-től m-ben, a fűrőlyuk és a (külső/belső) bélésőtmérők (középen) mm-ben vannak megadva

based on the study of these central wells. Following the construction of well groups, tracer tests were carried out to clarify the local connections between different streams. Following drilling of the boreholes and the construction of the wells different tracers were added into the different accessory wells. The amount of the tracers was always 5–6 times higher than their detection limits. These tracers were observed in the central wells. Based on these data (taking into account the stream parameters determined during the study of the borehole groups), the effective porosity was calculated. The latter is one of the most important parameters in the hydrogeological modelling of the Site.

The drilling of boreholes

For the drilling of the boreholes, following the acquisition of the appropriate permission, first the exact site of the borehole was prepared, then drilling with continuous technological control was carried out. During the drilling, analyses were also carried out in the borehole. At the same time the drill cores were continuously documented. Finally, analyses were also carried out after the drilling.

Preparation and mobilisation

During the planning of the drilling activity the aim and function of the single boreholes were determined, then their implementation with respect to these results was adjusted. Parallel to this, analyses which should be carried out in the borehole were planned.

During the planning, first the owner's permission for the drilling as well as the permission for the usage of the roads were acquired. Furthermore, the water licence permission from the Central Transdanubian Hydrographic Directorate for the establishment of observation wells was also necessary, along with permission for the usage of roads of the Bátaszék Forestry of Gemenc Forest and Game Co. Furthermore, the redemption of the forest areas in the site of the boreholes was arranged. Dirt roads led to the boreholes. These roads were improved, and the earlier roads became reconstructed to ensure unhindered supply for the drilling works. During the preparatory stages ground work in the redeemed forest areas was carried out. The workplace at the drilling points (in the case of deep boreholes in a maximum area of 30×20 m; in the case of shallow boreholes this area was a maximum of 15×15 m) was developed, and the area was covered with rubble or with concrete slabs and the basement for the boreholes was developed.

Drilling process

Two drilling companies drilled the boreholes, with each carrying out about one half of the work. Rotaqua Ltd. from Kővágószőlős drilled 47.7% of the boreholes whereas Geoprosper Ltd. from Balatonalmádi made 52.3% of them.

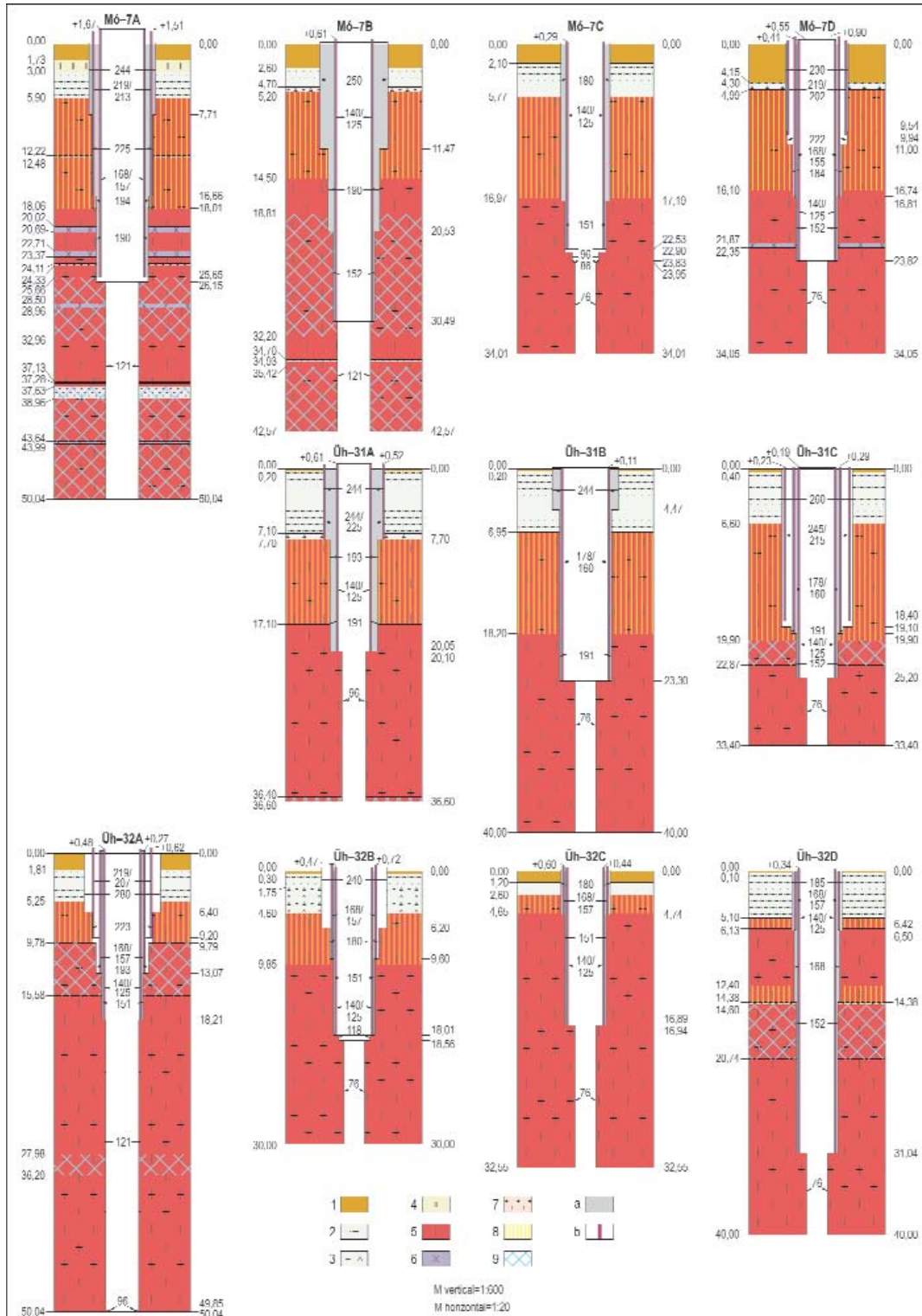


Figure 6. The structure of the boreholes and the penetrated formations in Borehole Groups Üh-31, Üh-32 and M6-7
Quaternary sediments: 1 – soil; 2 – fine-grained fluvial sediment (clay, aleurite, sand); 3 – coarse-grained fluvial sediment (sandy, gravel-bearing clastic aleurite); 4 – deluvial aleurite (slope loess). *Mórágy Granite Formation:* 5 – monzogranite, 6 – monzonite; 7 – microgranite dyke. *Others:* 8 – strongly weathered section; 9 – strongly disintegrated (collapsing) zone; a – cement filling; b – casing. Depth records of geology (left side) and hole structure (right side) from the 0 m of the borehole are given in m, diameters of the hole and external/internal casing (in the middle) are presented in mm

6. ábra. Az Üh-31, Üh-32 és M6-7 fúrás csoport fúrásainak lyukszerkezete és harántolt képződményei

Negyedidőszaki üledékek: 1 – talaj; 2 – finomszemű folyóvízi üledék (agyag, aleurit, homok); 3 – durvaszemű folyóvízi üledék (homokos, kavicsos, törmelékes aleurit); 4 – deluviális aleurit (lejtőlöss). *Mórágyi Gránit Formáció:* 5 – monzogránit, 6 – monzonit; 7 – mikrogránittelér. *Egyéb:* 8 – erősen mállott szakasz; 9 – erősen bontott (omló) zóna; a – cementkitöltés; b – beléscső. A földtani (baloldalon) és a lyukszerkezeti (jobboldalon) mélységadatok a fúrás 0 m-től m-ben, a fűrőlyuk és a (külső/belső) beléscsőátmérők (középen) mm-ben vannak megadva

Rotaqua completed Boreholes Üh-26, Üh-28, Üh-30, Üh-36 and Borehole Group Üh-31 in a 1572.53 running m length, whereas Geoprosper Ltd. carried out Boreholes Üh-25, Üh-27, Üh-29, Üh-37 and Borehole Groups Üh-32 and Mó-7 in a 1723.64 running m length. Geoprosper Ltd. used Wirth B0/B1A, B1A and B1A/B2A drilling rigs whereas Rotaqua Ltd. drilled with Wirth B1E, B2A, Ingersoll Rand T4W, URB-2A and SKB-4 drilling rigs. In shallower depths the drilling technology was conventional, but in deeper boreholes wireline core drilling technology was used.

The basic dataset of the completed boreholes is shown in Table 1 whereas Table 2 shows the sections of boreholes, the top of the bedrock and the data on groundwater table.

The depth of the bottom of boreholes always reached and sometimes passed the planned depths. In the 6 of the 8 deep boreholes (Üh-25–30 and 36–37) the overstep was less than 1 m. In case of Borehole Üh-27, in which volcanic dyke rocks were reached 1 m above the planned bottom, the borehole was drilled down to 411.1 m instead of 400 m. In the case of Borehole Üh-36 the aim of the deeper drilling was to intersect the fracture zone, so the borehole became 5.34 m deeper. With the accessory wells drilled for hydrogeological observation the depth of the borehole was dependent on the depth of the water table. The depths of these wells were as anticipated. The depth of the central boreholes in the borehole groups was 50 m, in accordance with the plans (the Üh-31A was only 36.60 m deep). With the borehole groups the accessory boreholes became deeper than that had been

planned. Instead of 20 m these latter became 30–43 m deep. Instead of 330 m the total length of the borehole groups became 420.71 m.

The boreholes were geodetically surveyed just after the beginning of their drilling. At the given moment the top of the pipe was measured; its relation to the borehole 0 m was determined based upon the results of technical supervision documentation.

The boreholes were drilled dry in the uppermost section where the sediment was loose and in those sections of the granite body where it was completely fractured, whereas in the weathered and fresh granite body (*i.e.* in the hard rocks) fluid flushing was used. The dry-drilled boreholes were drilled with a simple core barrel, whereas the flushing ones with a double-wall core barrel.

4 boreholes (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A and Üh-36A — Figures 1 and 4) were completed in the vicinity of 4 boreholes in hilltop and hillside positions (Üh-25, Üh-26, Üh-28 and Üh-36); they were also completed vertically at the inclined boreholes Üh-25 and Üh-36) for reliable groundwater observation. Down to the hard granite the borehole was penetrated with coring then by noncoring technique. In the main boreholes the cored section of the accessory borehole proceeded with noncoring technique in compliance with the planned diameter of casing. In the case of Üh-27 this borehole was substituted with Üh-6, drilled in 1997. In the cases of two boreholes drilled at the bottom of the valley the groundwater table was close to the

Table 1. Basic dataset on the boreholes drilled during near-surface exploration

Borehole		EÖV coordinates		Z (m asl)		Bottom depth (m)	Firm	Date of the beginning of drilling	Date of reaching the bottom depth	Date of the end of exploration
code	type	Y (m)	X (m)	mouth altitude	borehole 0					
Üh 25	inclined 173/63°	615,986.44	95,244.61	278.086	278.012	300.65	G	05/07/2002	26/10/2002	06/11/2002
Üh 25A	hydr. monit.	616,008.78	95,197.60	280.138	279.662	100.45	G	16/06/2002	02/07/2002	06/07/2002
Üh-26	vertical	615,948.11	94,710.39	284.137	284.307	400.60	R	17/06/2002	12/08/2002	12/09/2002
Üh-26A	hydr. monit.	615,941.98	94,717.38	283.966	284.062	80.00	R	10/06/2002	17/06/2002	18/06/2002
Üh-27	vertical	615,950.57	95,456.28	276.345	276.052	411.11	G	19/06/2002	21/08/2002	21/08/2002
Üh 28	vertical	615,727.32	95,011.43	270.084	269.666	300.60	R	17/07/2002	24/10/2002	29/10/2002
Üh 28A	hydr. monit.	615,719.27	95,017.29	270.008	269.931	64.66	R	18/07/2002	24/07/2002	27/07/2002
Üh 29	vertical	615,537.34	96,431.21	160.576	160.566	300.38	G	20/08/2002	23/10/2002	27/11/2002
Üh 30	vertical	616,867.35	95,830.39	166.755	166.497	300.33	R	03/08/2002	22/10/2002	22/11/2002
Üh-31A	shallow	616,473.03	96,921.85	157.142	157.226	36.60	R	10/06/2002	20/06/2002	23/06/2002
Üh-31B		616,482.10	96,925.79	157.259	157.356	40.00	R	27/06/2002	07/07/2002	11/07/2002
Üh-31C		616,474.69	96,911.76	157.285	157.356	33.40	R	12/07/2002	23/07/2002	25/07/2002
Üh 32A	shallow	614,925.39	96,154.20	157.609	157.648	50.04	G	11/06/2002	26/06/2002	19/07/2002
Üh 32B		614,918.65	96,141.84	157.786	157.718	30.00	G	20/07/2002	27/07/2002	29/07/2002
Üh-32C		614,936.80	96,159.10	157.676	157.638	32.55	G-R	29/07/2002	10/09/2002	22/09/2002
Üh-32D		614,922.39	96,166.19	157.405	157.228	40.00	G	08/08/2002	19/08/2002	20/08/2002
Üh-36	inclined 183/59°	616,137.67	95,289.73	238.006	238.006	255.34	R	30/11/2002	18/01/2003	30/01/2003
Üh-36A	hydr. monit.	616,131.86	95,263.26	234.448	234.448	61.00	R	25/11/2002	28/11/2002	29/11/2002
Üh 37	vertical	615,845.28	95,670.71	269.620	269.497	300.34	G	25/11/2002	13/01/2003	20/01/2003
Mó 7A	shallow	617,757.35	95,962.13	144.023	143.390	50.04	G	01/07/2002	14/07/2002	20/07/2002
Mó 7B		617,776.53	95,957.10	141.902	141.911	42.57	G	05/09/2002	17/09/2002	22/09/2002
Mó-7C		617,784.26	95,970.49	142.366	142.360	34.01	G	23/09/2002	03/10/2002	05/10/2002
Mó-7D		617,791.67	95,958.79	141.143	141.090	34.05	G	06/10/2002	14/10/2002	16/10/2002

G = Geoprosper Ltd.; R = Rotaqua Ltd.; hydr. monit. = hydrogeological monitoring well; vertical = vertical borehole.

Table 2. Sections of the boreholes, and data on the top of the bedrock and water levels

Group	Borehole code	Type	Bottom depth (m)	Drilling method			Top of bedrock depth	m asl	Groundwater table depth	m asl
				noncoring	dry	with flushing				
Boreholes on the Site	Üh-25	inclined	300.65	87.25	–	213.40	61.0	217.0		
	Üh-25A	hydr. monit.	100.45	28.16	72.29	–	54.7	225.0	77.78	201.88
	Üh-36	inclined	255.34	29.06	–	226.28	27.6	210.4		
	Üh 36A	hydr. monit.	61.00	61.00			19.3	215.1	46.26	188.19
Boreholes in the surrounding of the Site	Üh-26	vertical	400.60	36.04	–	364.56	51.1	233.2		
	Üh-26A	hydr. monit.	80.00	30.67	49.33	–	49.3	234.8	66.99	217.07
	Üh 27	vertical	411.11	75.38		335.73	57.5	218.6		
	Üh 28	vertical	300.60	39.80		260.80	45.0	224.7		
	Üh-28A	hydr. monit.	64.66	18.75	45.91	–	43.8	226.1	51.24	218.69
Boreholes in valleys	Üh-37	vertical	300.34	–	90.00	210.34	55.8	213.7	79.82	189.68
	Üh 29	vertical	300.38	0.13	31.88	268.37	4.2	156.4	0.33	160.24
	Üh 30	vertical	300.33		7.15	293.18	1.4	165.1	5.81	160.69
Borehole groups	Üh-31A	shallow	36.60	8.05	9.85	18.70	8.2	149.0	1.29	155.94
	Üh-31B		40.00	–	18.20	21.80	6.9	150.5	1.63	155.73
	Üh 31C		33.40		19.90	13.50	7.2	150.2	1.23	156.13
	Üh 32A	shallow	50.04		13.07	36.97	5.2	152.4	0.77	156.88
	Üh-32B		30.00	0.04	11.88	18.08	4.6	153.1	1.02	156.70
	Üh-32C		32.55	0.37	5.05	27.13	2.6	155.0	0.77	156.87
	Üh 32D		40.00		14.38	25.62	5.1	152.1	0.36	156.87
	Mó 7A	shallow	50.04		18.06	31.98	6.4	137.0	3.53	139.86
	Mó-7B		42.57	6.00	14.53	22.04	5.3	136.6	2.10	139.81
	Mó-7C		34.01	3.06	14.39	16.56	5.8	136.6	3.06	139.30
Mó 7D	34.05		0.94	15.87	17.24	5.0	136.1	1.98	139.11	
Total			3,298.72	424.70	451.74	2,422.28	533.0			

Depth of the top of the granite and groundwater table measured from the borehole 0 m; hydr. monit. = hydrogeological monitoring well; vertical = vertical well. The groundwater table of the single borehole groups was measured on the same day.

surface, so a separate borehole was not necessary. In the case of Borehole Üh-36A the uppermost loose beds were drilled dry by spiral drill technology, instead of core drilling; this provided possibilities for approximate evaluation. In the case of Borehole Üh-37, a borehole with an “A” sign was not drilled (because of the short time available), but the deep borehole itself was penetrated dry down until 10 m below the anticipated groundwater table even in the granite body.

The sections of the cored boreholes in the hard granite body were drilled with a conventional or wireline diamond drilling technique with a double wall. The final diameter of Boreholes Üh-25 – Üh-28 and Üh-37 was 96 mm (HQ), and 76 mm (NQ) for Boreholes Üh-29, Üh-30 and Üh-36. In the case of the latter a hole enlargement close to the bottom was saved due to the drilling with a narrower diameter in the fractured zone after the casing.

The planned core recovery was 95% for the total length of all boreholes and at least 70% by trippings. The exceptions were the loose sections for which the core recovery was at least 50%. The previously described instruction was complied with almost perfectly (Table 3). This instruction was observed in all important boreholes drilled in the granite body with the exception of the strongly fractured, several m thick sections of Boreholes Üh-31A, Mó-7B and Mó-7D. The core recovery of Borehole Üh-37 was also low in the sections drilled dry and this was due to two factors. First, compaction and welding caused by the technology was ob-

served in several sections of the uppermost sediments so that the core material became pressed and shorter. On the other hand, in the section between 62.06 and 90.00 m the granite was drilled dry with air flushing for sampling the undisturbed water. This particular technique also produced a worse core recovery at the beginning of the section, but at its end almost 100% of core recovery was reached.

The boreholes were basically drilled with water flushing. For this purpose the water of a previously appointed well was used. It was Well No. 4 of the Bátaszék Waterworks (the Borehole Bátaszék K-43) which was also used for the 1998–1999 explorations. The water of this well originates from old, Upper Pannonian sediments, and its composition is similar to the ground water of the Site, so it does not shift the results. During the penetration of the loose zone a special flushing fluid was used (with a stabilising additive). This material was, similarly to the previous exploration, the rhodopol (xanthan) which was developed by the plant of the Hungarian Oil Co., Szolnok. This material decays due to bacterial activity. After the loose zones water was used again. Tracer material was added to the water continuously (in the deep wells and shallow borehole groups uranine, and sodium-bromide, respectively). Its purpose was to be able to determine the ratio of the flushing fluid during water sampling.

The loose overlying beds and the collapsing zones were secured by telescopic casing. Where possible, the casing sections above the collapsing zones were rescued (with twisting or cutting) after finishing drilling.

Table 3. The core recovery of the boreholes of near-surface exploration

Borehole		Sections with different technologies					Collapsing zones		Sections without collapsing zones			Total core drilling
		full section	dry core drilling		flushed core drilling				flushed core drilling		total core drilling	
code	bottom depth (m)	length (m)	length (m)	core recovery (%)	length (m)	core recovery (%)	length (m)	core recovery (%)	length (m)	core recovery (%)	core recovery (%)	core recovery (%)
Üh-25	300.65	87.25	–	–	213.40	98.75	25.40	92.56	188.00	99.59	99.59	98.75
Üh 25A	100.45	28.16	72.29	95.99							95.99	95.99
Üh 26	400.60	36.04			364.56	95.76	91.36	90.73	273.20	97.44	97.44	95.76
Üh-26A	80.00	30.67	49.33	100.0	–	–	–	–	–	–	100.0	100.0
Üh-27	411.11	75.38	0.00	–	335.73	99.28	14.62	96.37	321.11	99.41	99.28	99.28
Üh 28	300.60	39.80			260.80	97.27	57.70	91.84	203.10	98.82	98.82	97.27
Üh 28A	64.66	18.75	45.91	98.56							98.56	98.56
Üh-29	300.38	0.13	31.88	85.92	268.37	98.51	25.17	100.0	243.20	98.36	96.91	97.17
Üh-30	300.33	–	7.15	100.0	293.18	97.06	40.91	88.85	252.27	98.39	98.44	97.13
Üh 31A	36.60	8.05	9.85	100.0	18.70	93.16	1.70	42.35	17.00	98.24	98.88	95.52
Üh 31B	40.00		18.20	100.0	21.80	98.49	5.10	95.69	16.70	99.34	99.68	99.18
Üh-31C	33.40	–	19.90	100.0	13.50	98.59	5.30	97.92	8.20	99.02	99.72	99.43
Üh-32A	50.04	–	18.21	86.71	31.83	97.64	–	–	31.83	97.64	93.67	93.67
Üh 32B	30.00	0.39	17.68	90.33	11.93	100.00			11.93	100.00	94.22	94.22
Üh 32C	32.55	0.37	5.05	78.02	27.13	95.25			27.13	95.25	92.54	92.54
Üh-32D	40.00	–	14.38	100.0	25.62	96.02	–	–	25.62	96.02	97.45	97.45
Üh-36	255.34	29.06	–	–	226.28	98.71	19.72	85.34	206.56	99.98	99.98	98.71
Üh 36A	61.00	61.00										
Üh 37	300.34		90.00	72.32	210.34	99.75			210.34	99.75	91.53	91.53
Mó-7A	50.04	–	22.15	93.05	27.89	98.67	3.28	91.46	24.61	99.63	96.51	96.18
Mó-7B	42.57	6.00	14.53	99.04	22.04	87.25	3.02	54.30	19.02	92.48	95.32	91.93
Mó 7C	34.01	3.06	14.39	90.27	16.56	98.49			16.56	98.49	94.67	94.67
Mó 7D	34.05	0.94	15.87	96.50	17.24	92.90			17.24	92.90	94.60	94.60
<i>Total</i>	<i>3,298.72</i>	<i>425.05</i>	<i>466.77</i>		<i>2,406.90</i>		<i>293.28</i>		<i>2,113.62</i>			

After the drilling was finished all the boreholes were completed to groundwater observation wells. In the case of deep boreholes a concrete shaft was built onto the mouth of the well. The concrete shaft was closed by a cover with a special lock. The major pipe, until the installation of the multi-packer system, was equipped with a closing cap. During construction of the shallow and the hydrogeological observation wells, protecting pipes and closing cups were put in place and protecting barriers were built. They were established for all boreholes (for the wells used in tracer experiments they were mounted after the tests). Afterwards a permanent point (usually hilti nail) was established in the concrete shaft or fixed in the concrete surrounding shallow boreholes in order to perform their geodetic survey. In the frame of monitoring continuous instrumental water level recording was performed in each well that was completed of boreholes.

Technical supervision of the boreholes

The drilling of the boreholes was supported by the technical supervision of Golder Associates (Hungary) Ltd. during the whole exploration by recording all the events which occurred during drilling. Its results are shown in the drilling-technological documentation which was carried out for every single borehole.

The aim of technical supervision is to guarantee that the drilling of boreholes and the studies therein reach the re-

quired quality. Its general role is to control and assure the quality of the drilling and the works associated with to the drilling, to guarantee the level of research carried out in different periods of the work, to ensure the appropriate order and duration, and to oversee the exact and reliable completion of the tasks according to the plans. This function claimed continuous technical supervision. The technical supervisor was on site in the case of every operation carried out during drilling and was familiar with the round-the-clock work routine.

During earlier investigations (between 1996 and 1999) the technical and documentation procedures adopted were developed by the Golder Associates GmbH (Germany) for the Morsleben geological exploration (carried out for the repository of low- and intermediate-level radioactive waste). They were adapted for Hungarian needs (TUNGLI, GYALOG 1997). At that time the aim was to achieve a supervision and documentation system during drilling which would correspond to international norms. This routine became well-known through the project organisation American Quality Assurance/Quality Control (QA/QC).

This principle was also used during this exploration. The task of the quality control of the Golder Associates was as follows: to organise, control and harmonise the work of the personnel, participating in the implementation and the research, so as to achieve appropriate quality and quality control; to collect and arrange all the data and information detected during

the exploration which could be of significance later; and to record all the phases of the work in detail for complete reconstruction of all phases subsequently, if necessary.

The technical supervision was carried out by an independent team composed of technicians and engineers. Compared to previous phases the exploration of 2002–2003 was much more significant. The high amount of boreholes, the large dataset and the short time available required the modification of technical supervision and its system. A new organisational conformation was carried out. In this frame a management body called Technical Control Supervision (TCS) which included several highly-qualified engineers was appointed; of the most senior among its members was the chief of technical supervision). The major tasks of the TCS were:

- to organise and supervise the work of technical supervisors;
- to prepare reports and different statements;
- to secure mutual data exchange among the different working groups;
- to compile and make the final documentation;
- to confirm the execution of research tasks and the amount of material used;
- to keep continuous contact with the contractors and the heads of the exploration;
- to take part in the co-ordination of the fieldwork and in scheduling the daily research activities.

The documentation made by the technical supervisor was composed of daily reports and other general documents which contained:

- continuous documentation of all events at the borehole in chronological order;
- technical data related to the drilling;
- preliminary documentation of the drilling core and the experience gained during core treatment;
- first geotechnical qualification of the drilling core (by RQD and Kiruna methods);
- changes in the basic parameters of drilling;
- lists of planting the casing and other tools;
- amount, composition and circulation of the flushing fluid used for the drilling;
- control of competence of other different activities;
- completed work and the amount of used materials;
- documentation of the well completion, the construction of well head and well head secure cellar;
- report of landscaping.

Solving specific technical problems

During the drilling of the boreholes the objects remaining in the hole had to be saved and the loose zones, after penetrating, had to be closed out.

Rescue plans were needed to deal with the technical accidents which occurred during the exploration. Four well-defined groups of the rescue can be distinguished.

The first group involved the break of HQ drive-pipes during flushed core drilling (*e.g.* in case of Borehole Üh–26). The rescue attempts associated with these acci-

dents were carried out successfully over several hours by fishing tap, or by an HQ conical rotating joint.

The second type of accident is associated with the dry core drilling of the uppermost, loose sedimentary cover (*e.g.* in the case of Borehole Üh–32D). Usually smaller units, mainly tungsten-carbide insert crowns or its pieces, remained in the hole. In these cases the hole was broadened by a larger driller, then the pieces of the tool which remained on the bottom of the hole were drilled. By this method the metal pieces to be rescued and the debris were also brought to the surface. These attempts required a longer time but in all cases could be finished in one shift.

The third type of accident happened during the dry enlargement of the diameter of the holes in the loose overlying beds (*e.g.* in case of Borehole M6–7A). In shallow depths the enlargement of the diameter was carried out by a spiral bit/rotary drill with a large diameter. In several cases the pinching was followed by the breakage the tool. The broken spiral bit was drilled around by a toothed casing shoe using flushing. Then the pieces were brought out with the help of a boot-jack in order to protect the pipe. After this the casing equipped by the toothed drive shoe was recovered. This attempt lasted one or two days.

Only one event belongs to the fourth group. During HQ core drilling the tool jammed and the driller could not pull it out (in case of Borehole Üh–32D). The salvage of the tool could only be carried out by hydraulic elevator, which caused two days of delay.

For *penetrating the collapsing zones* of the boreholes the tamping method used earlier (*i.e.* for stabilisation of the wall of the hole by laitance) was not applied in this phase of the exploration. For the penetration of those zones which caused technological difficulties the previously mentioned flushing fluid with a biopolymer basis was used. The exclusion of the collapsing zones and of the zones above and below them was assured by the fixture of a slitted technical device. Following the construction of the wells the technical devices were unscrewed or cut at the previously allocated points, and the sections above the cut were brought to the surface; only the slitted devices remained in the hole (Table 4).

The *slitted technical casing* was equipped by a releaser (a spacer with a large lead/pitch) which later allowed the unscrewing of the pipe at a certain point and the raising of its upper parts. The technical casing was unscrewed once in Borehole Üh–25 and twice in Boreholes Üh–29 and Üh–30. In the case of Borehole Üh–25 the technical casing (the size of which was 114/102 mm) was left in the borehole in the section between 210.71 and 228.20 m. In Borehole Üh–29 the 89/78 and 140/125 mm technical pipes were left between 200.20 and 231.30 m and 77.81 and 96.97 m, respectively. In the case of Borehole Üh–30 the 89/78 mm and 132/124 mm technical pipes remained in the hole between 207.35 and 240.00 m and 49.96 and 82.00 m, respectively.

Pipe-cutting was carried out with the same purpose when it was impossible to unscrew the pipes at the releaser. The pipe was cut once in Borehole Üh–26, twice in Üh–28, once in Üh–30 and twice in Üh–36. In Borehole Üh–26 the section

Table 4. Completion of the boreholes to wells

Borehole code	Pipe diameter (mm)	Length of slitted pipe (m)	Procedure for the exclusion of the section	Excluded section (from to)
Üh-25	114/102	17.49	unscrewing	210.71–228.20
Üh 26	114/100	61.12	pipe cutting	207.83–268.95
		8.36	inlay	180.54–188.90
Üh 28	89/78	25.51	inlay	297.05–322.56
	114/102	24.00	pipe cutting	227.48–251.48
Üh-29	140/125	9.00	pipe cutting	137.01–146.01
	89/78	31.10	unscrewing	200.20–231.30
Üh 30	140/125	19.16	unscrewing	77.81–96.97
		12.55	fixture by springs	178.93–191.48
	89/78	32.65	unscrewing	207.35–240.00
	132/124	32.04	unscrewing	49.96–82.00
Üh-36	114/100	42.58	pipe cutting	140.00–182.58
	89/78	20.24	pipe cutting	220.95–241.19
	114/98	9.00	pipe cutting	79.33–88.33

of the 114/100 mm pipe between 207.83 and 268.95 m remained in the hole after cutting. In Borehole Üh–28 the section between 227.48 and 251.48 m remained in the hole from the lower, 114/102 mm technical pipe, whereas with the one from the upper 140/125 mm this was the case in the section between 137.01 and 146.01 m. In Borehole Üh–30 the section between 140.00 and 182.58 m was left in the hole from the lower, 114/100 mm technical pipe. In Borehole Üh–36 the section between 220.95 and 241.19 m remained in the hole from the lower, 89/78 mm technical pipe, whereas with the one from the upper 114/98 mm this was the case in the section between 79.33 and 88.33 m.

The *posteriorly developed liners* (slitted casing fixed specially) were applied for the close out of the collapsing zones during the final completion of the hole structure, using the following two methods:

The slitted casing was fixed by a spring centring machine in Borehole Üh–30. It was necessary because the 114/100 mm slitted technical casing got jammed at 182.58 m, so almost 9 m remained opened from the section which should have been excluded. A 12.55 m long 89/78 mm slitted casing was installed between 178.39 and 191.48 m. The centring machine was pressed to the wall of the 96 mm wide hole and fixed the casing at the exact point. The overlap between the two pipes secured the penetrability of the hole.

In Borehole Üh–26 a completely new casing inlay technique was applied. Essentially an approximately 10 cm wide and several mm deep cutting was made in the sidewall of the borehole with a special side-cutting tool. A coupling equipped by a spreader and three cocks were fixed to the end of the slitted casing. The head pushed the cocks into the cuts with the spreader at the given section. Then the head was de-coupled and brought to the surface (the casing can be brought to the surface with an appropriate tool later if it is necessary). A 25.51 m long, 89/78 mm slitted casing was installed into the borehole at the lower part, between 297.05 and 322.56 m, where the hole diameter was 96 mm, whereas in the upper part, between 180.54 and 188.90 m, a 8.36 m long 114/100 mm slitted casing was installed.

This technique worked well in practice. However, it cannot be applied securely if another drilling tool is used in the borehole after the installation, *e.g.* for cleaning the hole. Due to shaking and beating (which are caused by the tools) the casing could move. This happened even in case of this borehole, but fortunately the measurements could be carried out in it, and the multi-packer survey system could also be installed.

Examination of boreholes

Well-logging, hydrodynamic testing and water sampling were carried out in the boreholes. After finishing drilling, tracer and interference studies alongside additional down-hole geophysical measurements, and also cross-hole seismic measurements were carried out. Geological and tectonic logging, core scanning and — partly — geotechnical documentation of the cores were completed.

Well-logging and hydrodynamic scan tests were always carried out in the sections which were then open, when the drilling was interrupted for different reasons or when the drilling was completed. Complex geophysical well-logging was carried out along the whole section of the borehole, whereas acoustic well-logging was performed in the bedrock. The heat-pulse flowmetry (HPF) was made only in the vertical boreholes, mainly in the bedrock (SZONGOTH *et al.* 2004). Among the hydrodynamic tests carried out by Golder Ltd. scan tests were also made in the deep boreholes and the borehole groups. Detailed tests and water sampling were carried out based on the results of scan tests and HPF-measurements (BALLA, MOLNÁR 2004). In the shallow boreholes absorption testing and water sampling were carried out.

After finishing the drilling, multi-packer hydrodynamic interference tests were carried out between the boreholes in the Site with three different marker boreholes (Üh–5, Üh–2 and Üh–27). In the case of the borehole groups, tracer test were carried out by tracers (Borehole Groups Üh–31, Üh–32 and Mó–7 — BALLA, MOLNÁR 2004).

There were complementary geophysical survey in the boreholes and cross-hole seismic tomography. Of them ELGI (Geophysical Institute of Hungary) conducted seismic (PSQ/PQ) and radar measurements in the borehole and cross-hole velocity and absorption tomography (TÖRÖS et al. 2004).

In situ fragmentation measurements (RQD and Kiruna measurements) were carried out on the drill core material, as part of the technical supervision. During the processing of the drilling core the Geological Institute of Hungary (MÁFI) carried out detailed geological logging along the whole profile, tectonic logging of the bedrock, and core scanning in sections that had not been completely destroyed (GYALOG et al. 2004). Following these analyses MÁFI carried out systematic hydrogeological measurements in all boreholes which were transformed into wells, in the framework of long-term monitoring (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004).

Summary

During the ground-based geological exploration in 2002–2003 some 23 boreholes were completed. Their penetration had several objectives including the enhancement of the accuracy of the fracture zone revealed formerly by the borehole Üh–2, enlargement of the Site, observation of groundwater level in boreholes on hilltop, investigation of subsurface zones below valleys and determination of transport parameters of the granite.

The fracture zone of the Borehole Üh–2 was studied by two boreholes (Üh–25 and Üh–36) inclined inversely to the estimated dip of the fault zone. Both boreholes penetrated the fracture zone proving it and really enhancing the accuracy of its position. Initially, the boreholes drilled for enlarging the Site (Üh–26, Üh–27 and Üh–28) provided informa-

tion in three directions on the enlarged area. Borehole Üh–37 was completed for further extension of the Site and north of Borehole Üh–27 furnishing the most promising data by penetrating a monzonite rock sequence of harder mechanical properties. Of the 6 boreholes on hilltop some four ones were supplemented by groundwater observation wells (Üh–25A, Üh–26A, Üh–28A and Üh–36A). Concerning the investigation of subsurface zones below valleys 2 boreholes (Üh–29 and Üh–30) were set up in the zone of upward flow near the valley floor. In order to determine transport parameters 3 borehole groups were completed with one central and 2–3 accessory boreholes by group (Üh–31A–C, Üh–32A–D, M6–7A–D).

Of the 3298.72 running m drilling 424.7 m, 451.74 m and 2422.28 m were penetrated by noncoring, dry and flushed coring techniques, respectively. They drilled 533.0 m and 2765.7 m Quaternary overlying beds and basement rocks (granite complex), respectively. Core drilling proceeded in overlying beds by using traditional techniques with single-wall core pipe equipped by hard metallined crown, whereas traditional or wireline double-wall diamond bore technique was applied in the hard granite complex. Core recovery never remained below 90%, it was mainly 95%.

Drilling activities were supported by technical supervision with the registration of each event occurring during drilling. The technical supervisor was continuously available in the site where drilling activities proceeded adapting to the 24 hour working regime of the contractor. During drilling activities there was a need to rescue the objects left behind in the hole, exclude the zones loosened after penetration and ensure the possibility of detailed post-drilling study of the boreholes.

Both during and after penetration diverse geophysical, hydrogeological and geological-tectonic studies on drill cores were completed.

References — Irodalom

- BALLA, Z. 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site. (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). — *Annual report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 59–89.
- BALLA, Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing at the Bataapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [Kútvizsgálatok a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG, L., TUNGLI, GY. 2000: Exploration drilling at the Üveghuta site – problems and experience. (Kutatófúrások mélyítése az üveghutai telephelyen – problémák és tapasztalatok.) — *Annual report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 90–116.
- GYALOG, L., HAVAS, G., MAROS, GY., TURCZI, G., SZEBÉNYI, G. 2004: Geological-tectonic documentation in the Bataapáti (Üveghuta) site [A földtani dokumentálás rendszere a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MEZŐ GY., SZILÁGYI G., KOVÁCS L. 1998: Az üveghutai kutatási terület hidraulikai és transzportmodelljének folyamata és eredményei. Kutatási jelentés (BKMI) (in Hungarian: The process and results of the hydraulic and transport modelling ex-

- periments at Üveghuta Site). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MEZŐ GY., SZILÁGYI G., KOVÁCS L. 1999: Az üveghutai kutatási terület hidrodinamikai modellezésének kiegészítése az új mélyfúrások és az interferencia vizsgálatok eredményei alapján (in Hungarian: Complementation of hydrodynamic modelling based on the results of new drill boreholes and interference analyses). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI Á., HORVÁTH I., MARSÓ K., NAGY P., Ó. KOVÁCS L., SZŐCS T., TÓTH GY. 2004: Hydrogeological monitoring system at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Vízföldtani megfigyelőhálózat a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SZONGOTH, G., ZILAHÍ-SEBESS, L., SZÜCSI, P. 2004: Well logging at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TÖRÖS, E., PRÓNAY, Z., NEDUCZA, B., HERMANN, L., ZILAHÍ-SEBESS, L., SZÜCS, I., MENYHEI, L., GACSÁLYI, M. 2004: Complementary ground-based and borehole seismic and radar survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Kiegészítő felszíni és lyukbeli szeizmikus és radarmérések a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TUNGLI, GY., GYALOG, L. 1997: Drilling of the Üveghuta, Udvari and Diósberény boreholes, technical control and quality assurance. (Az üveghutai, udvari és diósberényi fúrások mélyítése, műszaki ellenőrzés és minőség-biztosítás.) – *Annual report of the Geological Institute of Hungary, 1996 (II)*, pp. 317–332.

Fúrások mélyítése a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

GYALOG LÁSZLÓ¹, SZEGŐ ISTVÁN²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.



T á r g y s z a v a k : Délkelet-Dunántúl, folyamatok, fúrások, fúrás mélyítés, Magyarország, minőségellenőrzés, módszerek, Mórággyi-rög

Összefoglalás

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során 23 fúrás mélyült. Mélyítésük több, különböző cél elérése érdekében történt (az Üh-2 fúrással korábban feltárt töréses öv helyzetének pontosítása, a telephely bővítése, a dombtetőn mélyült fúrások talajvízszintjeinek megfigyelése, a völgyek alatti térrészek kutatása, a gránit transzportparamétereinek meghatározása).

Az Üh-2 fúrás töréses övét két, a töréses öv várható dőlésével ellentett dőlésű ferdefúrással (Üh-25 és Üh-36) kutattuk meg. Mindkét fúrás harántolta a töréses övet, ezáltal igazolta azt és pontosította helyzetét. A telephely bővítésére mélyült fúrások (Üh-26, Üh-27, Üh-28) először 3 irányban adtak megnagyobbított területről adatokat, a legígéretesebb (a kőzetmechanikailag jobb monzonitos kőzetcsoportot harántolt) Üh-27 fúrástól É-ra a terület további kiterjesztése céljából mélyült az Üh-37 fúrás. A 6 dombtetői helyzetben mélyült fúrásból 4 mellett külön talajvíz-megfigyelő fúrás is mélyült (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-36A). A völgyek alatti térrészek kutatására két fúrást (Üh-29 és Üh-30) mélyítettünk a feláramlási zónában, völgytalpához közeli helyzetben. A transzportparaméterek meghatározására völgyekben 3 fúrás csoportot mélyítettünk, csoportonként egy központi és 2–3 mellékfúrással (Üh-31A–C, Üh-32A–D, Mó-7A–D).

A 3298,72 m fúrásból 424,70 m teljes szelvényrel, 451,74 m száraz, 2422,28 m öblítéses magfúrással mélyült. Ebből 533,0 m negyedidőszaki fedőüledéket, 2765,7 m alaphegységi kőzetet (gránitot) harántolt. A magfúráásokat a fedőüledékben hagyományos technológiával, szimplafalú magcsővel, keményfémbetűtes koronával, a kemény gránittestben hagyományos vagy gyorsmagszedős (wireline), duplafalú gyémántfúrási technológiával mélyítettük. A magkihozatal a 90%-ot minden esetben, a 95%-ot a fúrások többségében meghaladta.

A fúrások kivitelezését műszaki ellenőrzés segítette, a fúrásoknál történt valamennyi esemény rögzítésével. A műszaki ellenőr minden fúrási tevékenységgel járó munka esetén a fúrási vállalkozó 24 órás munkarendjéhez alkalmazkodva folyamatosan a helyszínen tartózkodott. A fúrások mélyítése során meg kellett oldanunk egyes, lyukban maradt tárgyak kimentését, valamint az omló zónáknak a harántolás utáni kizárását, egyúttal a lehetőségekhez képest minél részletesebb utólagos vizsgálatukat.

A fúrásokban részben mélyítésük során, részben befejezésük után, valamint a fúrómagokon sokrétű geofizikai, vízföldtani és földtani-tektonikai vizsgálat történt.



Bevezetés

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely 2002–2003. évi felszíni földtani kutatása során összesen 23 fúrás mélyült (BALLA et al. 2003) a Magyar Állami Földtani Intézet szakmai irányításával. A fúrásokban — mélyítésük során és részben ez után — változatos geofizikai, hidrogeológiai, földtani és szerkezeti vizsgálatokat folytattunk le.

A fúrások mélyítésének célja

A fúrások mélyítése és vizsgálata a vízföldtani kép kutatása, valamint a telephely körzetének jobb földtani megismerése céljából történt. A kutatás célja szerint négy fúrás csoportot különíthetünk el, ezek céljai az alábbiak:

- az Üh-2 fúrással feltárt töréses öv helyzetének pontosítása,
- a telephely bővítése,
- völgyek alatti térrészek kutatása,
- transzportparaméterek meghatározása.

Ezen kívül külön fúrás csoportként is értelmezhetjük a dombtetőn mélyült fúrások talajvízszintjeinek megfigyelé-

sére, a nagy fúrások mélyítése előtt, szárazon lemélyített talajvíz-megfigyelő fúrásokat. A két ütemben megvalósult fúrások helyszínrajzát az 1. ábra mutatja be.

Az Üh-2 fúrás töréses öve

Az Üh-2 fúrás 1997–98-ban egy nagy töréses zónát harántolt kb. 341 m-től, és abban is állt le 381,90 m-ben (BALLA 2000; GYALOG, TUNGLI 2000). Ez a zóna egyúttal hidrodinamikai potenciálmínimumként is jelentkezett. A töréses öv helyzetének pontosítására, dőlésszögének meghatározására és kapcsolatának tisztázására a hidrodinamikai minimummal két ferdefúrás mélyítettünk: az első ütemben az Üh-25, a másodikban az Üh-36 jelűt (1. és 2. ábra).

Az Üh-25 ferdefúrás közel D felé irányuló, függőlegestől közel 30°-kal eltérő dőléssel (173/63°) 300,69 m-ig mélyítettük. Az előzetes adatok szerint az volt várható, hogy az Üh-25 fúrás a kérdéses töréses övet 200–250 m-ben harántolja. Ténylegesen a fúrás 216–227 m-ben harántolt egy töréses övet. A fúrásban potenciálmínimum is jelentkezett, igaz, nem esett pontosan a töréses övre. Az Üh-2 és Üh-25 jelű fúrásoktól kb. 550 m-re KÉK-re, az Éva-völgyében 750 m hosszú kutatóárokot (A1 árok) mélyítettünk, amely a völgytalpon tárta fel a gránittestet. A kutatóárok középső szakaszán egy 8 m széles töréses övet harántolt, amelynek csapása szintén egybeesik a feltételezett töréses zóna csapásával. A három, különböző ponton feltárt töredett közettest ugyan összeszerkeszthető egy síkba, az azonban nem igazolható, hogy ugyanahhoz a töréses zónához tartoznak. Ennek igazolására a kapott három harántolási pont közé még egy negyediket tartottunk szükségesnek, ezért egy újabb ferdefúrás (Üh-36) telepítettünk.

Az Üh-36 ferdefúrás az első ütemben mélyített fúrások befejezése után, közel D felé irányuló, függőlegestől közel 30°-kal eltérő dőléssel (183/59°) 255,34 m-ig mélyítettük. A fúrás feladatát elsősorban abban láttuk, hogy a töréses öv térbeli elhelyezkedésének megismeréséhez adjon információt, valamint a már megismert hidrodinamikai minimum földtani kapcsolatát jobban megismerjük, s ezáltal képet alkothassunk a jelenség valószínű hatásáról a tároló biztonságára. A fúrás valóban harántolt egy töréses övet, ha nem is pontosan az előzetesen várt mélységben (kb. 150 m-től), hanem mintegy 70 m-rel mélyebben, 223,9–235,1 m között. Az Üh-36 fúrásban tapasztalt mélységeltérés egyúttal azt jelentette, hogy a két fúrással feltárt töréses öv nem csatlakoztatható közvetlenül az A1 árok legnagyobb töréses övére.

A telephely bővítése

A telephely alakjához és méretéhez eredetileg alapul vett 300×600 m-es téglalap (BALLA 2000) az újabb telepítési koncepciók fényében kicsinek bizonyult, ezért szükséges volt a kutatási terület bővítése. Ezen célból az első ütemben három függőleges fúrás mélyítettünk, amelyet ezek tapasztalatai alapján a negyedik, az Üh-37 egészített ki (1. és 3. ábra). A fúrások helye, telepítésének oka és mélysége az alábbiak voltak:

— az Üh-26 fúrás az Üh-5 fúrástól 150 m-re D-re, az 1997. évi refrakciós tomográf szelvényben mutatkozó sebességmaximum közepe tájára, a telephely D-i irányú távolabbi megismerése céljából, 400,60 m mélységig,

— az Üh-27 fúrás az Üh-23 fúrástól 150 m-re É-ra lévő, 1997-ben a telephely-kijelölési munkálatok során, a gránit elérésére 80 m-es talpmélységig mélyített Üh-6 fúrás mellé, a telephely É-i irányú távolabbi megismerése céljából, 411,11 m mélységig,

— az Üh-28 fúrás az Üh-3 fúrástól 200 m-re Ny-ra, alapvetően a terület Ny-i irányú jobb megismerése céljából, 300,60 m mélységig,

— az Üh-37 fúrás az Üh-27 fúrástól 250 m-re ÉÉNy-ra, a monzonitos kőzetcsoporthoz elterjedésének és vízföldtani tulajdonságainak jobb megismerése céljából, függőlegesen, 300,34 m mélységig mélyítettük.

A fúrások közül az Üh-27 a területen mélyült fúrások többségétől (a granitoidnak, majd a vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján összefoglalóan monzogránitosnak nevezett kőzetcsoporthoz) eltérő kőzeteket harántolt. Az uralkodóan melanokrata (dioritoidnak, majd a vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján összefoglalóan monzonitosnak nevezett) kőzetcsoporthoz álló rétegsor palássága és repedezettsége a többi fúrásban megfigyelhetőnél kisebb volt. Az 1997–98. évi vizsgálataink eredményei azt mutatták, hogy a melanokrata kőzetek kőzetmechanikai paraméterei jobbak, mint a többi kőzeté. Ezek azonban a korábbi fúrásokban többnyire viszonylag kis vastagságban, csak néhány hosszabb harántolással (Üh-3, Üh-22) fordultak elő.

Az Üh-27 fúrás adata alapján újra átvizsgáltuk valamennyi korábbi fúrásunk rétegsorát, s ezen munka nyomán kitértünk, hogy a melanokrata kőzetek az eddig kutatott területtől É-ra, ÉNy-ra és Ny-ra egy bizonytalan körvonalú, de legalább 1,2 km²-nyi testet alkotnak. Ezt a kőzettestet harántolta a Mészkemence-völgyben az A2 árok is. A melanokrata kőzettest nagy része az eddig kutatott telephelyhez képest mélyebb helyzetben van. Vízföldtani jellege nem látszott kedvezőbbnek, mint a monzogránitos kőzetcsoporthoz, de a kérdés további kutatás nélkül nem volt megítélhető.

Az Üh-37 fúrás a fenti fúrások befejezése után, a fúrások és a 2002-ben lefolytatott 3D szeizmikus tomográfia eredményeinek ismeretében mélyítettük. A fúrás feladata az volt, hogy az új felismerések és a külső javaslatok nyomán tisztázza a telephely É-i irányú bővítésének lehetőségeit és kilitásait.

A dombtetőn mélyült fúrások melletti talajvízszint-megfigyelő fúrások

Mind az Üh-2 fúrás töréses övét kutató, mind a telephely bővítését szolgáló mélyfúrások dombtetőn mélyültek. Ezek a helyeken a talajvízszint megállapítása és változásainak folyamatos mérése fontos vízföldtani információ. Ezért a fúrások közül 4 mellett — tőlük 5–10 m-re — szárazon fúrt kiegészítő, talajvízszint-megfigyelő fúrások mélyültek (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A és Üh-36A), a talajvízszint alatt 10–15 m-ig (1. és 4. ábra).

Völgyek alatti térrészek kutatása

A völgyek alatti térrészek kutatására két függőleges fúrást terveztünk, olyan helyre, ahol a korábbi modellezési eredmények (MEZŐ et al. 1998, 1999) alapján a telephelyen áthaladó fő áramlási pályák várhatóak voltak, azaz ÉÉNy és ÉK felé. A telepítésnél fontos szempont volt, hogy a fúrások feláramlási zónában mélyüljenek. Ilyen zóna a telephelytől 1-1,5 km-re volt várható. Két ilyen fúrást mélyítettünk:

— Az Űh-29 fúrást a telephelytől ÉÉNy-ra, két mély völgy találkozási pontja közelében mélyítettük (300,38 m-ig), ahol ebben az irányban itt volt várható a feláramlás legközelebbi jelentkezése (a modellezésben a mélyebben lévő áramvonalak nagy része itt még nem fordul a felszín irányába).

— Az Űh-30 fúrást a telephelytől ÉK-re, az Űh-12 sekélyfúrás közelében mélyítettük (300,33 m-ig), ahol a közeli Henrik-forrás és a B4 bukó adatai álltak rendelkezésre a felszíni és felszín közeli vízforgalom jellemzésére. Az Űh-12 vízminősége arra engedett következtetni, hogy itt nyomokban mélyebb eredetű víz is megjelenik, ami feláramlási öv jeleként értelmezhető (1. és 5. ábra).

Transzportparaméterek meghatározása

A transzportparaméterek, köztük elsősorban az effektív porozitás meghatározására 3 fúrás csoportot terveztünk. A mélyítendő fúrás csoportok mindegyike 3 vagy 4 db — egy központi 36–50 m-es (A jelű) és 2 vagy 3, körülötte telepített 30–43 m-es (B, C és D jelű) — sekélyfúrásból állt (1. és 6. ábra). E fúrás csoportokat korábbi sekélyfúrások környezetében telepítettük oly módon, hogy a telephelyet többekévvé egyenletesen vegyék körül. A fúrás csoportok és telepítési szempontjaik a következők voltak:

— Az Űh-31 fúrás csoportot (az Űh-31A–C fúrásokkal) a telephelytől ÉÉK-re, a Nagymórági-völgy fő elágazásában, az 1997. évi Űh-18 fúrás közelében telepítettük. Az Űh-18 volt az egyetlen olyan kút, amelynek vize az izotópvizsgálatok alapján kevertnek minősült, azaz annak egy része a mélyből származott.

— Az Űh-32 fúrás csoportot (az Űh-32A–D fúrásokkal) a telephelytől ÉNy-ra, a Hutai-völgyben az 1997. évben mélyült Űh-11 fúrás közelében mélyítettük. A részletes elemzés alapján a telephelyről jövő lehetséges áramlási pályák felszínre jutásának itt nagyobb volt az esélye, így itt jó lehetőségünk nyílt arra, hogy a gránittesten belüli áramlások mellett egyúttal az áramlási pályák végeit is jellemezzük.

— A M6-7 fúrás csoportot (a M6-7A–D fúrásokkal) a telephelytől KÉK-re, a Mórági-völgyben, Mórág falu szélén, az 1997. évi M6-6 – M6-6A fúrás pár közelében telepítettük. A M6-6 fúrás volt az egyetlen olyan kút, amelynek vize az izotópvizsgálatok alapján a mélyből származtatható.

A csoportfúrások mélyítése során a központi (A jelű) fúrást mélyítettük le először, és ennek egyedi kútvizsgálata alapján állapítottuk meg a (B–D jelű) mellékfúrások optimális távolságát. A kútcsoport kialakítását követően nyomjelzéses egymásrahatás-vizsgálatot végeztünk a helyi áram-

lási kapcsolatok megismerése céljából. A fúrások lemélyítése és belőlük kutak kiképzése után a mellékfúrásokból kiképzett kutakból — kutanként különböző — nyomjelző anyagot juttattunk be a kimutathatósági határnál 5-6 nagyságrenddel nagyobb mennyiségben, amelyeket a központi kútban észleltünk. Az így kapott adatokból számítottuk ki (figyelembe véve a csoportos kútvizsgálat során meghatározott áramlási paramétereket is) az effektív porozitást, amely a telephely vízföldtani modellezésének egyik fontos bemereti paramétere.

A fúrások mélyítése

A fúrások mélyítéséhez az engedélyek beszerzése után a fúrópontot előkészítettük, ezután következett maga a fúrási tevékenység, folyamatos műszaki ellenőrzéssel, mélyítés közbeni vizsgálatokkal, ezzel párhuzamosan fúrómagdokumentálással, végül a mélyítés utáni vizsgálatokkal.

Előkészítés és felvonulás

A fúrási tevékenység során a tervezéskor meghatároztuk az egyes fúrások mélyítésének célját, feladatait, majd ezekhez igazítva terveztük meg azok kivitelezését, összekapcsolva a fúrólyukban elvégzendő vizsgálatokkal.

Az előkészítés során beszereztük a fúrási kutatás végzéséhez a tulajdonosi hozzájárulást, a szükséges úthasználati engedélyeket, a Közép-dunántúli Vízügyi Igazgatóság vízügyi létesítési engedélyét a vízmegfigyelő kutakra, a Gemenci Erdő- és Vadgazdaság Rt. Bátaszéki Erdészete engedélyét a megközelítési útvonalak használatára, valamint intéztük a fúrási alapok területén lévő erdőterület megváltását. A fúrásokhoz földutak vezetnek. Ezeket az utakat kiépítettük, illetve a korábban kiépítetteket feljavítottuk, hogy az utak minősége ne hátráltathassa a fúrási munkavégzést. Az előkészítő munkák során elvégeztük a megváltott erdőterületeken a földmunkát, a fúrási pontokon a fúrási munkahely (nagy fúrások esetén max. 30×20 m, sekélyfúrások esetén max. 15×15 m) kialakítását, közúzalékkal történő beterítését vagy betonlapok lerakását, a fúrási alap elkészítését.

Előrehaladás

A fúrásokat két fúró cég mélyítette, a kővágószőlősi székhelyű Rotaqua Kft. és a balatonalmádi székhelyű Geoprosper Kft., közel fele-fele (47,7–52,3%) arányban: a Rotaqua az Űh-26, Űh-28, Űh-30, Űh-36 fúrásokat és az Űh-31 fúrás csoportot 1572,53, a Geoprosper az Űh-25, Űh-27, Űh-29, Űh-37 fúrásokat, valamint az Űh-32 és M6-7 kútcsoportokat 1723,64 folyóméter összhosszban. A Rotaqua Wirth B1E, B2A, Ingersoll Rand T4W, URB-2A és SZKB-4 típusú, a Geoprosper Wirth B0/B1A, B1A és B1A/B2A típusú fúrógépekkel mélyítette a fúrásokat, kisebb mélységben (kb. 100 m-ig) hagyományos, nagyobb mélységben gyorsmagszedős (wireline) magfúrási technológiával.

1. táblázat. A felszíni kutatás során lemélyített fúrások alapadatai

Fúrás jele	Fúrás típusa	EOV-koordináták		Z (m Bf)		Talpmélység (m)	Cég	Fúrás kezdete	Talpmélység elérése	Vizsgálatok befejezése
		Y (m)	X (m)	terepszint	fúrási 0 m					
Üh 25	ferde 173/63°	615 986,44	95 244,61	278,086	278,012	300,65	G	2002. 07. 05.	2002. 10. 26.	2002. 11. 06.
Üh 25A	vízmegefigyelő	616 008,78	95 197,60	280,138	279,662	100,45	G	2002. 06. 16.	2002. 07. 02.	2002. 07. 06.
Üh-26	függőleges	615 948,11	94 710,39	284,137	284,307	400,60	R	2002. 06. 17.	2002. 08. 12.	2002. 09. 12.
Üh-26A	vízmegefigyelő	615 941,98	94 717,38	283,966	284,062	80,00	R	2002. 06. 10.	2002. 06. 17.	2002. 06. 18.
Üh 27	függőleges	615 950,57	95 456,28	276,345	276,052	411,11	G	2002. 06. 19.	2002. 08. 21.	2002. 08. 21.
Üh 28	függőleges	615 727,32	95 011,43	270,084	269,666	300,60	R	2002. 07. 17.	2002. 10. 24.	2002. 10. 29.
Üh-28A	vízmegefigyelő	615 719,27	95 017,29	270,008	269,931	64,66	R	2002. 07. 18.	2002. 07. 24.	2002. 07. 27.
Üh-29	függőleges	615 537,34	96 431,21	160,576	160,566	300,38	G	2002. 08. 20.	2002. 10. 23.	2002. 11. 27.
Üh 30	függőleges	616 867,35	95 830,39	166,755	166,497	300,33	R	2002. 08. 03.	2002. 10. 22.	2002. 11. 22.
Üh 31A	sekély	616 473,03	96 921,85	157,142	157,226	36,60	R	2002. 06. 10.	2002. 06. 20.	2002. 06. 23.
Üh-31B		616 482,10	96 925,79	157,259	157,356	40,00	R	2002. 06. 27.	2002. 07. 07.	2002. 07. 11.
Üh-31C		616 474,69	96 911,76	157,285	157,356	33,40	R	2002. 07. 12.	2002. 07. 23.	2002. 07. 25.
Üh 32A	sekély	614 925,39	96 154,20	157,609	157,648	50,04	G	2002. 06. 11.	2002. 06. 26.	2002. 07. 19.
Üh 32B		614 918,65	96 141,84	157,786	157,718	30,00	G	2002. 07. 20.	2002. 07. 27.	2002. 07. 29.
Üh-32C		614 936,80	96 159,10	157,676	157,638	32,55	G-R	2002. 07. 29.	2002. 08. 07.	2002. 08. 08.
Üh 32D		614 922,39	96 166,19	157,405	157,228	40,00	G	2002. 08. 08.	2002. 08. 19.	2002. 08. 20.
Üh 36	ferde 183/59°	616 137,67	95 289,73	238,006	238,006	255,34	R	2002. 11. 30.	2003. 01. 18.	2003. 01. 30.
Üh 36A	vízmegefigyelő	616 131,86	95 263,26	234,448	234,448	61,00	R	2002. 11. 25.	2002. 11. 28.	2002. 11. 29.
Üh-37	függőleges	615 845,28	95 670,71	269,620	269,497	300,34	G	2002. 11. 25.	2003. 01. 13.	2003. 01. 20.
Mó 7A	sekély	617 757,35	95 962,13	144,023	143,390	50,04	G	2002. 07. 01.	2002. 07. 14.	2002. 07. 20.
Mó 7B		617 776,53	95 957,10	141,902	141,911	42,57	G	2002. 09. 05.	2002. 09. 17.	2002. 09. 22.
Mó 7C		617 784,26	95 970,49	142,366	142,360	34,01	G	2002. 09. 23.	2002. 10. 03.	2002. 10. 05.
Mó-7D		617 791,67	95 958,79	141,143	141,090	34,05	G	2002. 10. 06.	2002. 10. 14.	2002. 10. 16.

G = Geoprosper Kft.; R = Rotaqua Kft.; vízmegefigyelő = talajvízszint-megfigyelő.

2. táblázat. A fúrások szakaszai, az alaphegységítő és a talajvízszint adatai

Fúrásport	Fúrás jele	Típus	Talpmélység (m)	Fúrásmélyítés módja			Alaphegységítő		Talajvízszint	
				teljes szelvényrel	szárazon	öblítéssel	mélysége	m Bf	mélysége	m Bf
Telephelyi fúrások	Üh-25	ferde	300,65	87,25	–	213,40	61,0	217,0		
	Üh 25A	vízmegefigyelő	100,45	28,16	72,29		54,7	225,0	77,78	201,88
	Üh-36	ferde	255,34	29,06	–	226,28	27,6	210,4		
	Üh-36A	vízmegefigyelő	61,00	61,00	–	–	19,3	215,1	46,26	188,19
Telephely környéki fúrások	Üh-26	függőleges	400,60	36,04	–	364,56	51,1	233,2		
	Üh-26A	vízmegefigyelő	80,00	30,67	49,33	–	49,3	234,8	66,99	217,07
	Üh 27	függőleges	411,11	75,38		335,73	57,5	218,6		
	Üh 28	függőleges	300,60	39,80		260,80	45,0	224,7		
	Üh-28A	vízmegefigyelő	64,66	18,75	45,91	–	43,8	226,1	51,24	218,69
	Üh-37	függőleges	300,34	–	90,00	210,34	55,8	213,7	79,82	189,68
Völgyi fúrások	Üh-29	függőleges	300,38	0,13	31,88	268,37	4,2	156,4	0,33	160,24
	Üh 30	függőleges	300,33		7,15	293,18	1,4	165,1	5,81	160,69
Csoportfúrások	Üh-31A	sekély	36,60	8,05	9,85	18,70	8,2	149,0	1,29	155,94
	Üh 31B		40,00		18,20	21,80	6,9	150,5	1,63	155,73
	Üh 31C		33,40		19,90	13,50	7,2	150,2	1,23	156,13
	Üh-32A	sekély	50,04	–	13,07	36,97	5,2	152,4	0,77	156,88
	Üh-32B		30,00	0,04	11,88	18,08	4,6	153,1	1,02	156,70
	Üh 32C		32,55	0,37	5,05	27,13	2,6	155,0	0,77	156,87
	Üh 32D		40,00		14,38	25,62	5,1	152,1	0,36	156,87
	Mó-7A	sekély	50,04	–	18,06	31,98	6,4	137,0	3,53	139,86
	Mó-7B		42,57	6,00	14,53	22,04	5,3	136,6	2,10	139,81
	Mó 7C		34,01	3,06	14,39	16,56	5,8	136,6	3,06	139,30
Mó 7D	34,05		0,94	15,87	17,24	5,0	136,1	1,98	139,11	
Összesen			3 298,72	424,70	451,74	2 422,28	533,0			

Az alaphegységítő és a talajvízszint mélysége a fúrási 0 m-től mérve. A csoportfúrások talajvízszintjeit csoportonként azonos napon mértük. Vízmegefigyelő = talajvízszint-megfigyelő.

A lemélyített fúrások alapadatait az 1. táblázat, a fúrási szakaszokat, az alaphegységítő és a talajvízszint adatait a 2. táblázat mutatja be.

A fúrások talpmélysége mindig elérte, illetve néhány esetben meg is haladta a tervezettet. A 8 nagy fúrás (Üh-25 – 30 és Üh-36 – 37) közül 6 esetben a túllépés 1 m-en belül volt. A másik két eset közül az Üh-27 jelű fúrásban, ahol a tervezett talp fölött 1 m-rel vulkáni telérkőzetet értünk, a fúrást 400 m helyett 411,11 m-ig mélyítettük, az Üh-36-ban a töréses övből való kijutás igazolása végett fúrtunk a tervezettnél 5,34 m-rel mélyebbre. A vízmegfigyelő mellékfúrások esetében a mélység az elért talajvízszint mélységétől függött, kb. a tervezettnak megfelelő volt. A csoportfúrások központi fúrásai is a tervnek megfelelően 50 m-esek voltak (az Üh-31A csak 36,60 m-es), ezeknél a mellékfúrások esetében volt nagyobb túllépés. Ez utóbbiak a tervezett 20 m helyett 30–43 m mélyek lettek. A csoportfúrások összhossza a tervezett 330 m helyett 420,71 m volt.

A mélyítés megkezdése után elvégeztük a fúrások geodéziai bemértük. Az adott időpontban a fúrólyukban levő cső tetejét mértük be, ennek viszonyát a fúrási 0 m-hez a műszaki ellenőri dokumentáció alapján állapítottuk meg.

A fúrásokat a felső, laza üledékes szakaszon, illetve a teljesen murvásodott gránittesten belüli szakaszokon száraz, míg a mállott és üde gránittesten belüli szakaszokon (a kemény kőzetben) öblítéses magfúrással mélyítettük. A száraz fúrás szimplafalú, az öblítéses duplafalú magcsővel történt.

Négy, a dombtetőn, illetve domboldalban mélyült fúrás (Üh-25, Üh-26, Üh-28 és Üh-36) közvetlen közelében külön e célra mélyített fúrólyukokban (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A és Üh-36A — 1. és 4. ábra) száraz fúrást végeztünk (a ferde Üh-25-nél és Üh-36-nál függőlegesen), hogy ezekben a talajvíz szintjét megfelelően észlelhessük. A fúrást a kemény gránitfelszínig maggal, onnan teljes szelvényvel végeztük. A mellékfúrás maggal fúrt szakaszát a nagy fúrásokban teljes szelvényvel, a tervezett bélésű átmerőjének megfelelően mélyítettük le. Az Üh-27 esetében ezt a mellékfúrást az 1997-ben mélyített Üh-6 fúrás pótolta. A két, völgytalpon telepített fúrásnál a vízszint közel volt a felszínhez, itt külön fúrásra nem volt szükség. Az Üh-36A fúrásnál a felső, laza szakaszt nem magfúrással, hanem spirálfúrós technológiával, szárazon mélyítettük, ez is lehetőséget adott kisebb mértékű kiértékelésre. Az Üh-37 fúrásnál nem mélyült „A” jelű szárazfúrás (a mélyítésre rendelkezésre álló idő rövidege miatt), hanem a nagy fúrást mélyítettük a várható talajvízszint alatt több mint 10 m mélységig szárazon, még a gránittestben is.

A magfúrásoknak a kemény gránittestben fúrt szakaszait hagyományos vagy gyorsmagszedős (wireline), duplafalú gyémántfúrési technológiával mélyítettük. A befejező átmerő az Üh-25 – Üh-28 és Üh-37 mélyfúrásokban 96 mm (HQ), míg az Üh-29, Üh-30 és Üh-36 fúrásokban 76 mm (NQ) volt. Az utóbbiak esetében egy talphoz közeli zúzott zóna miatti bővítést takarítottunk meg a csövezés utáni kisebb átmerőjű fúrással.

A tervezett magkihozatal valamennyi fúrás teljes hosszára külön-külön 95%, kiéptésenként minimum 70% volt.

Ez alól kivételt képeztek az omló szakaszok, amelyekre a magkihozatali minimum 50% volt. A fenti előírást szinte teljes mértékben teljesítettük (3. táblázat). A kutatás szempontjából legfontosabb gránittestben a fenti előírás szinte mindenhol teljesült, csak az Üh-31A, M6-7B és M6-7D csoportfúrás erősen murvásodott gránitot harántolt néhány m-es szakaszán nem. Az Üh-37 fúrás magkihozatala is alacsony volt a szárazon fúrt szakaszon, ezt két tényező okozta. Egyrészt a fedőüledékben a technológia miatt tömörödés, összesülés volt a mag egy részén, vagyis a teljes maganyag kisebb hosszra nyomódott össze. Másrészt a 62,06–90,00 m közötti szakaszon a zavartalan vízmintavétel érdekében levegőöblítéssel fúrtunk a gránitban. Ez a különleges technológia a szakasz elején valamivel rosszabb magkihozattal járt, de a szakasz végén már közel 100%-os magkihozattal sikerült elérni.

A fúrásokat alapvetően tiszta vizes öblítéssel mélyítettük. Ehhez az előzetesen kijelölt kútból szállított vizet használtuk fel. Ez a víz, az 1998–99-es kutatáshoz hasonlóan, a Bátaszéki Vízmű 4. kútjából (a Bátaszék K-43 jelű fúrásból), idős (felső-pannoniai) üledékből származik, összetételében hasonló a telephelyi felszín alatti vizekhez, így nem torzíja el a vizsgálati eredményeket. Omló zóna harántolásakor speciális öblítőfolyadékot (stabilizáló adalékanyagot) alkalmaztunk — ehhez az előző kutatáshoz hasonlóan a Mol Rt. szolnoki üzemében kikísérletezett rhodopol (xanthán) nevű, baktériumok hatására lebomló adalékanyagot használtunk —, de utána ismét visszatértünk a tiszta vizes öblítéssel történő fúrással. A vizet folyamatosan nyomjelző anyaggal jelöltük (a nagy fúrásokban uraninnal, a csoportfúrásokban nátrium-bromiddal), hogy a vízmintavételkor megállapítható legyen az öblítővíz aránya a mintában.

A laza fedőüledékeket és az omló zónákat teleszkópos szerkezetű bélésű csövezéssel zártuk ki. Ahol lehetett, a fúrás befejezése után a bélésű csöveknek az omló zónák fölötti szakaszait (szétcsavarással vagy vágással) kimentettük a fúrólyukból.

A fúrások befejezése után valamennyi fúrást vízmegfigyelő kúttá képeztük ki. A nagy fúrásoknál (mélyfúrásoknál) a kútszájra betonaknát építettünk. A betonaknát speciális zárral ellátott tetővel zártuk le, a vezércsövet — a többpakkeres rendszer beépítéséig — zárósapkával láttuk el. A sekélyfúrások és a talajvízszint-megfigyelő fúrások kiképzése során a lyukra védőcsövet és zárósapkát helyeztünk, köré védőkört építettünk. Ez valamennyi fúrás (a nyomjelzéses vizsgálatok kútjai esetén csak a nyomjelzéses vizsgálatok befejezése után) elkészült. Ezután minden fúrásnál egy-egy állandósított pontot (általában hilti szög) létesítettünk a betonaknában, illetve a sekélyfúrások körüli betonba rögzítve, és ezeknek is elvégeztük a geodéziai bemérését. Valamennyi, fúrásból kialakított kúton monitoring keretében folyamatos, műszeres vízszintméréseket végeztünk.

A fúrások műszaki ellenőrzése

A fúrások kivitelezését valamennyi fúrási tevékenység alatt a Golder Associates (Magyarország) Kft. (Golder) által biztosított műszaki ellenőrzés segítette, a fúrásoknál történt valamennyi esemény rögzítésével. Ezt fúrásokról

3. táblázat. A felszíni kutatás fúrásainak magkihozatala

Fúrás		Technológiai szakaszok					Omló zónák		Omló zónák nélküli szakaszok			Teljes magfúrás
jele	talpmélysége (m)	teljes szelvényű	száraz magfúrási		öblítéses magfúrási		hossza (m)	magkihozatala (%)	öblítéses magfúrási		összes magfúrási	magkihozatala (%)
		hossza (m)	hossza (m)	magkihozatala (%)	hossza (m)	magkihozatala (%)			hossza (m)	magkihozatala (%)		
Üh 25	300,65	87,25			213,13	98,78	25,40	92,56	187,73	99,62	99,62	98,78
Üh-25A	100,45	28,16	72,29	95,99	–	–	–	–	–	–	95,99	95,99
Üh-26	400,60	36,04	–	–	364,56	95,76	91,36	90,73	273,20	97,44	97,44	95,76
Üh 26A	80,00	30,87	49,33	100,0							100,0	100,0
Üh 27	411,11	75,38	0,00		335,73	99,28	14,62	96,37	321,11	99,41	99,28	99,28
Üh-28	300,60	39,80	–	–	260,80	97,27	57,70	91,84	203,10	98,82	98,82	97,27
Üh 28A	64,66	18,75	45,91	98,56							98,56	98,56
Üh 29	300,38	0,13	31,88	85,92	268,37	98,51	25,17	100,0	243,20	98,36	96,91	97,17
Üh 30	300,33		7,15	100,0	293,18	97,06	40,91	88,85	252,27	98,39	98,44	97,13
Üh-31A	36,60	8,05	9,85	100,0	18,70	93,16	1,70	42,35	17,00	98,24	98,88	95,52
Üh 31B	40,00		18,20	100,0	21,80	98,49	5,10	95,69	16,70	99,34	99,68	99,18
Üh 31C	33,40		19,90	100,0	13,50	98,59	5,30	97,92	8,20	99,02	99,72	99,43
Üh 32A	50,04		18,21	86,71	31,83	97,64			31,83	97,64	93,67	93,67
Üh-32B	30,00	0,39	17,68	90,33	11,93	100,00	–	–	11,93	100,00	94,22	94,22
Üh 32C	32,55	0,37	5,05	78,02	27,13	95,25			27,13	95,25	92,54	92,54
Üh 32D	40,00		14,38	100,0	25,62	96,02			25,62	96,02	97,45	97,45
Üh-36	255,34	29,06	–	–	226,28	98,71	19,72	85,34	206,56	99,98	99,98	98,71
Üh-36A	61,00	61,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Üh 37	300,34		90,00	72,32	210,34	99,75			210,34	99,75	91,53	91,53
Mó 7A	50,04		22,15	93,05	27,89	98,67	3,28	91,46	24,61	99,63	96,51	96,18
Mó-7B	42,57	6,00	14,53	99,04	22,04	87,25	3,02	54,30	19,02	92,48	95,32	91,93
Mó-7C	34,01	3,06	14,39	90,27	16,56	98,49	–	–	16,56	98,49	94,67	94,67
Mó 7D	37,43	0,94	18,45	96,26	18,04	88,75			18,04	88,75	92,55	92,55
Összes	3 298,72	425,05	466,77		2 406,90		293,28		2 113,62			

külön-külön elkészített fúrásműszaki dokumentáció tartalmazza.

A fúrások műszaki ellenőrzésének célja, hogy a fúrások mélyítése és vizsgálatai megfelelő minőségűek legyenek, általános feladata, hogy felügyelje és szavatolja a fúrási tevékenység és a kapcsolódó munkálatok kivitelezésének gondosságát, a munkafázisok végrehajtásának színvonalát, azok megfelelő sorrendjét és időtartamát, a kutatási tervben megadott munkálatok pontos és megbízható elvégzését. Ez folyamatos műszaki ellenőrzést igényelt. A műszaki ellenőr minden, fúrási tevékenységgel járó munka esetén a fúrási vállalkozó 24 órás munkarendjéhez alkalmazkodva folyamatosan a helyszínen tartózkodott.

A korábbi kutatási fázisok során (1996–1999) a Golder Associates GmbH (Németország) által a morslebeni (kis és közepes radioaktivitású hulladékok telephelye térségét vizsgáló) földtani kutatás során alkalmazott műszaki ellenőrzési és dokumentációs rendszert adaptáltuk a magyarországi elvárásoknak megfelelően (TUNGLI, GYALOG 1997). Célunk akkor az volt, hogy a fúrásos kutatás során a nemzetközi gyakorlatnak megfelelő műszaki ellenőrzési és dokumentációs rendszert valósítsunk meg, amely rendszer az amerikai projektszervezésből Quality Assurance / Quality Control néven (rövidítve QA/QC) vált ismertté.

Ezt az alapelvet alkalmaztuk a mostani kutatásban is. A Golder műszaki ellenőrzésének a jelen kutatásban is az volt a feladata, hogy a kivitelezési és a vizsgálati tevékenységben

részt vevők terepi munkáját szervezze, összehangolja és felügyelje, megvalósítva a megfelelő minőségbiztosítást és minőségellenőrzést. Összegyűjtse és rendszerezze mindazon adatot, információt, amely a megvalósulás során észlelhető és a későbbiekben jelentőséggel bírhat, rögzítse olyan terjedelemben és részletességgel, hogy a dokumentációból a tevékenységet, munkafázist megbízhatóan és teljes körűen rekonstruálni lehessen.

A műszaki ellenőrzést mérnöki és technikus végzettségű, képzett munkatársakból álló önálló munkacsoport végezte. A korábbi kutatáshoz viszonyítva a 2002–2003. évi volumenében sokkal jelentősebb volt. A felszíni kutatófúrások nagy száma, a hatalmas adatmennyiség kezelése és feldolgozása, valamint a rendelkezésre álló idő rövidege szükségessé tette a műszaki ellenőrzés felépítésének, rendszerének módosítását. Új szervezeti felépítést alakítottunk ki, amelynek során a munkacsoport élére néhány tapasztalt mérnökből ügyvivő vezetőség, a Műszaki Ellenőri Felügyelet (MEF) került (ennek tagja volt a műszaki ellenőrzés vezetője is). A MEF fontosabb feladatai a következők voltak:

- a műszaki ellenőrök munkájának megszervezése, irányítása;
- jelentések és különböző kimutatások készítése;
- kölcsönös adatcsere-forgalom biztosítása a különböző munkacsoportok között;
- a műszaki záródokumentációk összeállítása és véglegesítése;

— a kutatási munkák teljesítésének és a felhasznált anyagok mennyiségének igazolása;

— folyamatos kapcsolattartás a kivitelezőkkel és a kutatás szakmai vezetésével;

— részvétel a terepi koordinációban, a kutatási tevékenység napi ütemezésében.

A műszaki ellenőr által készített dokumentáció napjelenlétekből és egyéb összefoglaló dokumentumokból állt, amely az alábbiakat tartalmazta:

— folyamatosan, időrendi sorrendben a fúrásnál történeteket (negyedórás pontossággal);

— a fúrási tevékenységgel kapcsolatos műszaki adatokat;

— a magkezelés során tapasztaltakat és a fúrómag elsődleges, vázlatos földtani leírását;

— a fúrómag első geotechnikai — RQD és Kiruna módszer szerinti — minősítését;

— a fúrás műszaki alapparamétereit;

— a béléscső- és szerszámbeépítési listákat;

— a fúrásához használt öblítőfolyadék mennyiségét, forgalmát és összetételét;

— mélyfúrás-geofizikai, geodéziai stb. méréseket;

— különböző egyéb tevékenységek szakszerűségének ellenőrzését;

— az elvégzett munkákat és a felhasznált anyagok mennyiségét;

— a kútkiképzés folyamatának, a kútfej, kútakna kialakításának dokumentációját;

— a tereprendezés jegyzőkönyveit.

Egyedi technikai problémák megoldása

A fúrások mélyítése során meg kellett oldanunk egyes, lyukban maradt tárgyak kimentését, valamint az omló zónáknak a harántolás utáni kizárását, egyúttal a lehetőségekhez képest minél részletesebb utólagos vizsgálatukat.

Mentés a kutatás során bekövetkezett műszaki balesetek esetén történt, ezek négy jól elkülöníthető csoportba sorolhatók.

Az elsőbe tartoztak az öblítéses magfúrás alatt bekövetkezett HQ-fúrócsövek szakadásai (pl. az Üh–26 fúrásban). A hozzájuk kapcsolódó mentési munka mentőtörrel vagy kúpos HQ-forgatóátmenet segítségével néhány óra alatt sikeresen lezajlott.

A másodikba tartozók a laza fedőréteg száraz magfúrásához kapcsolódtak (pl. az Üh–32D fúrásban). Általában kisebb egységek, főleg keményfémbetűtes koronák vagy azok darabjai maradtak a fúrólyukban. Egy nagyobb átmérőjű szerszámmal felbővítettük a fúrólyukat, majd ráfúrunk a lyuktalpon maradt szerszámdarabra. Ezzel a módszerrel a törmelékkel együtt felszínre hoztuk a mentendő fémdarabot is. Ez a mentési munka már hosszabb volt, de egy műszak alatt mindig befejeződött.

A harmadikba tartozók a laza fedőrétegbe mélyített fúrólyukak száraz bővítésénél jelentkeztek (pl. a M6–7A fúrásban). A bővítés kisebb mélységben, nagy átmérőjű spirálfúróval történt. Több esetben a szerszám megszorulását

szakadás követte. A beszakadt spirálfúró először egy nagyobb átmérőjű, fogazott sarujú béléscsővel öblítés használata mellett körülfúrtuk, majd egy megfelelő mentőhangerő segítségével a cső védelmében kimentettük. Ezután kiépítettük a fogazott sarujú béléscsövet is. Ez a mentési munka egy-két napot vett igénybe.

A negyedik csoportba csak egy eset tartozik. HQ magfúrásnál a szerszám megszorult, és a fúrógép nem tudta kihúzni (az Üh–32D fúrásban). Csak hidraulikus emelővel sikerült a szerszámot kimenteni, ami kétnapos kiesést jelentett.

A fúrólyukakban jelentkező *omló zónák átfúrására* az általunk korábban is használt tamponcementezéses módszerrel — cementtejjel történő lyukfal-stabilizálást — ebben a kutatási fázisban nem alkalmaztuk. A fúrás technikailag nehézséget okozó zónák harántolásához a korábban már említett biopolimer alapú iszapot használtuk. Az omló zónákat a megfelelő szakaszokon hasítékolt technikai rakatok beépítésével kizártuk, és az alattuk és felettük lévő szakaszok vizsgálhatóságát biztosítottuk. A végleges kútszerkezetek kialakítása után a technikai rakatokat az előre meghatározott helyen szétcsavartuk vagy elvagtuk és a vágás fölötti szakaszokat kiépítettük, csak a hasítékolt csődarabok maradtak a fúrólyukakban (4. táblázat).

Technikai rakatok szétcsavarásához a hasítékolt technikai rakatokat a beépítéskor egy könnyenoldóval (nagy menetemelkedésű közdarabbal) láttuk el, ami lehetővé tette a rakat későbbi, meghatározott helyen történő szétcsavarását és az e fölötti szakasz kiépítését. Az Üh–25 fúrásban egyszer, az Üh–29-ben és az Üh–30-ban kétszer csavartunk szét technikai rakatot. Az Üh–25 fúrásban a 114/102 mm-es technikai rakatból a 210,71–228,20 m közötti szakaszt hagytuk a fúrólyukban. Az Üh–29 fúrásban az alsó, 89/78 mm-es technikai rakatból a 200,20–231,30 m közötti szakasz, a felső, 140/125 mm-es technikai rakatból a 77,81–96,97 m közötti szakasz maradt a fúrólyukban. Az Üh–30 fúrásban az alsó, 89/78 mm-es technikai rakatból a 207,35–240,00 m közötti, a felső, 132/124 mm-es technikai rakatból a 49,96–82,00 m közötti volt a lyukban maradó szakasz.

Csővágásokat a fentivel azonos céllal akkor végeztünk, ha a technikai rakatok szétcsavarása a könnyenoldónál valamilyen ok miatt nem sikerült. Ilyen csővágás az Üh–26 és Üh–30 fúrásban egyszer-egyszer, az Üh–28 és Üh–36 fúrásban kétszer-kétszer történt. Az Üh–26 fúrásban a 114/100 mm-es technikai rakatból a csővágás után a 207,83–268,95 m közötti szakasz maradt vissza. Az Üh–28 fúrásban az alsó, 114/102 mm-es technikai rakatból a 227,48–251,48 m közötti szakasz, a felső, 140/125 mm-es technikai rakatból a 137,01–146,01 m közötti szakasz maradt meg. Az Üh–30 fúrásban a középső, 114/100 mm-es technikai rakatból a csővágás után a 140,00–182,58 m közötti szakasz maradt. Az Üh–36 fúrásban az alsó, 89/78 mm-es technikai rakatból a 220,95–241,19 m közötti szakaszt, a felső, 114/98 mm-esből a 79,33–88,33 m közötti szakaszt hagytuk a fúrólyukban.

Utólagosan beépített betétcsöveket (speciális módon rögzített hasítékolt béléscsöveket) a lyukszerkezet végleges kialakításakor az omlékony szakaszok utólagos kizárására alkalmaztunk, az alábbi két változatban:

4. táblázat. A fúrások kúttá való kiépítése

A fúrás jele	Csőátmérő (mm)	Hasítékolt csőhossz (m)	Kizárt szakasz m-től m-ig	Felvégezett művelet
Üh-25	114/102	17,49	210,71–228,20	szétszavará
Üh-26	114/100	61,12	207,83–268,95	csővágás
		8,36	180,54–188,90	beakasztás
	89/78	25,51	297,05–322,56	beakasztás
Üh-28	114/102	24,00	227,48–251,48	csővágás
	140/125	9,00	137,01–146,01	csővágás
Üh-29	89/78	31,10	200,20–231,30	szétszavará
	140/125	19,16	77,81–96,97	szétszavará
Üh-30	89/78	12,55	178,93–191,48	rugós rögzítés
		32,65	207,35–240,00	szétszavará
	132/124	32,04	49,96–82,00	szétszavará
Üh-36	114/100	42,58	140,00–182,58	csővágás
	89/78	20,24	220,95–241,19	csővágás
	114/98	9,00	79,33–88,33	csővágás

— Az Üh-30 fúrásban rugós központosítóval rögzítettük a hasítékolt bélésű csövet. Erre azért volt szükség, mert a 114/100 mm-es hasítékolt technikai rakat beépítés közben 182,58 m-ben megszorult, és így a kizárandó szakaszból közel 9 m nyitva maradt. Ezért a 178,93–191,48 m közötti szakaszba egy 12,55 m hosszú, 89/78 mm-es, hasítékolt bélésű csődarabot építettünk be. A központosító a lyukfalnak feszülve a megfelelő helyen rögzítette a bélésű csövet a 96 mm-es átmérőjű fúrólukban, a két cső közötti átfedés pedig biztosította a fúróluk átjárhatóságát.

— Az Üh-26 fúrásban egy teljesen új bélésű cső-beakasztásos technológiát alkalmaztunk. Ennek lényege, hogy egy speciális oldalmaró szerszámmal a fúróluk palástjába kb. 10 cm széles, néhány mm mély bemarást készítettünk. A beépítendő hasítékolt bélésű cső végére egy háromcsapos, feszítőgyűrűs kapcsolót helyeztünk. A beépítő fej a bemart szakasznál a feszítőgyűrűvel a bemarásba nyomta a csapokat. Ezután a beépítő fejet oldottuk és kiépítettük (az így elhelyezett bélésű cső megfelelő célszámmal szükség esetén a későbbiekben kiépíthető). A fúróluk alsó, 96 mm átmérőjű szakaszában, 297,05–322,56 m közé egy 25,51 m hosszú, 89/78 mm-es hasítékolt bélésű csődarabot építettünk be, a felső, 146 mm átmérőjű szakaszban, 180,54–188,90 m közé egy 8,36 m hosszú, 114/100 mm-es hasítékolt bélésű csődarabot építettünk be.

A gyakorlatban ez a technológia jól működött. Viszont nem alkalmazható biztonságosan, ha a beépítés után más fúrószerszámot kell, pl. lyuktisztítás miatt beépíteni. A rázkódás, a számszámforgatással együtt járó, lyukfalat érő ütés, kimozdíthatja helyzetéből. Ez ebben a fúrásban is bekövetkezett, szerencsére a mérések elvégezhetőek voltak, és a multipakkeres észlelőrendszert is sikerült a tervezett módon beépíteni.

A fúrások vizsgálata

A fúrásokban végzett vizsgálatokról vizsgálati típusonként a jelen kötetben külön tematikus cikkek számolnak be.

Itt csak megemlíjük az alkalmazott legfontosabb vizsgálatokat.

A fúrásokban a mélyítés közben mélyfúrás-geofizikai méréseket, egyedi kútvizsgálatot és vízmintavételt végeztünk. A fúrások befejezése után nyomjelzéses egymásrahatás- és interferenciás kútvizsgálat, utólagos geofizikai mérések, fúrások közötti szeizmikus mérések történtek. A fúrómagokon földtani és tektonikai magdokumentációt, magszkennelést és részben geotechnikai dokumentálást végeztünk.

Mélyfúrás-geofizikai méréseket és kútvizsgálati gyorseszteket a fúrási tevékenység valamilyen ok miatti megszakadásakor (az akkor nyitva álló szakaszokon), valamint a lyuk befejezésekor végeztünk. A Geo-Log Kft. által végzett mélyfúrás-geofizikai mérések közül a komplex mérések a lyukak egész hosszában, az akusztikus lyukfal-televíziós mérések az alaphegységi szakaszokon, a hőimpulzusos áramlás (HPF)-mérések a függőleges fúrások alaphegységi szakaszain történtek (SZONGOTH et al. 2004). A Golder által végzett kútvizsgálatok közül a mélyfúrásokban és a csoportfúrásokban gyorsesztek, továbbá a gyorsesztek és a HPF-mérések által kiválasztott szakaszokon hosszú idejű tesztek és vízmintavétel zajlottak (BALLA, MOLNÁR 2004), a talajvíz-megfigyelő sekélyfúrásokban nyeletéses tesztek és vízmintavétel történtek.

A fúrások befejezése után a telephelyi mélyfúrásokban lyukközi többpakkeres interferenciás kútvizsgálatok három különböző jeladó kúttal (Üh-5, Üh-2, Üh-27), a csoportfúrásokban fúrások csoportonként nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálatok (Üh-31, Üh-32 és M6-7 kútcsoport) történtek (BALLA, MOLNÁR 2004).

Az utólagos lyukgeofizikai mérések közül fúrólukokban az ELGI szeizmikus (PSQ/PQ) méréseket és lyukbeli radarméréseket végeztünk. A fúrólukok közötti mérések közül a sebességtomográfia, valamint az abszorpciós tomográfia emelhető ki (TÖRÖS et al. 2004).

A fúrómagokon a műszaki ellenőrzés helyszíni töredettségvizsgálatokat (RQD- és Kiruna-mérések), a magfeldolgozás során a MÁFI a teljes magfúrásos szakaszokon részletes földtani dokumentációt, az alaphegységi szaka-

szokon tektonikai dokumentálást, a nem teljesen zúzott szakaszokon magzkennelést végzett (GYALOG et al. 2004). Egyes fúrások kijelölt szakaszain a Mecsekérc Rt. szakemberei külön geotechnikai dokumentálást végeztek. A vizsgálatok után a 23 kúttá kiképzett fúrásban a MÁFI rendszeres vízföldtani méréseket kezdett a hosszú távú monitoring keretében (ROTÁRNÉ et al. 2004).

Összefoglalás

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során 23 fúrás mélyült. Mélyítésük több, különböző cél elérése érdekében történt (az Üh–2 fúrással korábban feltárt töréses öv helyzetének pontosítása, a telephely bővítése, a dombtetőn mélyült fúrások talajvízszintjeinek megfigyelése, a völgyek alatti térrészek kutatása, a gránit transzportparamétereinek meghatározása).

Az Üh–2 fúrás töréses övét két, a töréses öv várható dőlésével ellentett dőlésű ferdefúrással (Üh–25 és Üh–36) kutattuk meg. Mindkét fúrás harántolta a töréses övet, ezáltal igazolta azt és pontosította helyzetét. A telephely bővítésére mélyült fúrások (Üh–26, Üh–27, Üh–28) először 3 irányban adtak megnagyobbított területről adatokat, a legígéretesebb (a kőzetmechanikailag jobb monzonitos kőzetcsoportot harántolt) Üh–27 fúrástól É-ra a terület további kiterjesztése céljából mélyült az Üh–37 fúrás. A 6 dombtetői helyzetben mélyült fúrásból 4 mellett külön talajvíz-megfigyelő fúrás is mélyült

(Üh–25A, Üh–26A, Üh–28A, Üh–36A). A völgyek alatti térrészek kutatására két fúrást (Üh–29 és Üh–30) mélyítettünk a feláramlási zónában, völgytalpához közeli helyzetben. A transzportparaméterek meghatározására völgyekben 3 fúrascsoportot mélyítettünk, csoportonként egy központi és 2–3 mellékfúrással (Üh–31A–C, Üh–32A–D, Mó–7A–D).

A 3298,72 m fúrásból 424,70 m teljes szelvényvel, 451,74 m száraz, 2422,28 m öblítéses magfúrással mélyült. Ebből 533,0 m negyedidőszaki fedőüledéket, 2765,7 m alaphegységi kőzetet (gránitot) harántolt. A magfúrásokat a fedőüledékben hagyományos technológiával, szimplafalú magcsővel, keményfémbetűtes koronával, a kemény gránittestben hagyományos vagy gyorsmagszedős (wireline), duplafalú gyémántfúrási technológiával mélyítettük. A magkihozatal a 90%-ot minden esetben, a 95%-ot a fúrások többségében meghaladta.

A fúrások kivitelezését műszaki ellenőrzés segítette, a fúrásoknál történt valamennyi esemény rögzítésével. A műszaki ellenőr minden fúrási tevékenységgel járó munka esetén a fúrási vállalkozó 24 órás munkarendjéhez alkalmazkodva folyamatosan a helyszínen tartózkodott. A fúrások mélyítése során meg kellett oldanunk egyes, lyukban maradt tárgyak kimentését, valamint az omló zónáknak a harántolás utáni kizárását, egyúttal a lehetőségekhez képest minél részletesebb utólagos vizsgálatukat.

A fúrásokban részben mélyítésük során, részben befejezésük után, valamint a fúrómagokon sokrétű geofizikai, vízföldtani és földtani-tektonikai vizsgálat történt.

Well logging at the Bátaapáti (Üveghuta) Site

GÁBOR SZONGOTH, LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS and PÉTER SZÜCSI

Geo-Log Kft., H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Key words: acoustical methods, correlation, flowmeters, fractures, granites, Hungary, hydrogeology, loess, Mórág Block, rock mechanics, South-eastern Transdanubia, well logging

Abstract

In this study, the role of well logging is presented and, within it, its connection to the other geological and geophysical investigation methods used during the exploration of the Bátaapáti (Üveghuta) locality is demonstrated. Special emphasis is given to the kind of information which can be expected from the methods for certain special fields with their own interpretations.

Well-logging methods form a bridge between drill-core study results and ground-based studies since well logging unites point-like investigations in a continuous one-dimensional data system. Based on the latter system a spatial model can be compiled by means of ground-based studies. In the base of the well-logging methods, all the physical principles can be found that are used at ground-based geophysical surveys and thus they can be applied for the modelling of almost every method. The physical parameters derived from well logging can also be connected to geotechnical, petrographic, tectonic, hydrogeological and petrophysical parameters. In this study, the significance of well-logging methods is also presented in getting to know the technical conditions of the boreholes, and also their importance for establishing the mining planning. At the beginning of each section, the general system of connections between the given method and the well-logging methods is outlined, then the real connection is presented (and in some cases illustrated with figures) by means of samples from the exploration of the Bátaapáti (Üveghuta) Site.

Introduction

In the last 7 years, 57 exploratory boreholes were drilled in the research area at Bátaapáti for a total length of 6700 m. Out of them, one borehole reached 500 m, three surpassed 400 m, while six surpassed 300 m. The others were 15–101 m deep shallow boreholes. Well logging was carried out in every borehole — altogether 386 times (SZONGOTH et al. 2003b; SZONGOTH 2003). The techniques used can be assigned into the following four types:

- complex well logging,
- acoustic sidewall televising (Borehole Television, BHTV),
- high-sensitivity flowmetry (*e.g.* with Heat-Pulse Flowmeter, HPF),
- technical logging.

Complex well logging was carried out at every section of each borehole where the technical conditions made it possible. In the dry borehole sections only natural gamma ray,

magnetic susceptibility, in some cases density, as well as neutron porosity logging was carried out. In the sections with casing magnetic susceptibility logging was not carried out. A typical complex well log is presented in Figure 1. Captions of the interpretation columns can be seen in Figure 2 (SZONGOTH et al. 2003a)

The BHTV and high-sensitivity flowmetry were carried out only in the consistent granitic sections of the boreholes (flowmetry was introduced from the end of 1998). The technical logging served the checking of the technical conditions of the boreholes (*i.e.* inclination, hole diameter, casing, cementing).

For the well logging the tools detailed below were used.

The logging was carried out using 4 (1 Mercedes Sprinter, 2 Toyota Hiace, as well as 1 UAZ-427) 1000 m capacity four-wheel drive instrument cars. The speed of the electric winches could be controlled electronically across a range between 0.5–40 m/min. The depth logging

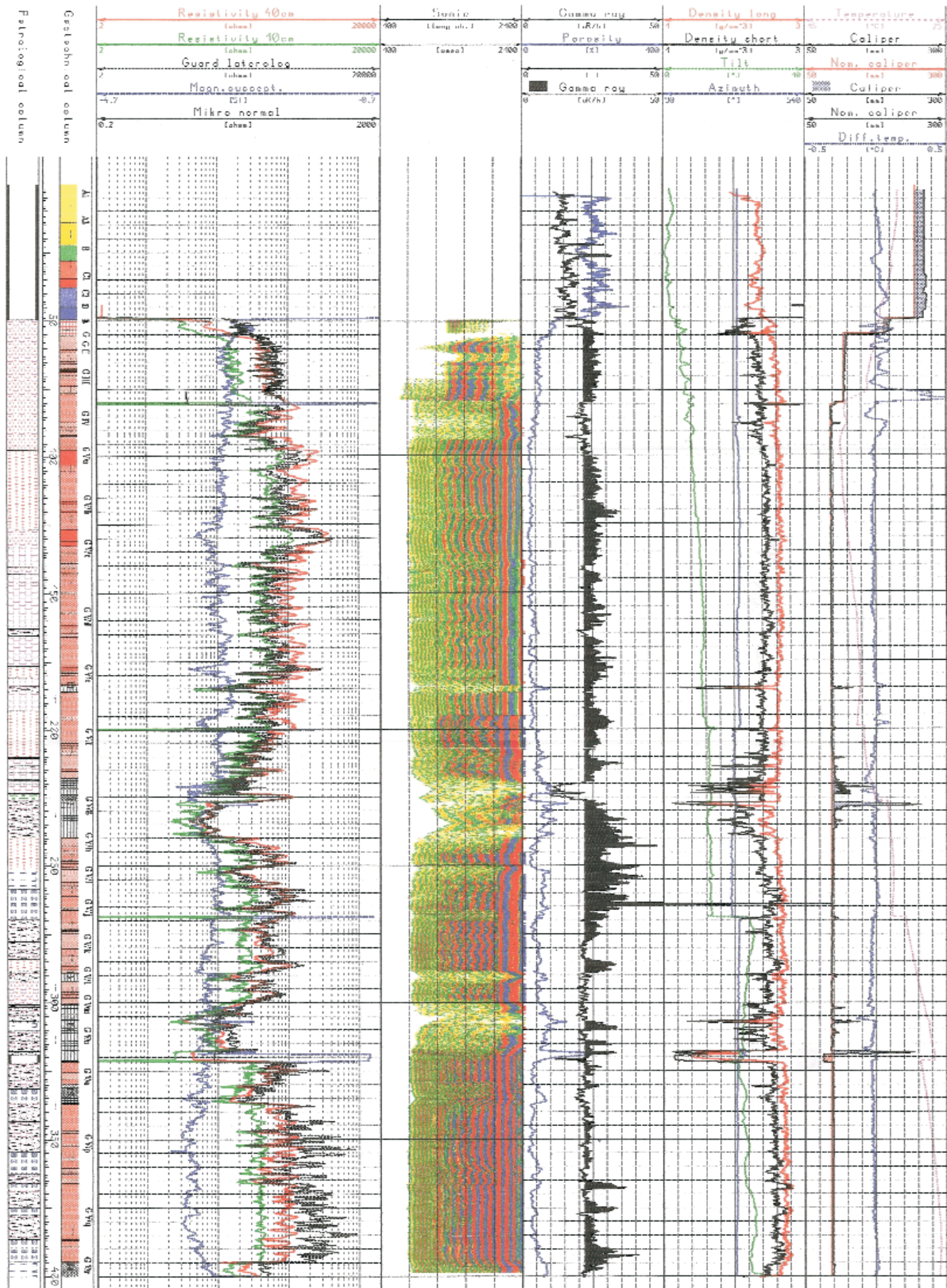


Figure 1. Results of the complex well logging in Borehole Üh-26

Column 1: geological evaluation; column 2: depth in metres; columns 3-4: Quaternary cycles (A1-E), weathered granite zones (GI-GIV), as well as the fresh granite (GV). For captions, see Figure 2

1. ábra. Az Üh-26 fúrásban végzett komplex mélyfúrás-geofizikai mérések eredményei

Az 1. oszlopban a kőzettani kiértékelés; a 2. oszlopban a mélység méterben; a 3-4. oszlopban a negyedidőszaki ciklusok (A1-E), a mállott gránit zónái GI-GIV), valamint az üde gránit (GV) szerepelnek. Jelmagyarázat a 2. ábrán

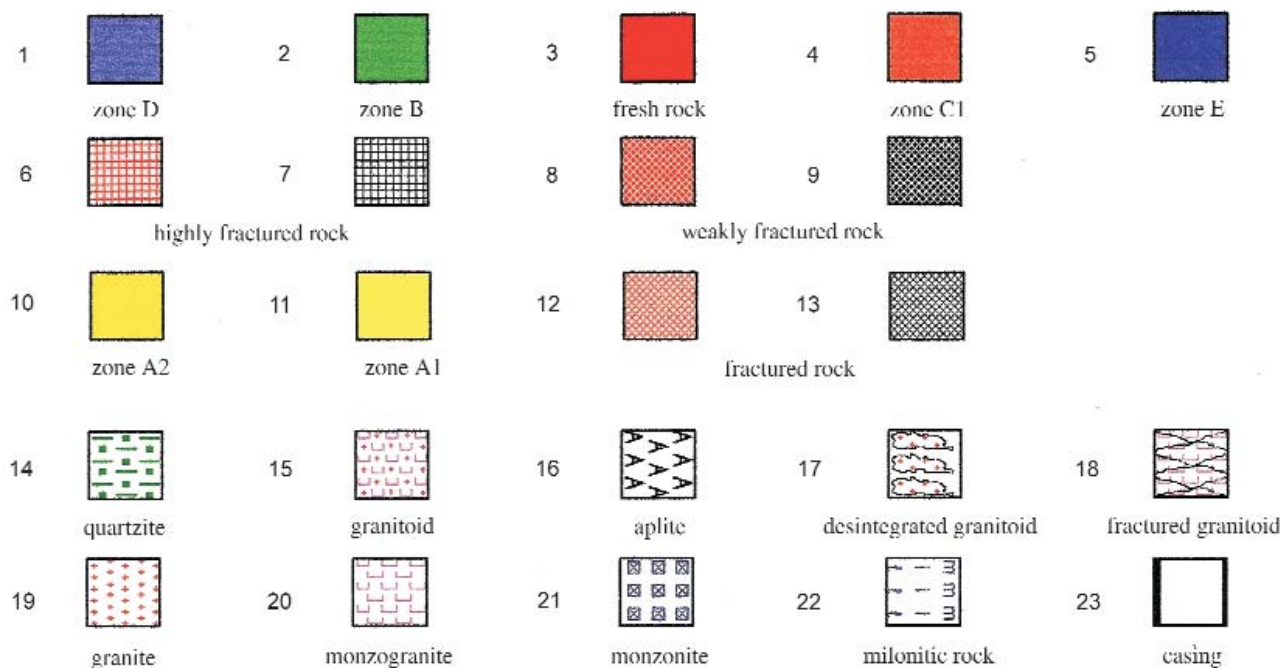


Figure 2. Captions of the interpretation columns

2. ábra. A kiértékelési oszlopok jelmagyarázata

1 – D zóna, 2 – B zóna, 3 – üde kőzet, 4 – C1 zóna, 5 – E zóna, 6–7 – erősen repedezett kőzet, 8–9 – gyengén repedezett kőzet, 10 – A2 zóna, 11 – A1 zóna, 12–13 – repedezett kőzet, 14 – kvarcit, 15 – granitoid, 16 – aplit, 17 – granitoid, 18 – repedezett granitoid, 19 – gránit, 20 – monzogranit, 21 – monzonit, 22 – milonitosodott kőzet, 23 – bélésű

was carried out by measuring a wheel equipped with an optical signal device, while the depth correction was done with a mechanical marker. The error of depth data was <0.05%.

The type of the acquisition device was a MOLE II (Geo-Log product). This provided the power supply for the sondes, the depth logging, the control of the logging, the primary correction of the data, the digital recording as well as the displaying of the measured data. The data could be checked on the monitor and the results were then displayed in real-time mode with a matrix printer. The BHTV and HPF were carried out with an Advanced Logic Technology Logger (ALT, Luxemburg); the inclination logging was performed using a Model 780 Control Consol (Owl Technology, USA) device.

Most of the sondes used were ELGI as well as Geo-Log products. The exceptions were: the magnetic susceptibility meter GM-250 (Czech Republic), the inclination meter Model 7000 DMP (Owl Technology, USA), the acoustic sidewall televiwer FAC-40 (ALT), and the heat-pulse flowmeter (Mount Sopris, USA).

Analysis and documentation were carried out with Intel Pentium-based PCs in the headquarters of Geo-Log with programs running under a Windows operational system. Most of the programmes were developed by Geo-Log; however, only the display of the BHTV as well as the HPF were performed with by the WellCAD (ALT, Luxemburg) software. The figures of the 3D display were compiled by 3DView for a Windows programme developed by Petrosoft (Hungary). The results were displayed

on an Epson 24 pin dot matrix printer and colour ink jet printers, respectively.

In the following sections the connection of well logging and the following related branches of knowledge are examined:

- ground-based geophysics,
- geology,
- hydrogeology (this will be treated separately from geology due to its manifold relations),
- drilling control,
- tunnel planning.

Connection between well logging and ground-based geophysical methods

In the Üveghuta area the significance of this particular connection is outstanding from the point of view of the subdivision of granite. The subdivision of granite according to well logs, were carried out mainly by means of acoustic and electric methods that were complemented by the ground-based geophysical survey. An important element of geophysical interpretation is the subdivision of the fresh granite block; the latter can be analysed by comparing the well-log depth trends in the boreholes as well as the parameter distribution on the seismic tomography. The well-log investigation of the alteration trends of granite below the weathering crust provides a good comparison basis for the interpretation of the seismic data.

In Table 1 the connections of well logging and ground-based geophysical surveys as well as cone penetration test (CPT) are shown. It can be seen that the most direct connection exists with the latter, since logging of the holes

Table 1. Connections of well logging and ground-based geophysical methods as well as cone penetration tests



In the figure the unbroken lines refer to direct connection, the broken lines refer to indirect connections, the colouring serves the highlighting main features.

which was totally analogous with well logging, was also carried out in the framework of CPT. Besides the direct connection system outlined in the figure, numerous indirect relationships — first rate from the point of view of modelling — were also observed. Out of these, the role of porosity and density in seismic modelling derived from well logging can be considered as the most important (VÉRTESY et al. 2003).

With regard to the ground-based methods, we have to emphasise that there is a difference of at least two orders of magnitude in the vertical resolution capacity in favour of well logging. However, a great part of the information refers only to the direct environment (the maximum penetration depth of the logging was approximately 10 cm) of the borehole. As a consequence the stress is on the averaging of the

well-log data and the analysis of its representativeness instead of the absolute values. Averaging does not refer to a simple consecutive filtering because frequently the cumulative averaging of the curves according to depth is needed. This is due to the fact that the information of the ground-based methods contains the properties of every layer. This refers to though weight and it is simultaneous, with averaging corresponding to the study depth. Sometimes it may be essential to compare the average absolute values as well; however, the depth course of certain parameters necessary for model calculation of the ground-based methods is more important.

For the analytical models of the ground-based electric resistivity survey, the electric resistivity logging served as the basis characterising primarily the course of the well-log curves according to depth. In the case of the overlying Quaternary sediments, the real resistivity, calculated from apparent specific resistivity and measured by different sonde lengths, approaches the real — free of borehole effects — resistivity of the layers. Therefore their absolute values can also be taken into account in the geoelectric model. In the research area at Úveghuta, a four-layered — locally five-layered, depending on the resistivity contrasts — resistivity model could be elaborated in the Quaternary. This was on the basis of the common interpretation of electric resistivity logging, different ground-based electric resistivity surveys and cone penetration tests. Based on vertical electric sounding (VES), a three-layered model was compiled and this divided the Quaternary complex into upper high-resistivity and lower low-resistivity parts, respectively. The third layer is the high-resistivity basement which starts with the disintegrated granite. The transient electromagnetic (TEM) sounding efficiently separates the terrestrial variegated clay (Tengelic Red Clay Formation — MARSÍ et al. 2004) and in most cases the lower low-resistivity part of the loess. However, this method subdivides the upper part of the Pleistocene complex with less success. Accordingly, the collective VES–TEM model is multilayered in such a way that the upper part of the sedimentary sequence is subdivided better by the VES, while its lower part by the TEM. The accepted boundaries are adjusted to those that can also be established by the well-log curves in the case of the TEM (VÉRTESY et al. 2003).

For the synthetic seismogram calculation — which is an important tool of seismic geological interpretation — the change of velocity and density according to depth have to be known. Yet this information is not the most important since it can be obtained directly from the Vertical Seismic Profiling (VSP). The latter corresponds better to the resolution of the seismic survey. The most important is the possibility that the subdivision provided by the well logs can be taken into account exclusively by using the acoustic logging. The other well-logging data can be transferred into a time scale through the acoustic section in order to compare them to the seismics. At greater depths — where the water saturation is 100% — the difference between velocity from VSP timing and interval velocity from acoustic logging is

minimal (maximum 2%). Consequently, the exact place of the synthetic seismogram reflectivity series, calculated from the acoustic and density logs, can be found. The synthetic seismogram and the levels of the reflection seismic profile can be also fitted, but with the lack of VSP it is rather subjective. Therefore the stratigraphic information provided by well logging can be used in the seismic interpretation. An exact consistency cannot be expected between the down-hole seismics and the acoustic well logging, especially given the resolution differences. However, the difference between velocity vs. depth courses also has a geological reason. Presumably, this reason is the local inhomogeneity — detected only by well logging — in the environs of the borehole. In other words, if there is a striking difference between velocity vs. depth courses it means that the well-log information cannot be extended laterally, not even in the order of magnitude of the resolution of the seismic survey (approximately 30 m).

Connection between well logging and geology

In the Üveghuta area, the mechanical subdivisions of the rock and the subdivision according to the material of the rock do not necessarily coincide. Accordingly, the mechanical and chemical deformations of the rock can be investigated by tools that are different from those used for examining the differences which are regarded as primary. Thus the connection with geology is composed of the following elements:

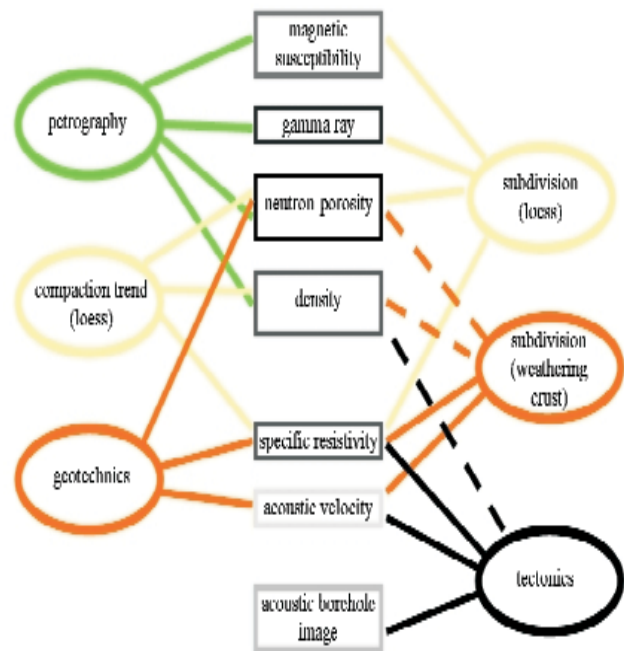
- petrographic information,
- geotechnical information,
- stratigraphic information (for correlation),
- tectonic/structural geological information.

The system of connections between certain well-logging methods and geology is shown in Table 2.

In the Table, the system of connections is outlined, and thus there is a clear separation between the group of techniques detecting differences in material and the group characterised by the fracturing or alteration of the rock. There is an overlap between the two groups because density and neutron porosity belong equally to both groups in the case of the crystalline rocks.

The possibilities of carrying out a petrographic interpretation were analysed by ZILAHÍ-SEBESS et al. (2000a, b). The categories which can be differentiated can be traced back directly to the general chemical composition of the rock. From a geophysical point of view, phenomena in connection with the whole volume of the rock are regarded as material differences. In granite such phenomena may represent primary petrographic varieties (*e.g.* monzogranite, monzonite, diorite); they could also be part of the secondary deformations, such as mylonitisation, metamorphism, chemical alterations due to weathering near the surface, and hydrothermal metasomatism (the latter two are frequently stronger in the tectonic zones).

Table 2. Connection between well logging and geology



In the figure the unbroken lines refer to direct connection, the broken lines refer to indirect connections, the colouring serves to highlighting the main features.

Only some of the primary material differences can be detected by well logging since the secondary phenomena overprint them. In general aplites are well-separated from their environment. They have a 0.1–0.15 g/cm³ lower density than their surrounding rocks. Their neutron porosity is nearly 0%, their natural gamma activity is high, and their magnetic susceptibility is low. The separation of more mafic bodies from the average is not so clear since the alteration effects and the metamorphic phenomena cause a greater deformation in the physical parameters than would result from the original petrographic differences. The neutron porosity of the more mafic rocks frequently exceeds 10%. A possible cause of this is chloritisation.

The tools for subdivision are different in the Quaternary complex and the weathering crust of granite. Well logging provides real stratigraphic information in the Quaternary complex that can be subdivided effectively by well-logging methods. The subdivision of the Quaternary sequence according to palaeoclimatologic cycles is based on the electric resistivity logging. Within it the magnetic susceptibility and natural gamma logs are used for designating the palaeosols. A part of the cyclicity deriving from the loess–palaeosol alternation cannot be easily transformed to the time axis since the palaeosols belonging to the same cycle might accumulate on each other. The origin of this apparent accumulation was that the palaeosols came into being from the loess in the breaks of loess formation; in other words soil formation was spread downwards. Due to this, loess between two nearby palaeosols within the same period may even be the remnant of an originally thicker complex. The cycle boundaries obtained from well logs do not coincide

exactly with the boundaries between sedimentologic cycles observable on the drill core. Nevertheless, in general there is a slight depth shift between them. The reason for this is that the place of the greatest change in conductivity is between the high-resistivity genetic soil level C and the overlying genetic soil level B; there is a higher clay content and thus low resistivity.

With correlations based on well logs it can be taken into account that a part of the measured parameters reflects the effect of changes exclusively only in the cases of porosity, permeability, water saturation, and geomechanical conditions. There was only an indirect relation with the changes in the palaeoenvironment due to climatic effects. Such depth-dependent changes, which are not really related to the palaeoenvironment, represent trends of changes in the physical parameters and they reflect the compaction of the sedimentary rocks. With regard to physical parameters, the effect of the change in water saturation (*i.e.* the increase in the amount of bound water with depth), — which reflected the compaction of the loess above the water table — appeared as the most intense. The cyclic alternation of electric resistivity

with depth imitates the climate-dependent alternation rhythm of loess and the palaeosols. It superposed to a monotonous decreasing resistivity trend to the compaction. Thus, in this case the depth trend of electric resistivity, density, and neutron porosity logs has both a geotechnical and water saturation interpretation at the same time. This circle of phenomena is different from stratigraphy. The depth trends reflecting geotechnical and water saturation conditions could be well-correlated among the boreholes, independent of stratigraphy (VÉRTESY et al. 2003, pp. 70–110).

The geological correlation of the weathering crust of granite among well logs can be described in the same terms as that of the compaction trends of loess. In the weathering crust, the correlation took place predominantly due to parameters (*e.g.* specific resistivity, acoustic velocity) that reflect the geotechnical properties of the rock. Based on these parameters, four weathering zones were determined above the fresh granite.

The fissured and fractured zones, as well as tectonic units of granite, were designated also mainly on the basis of electric and acoustic logs. In Figure 3, a special representa-

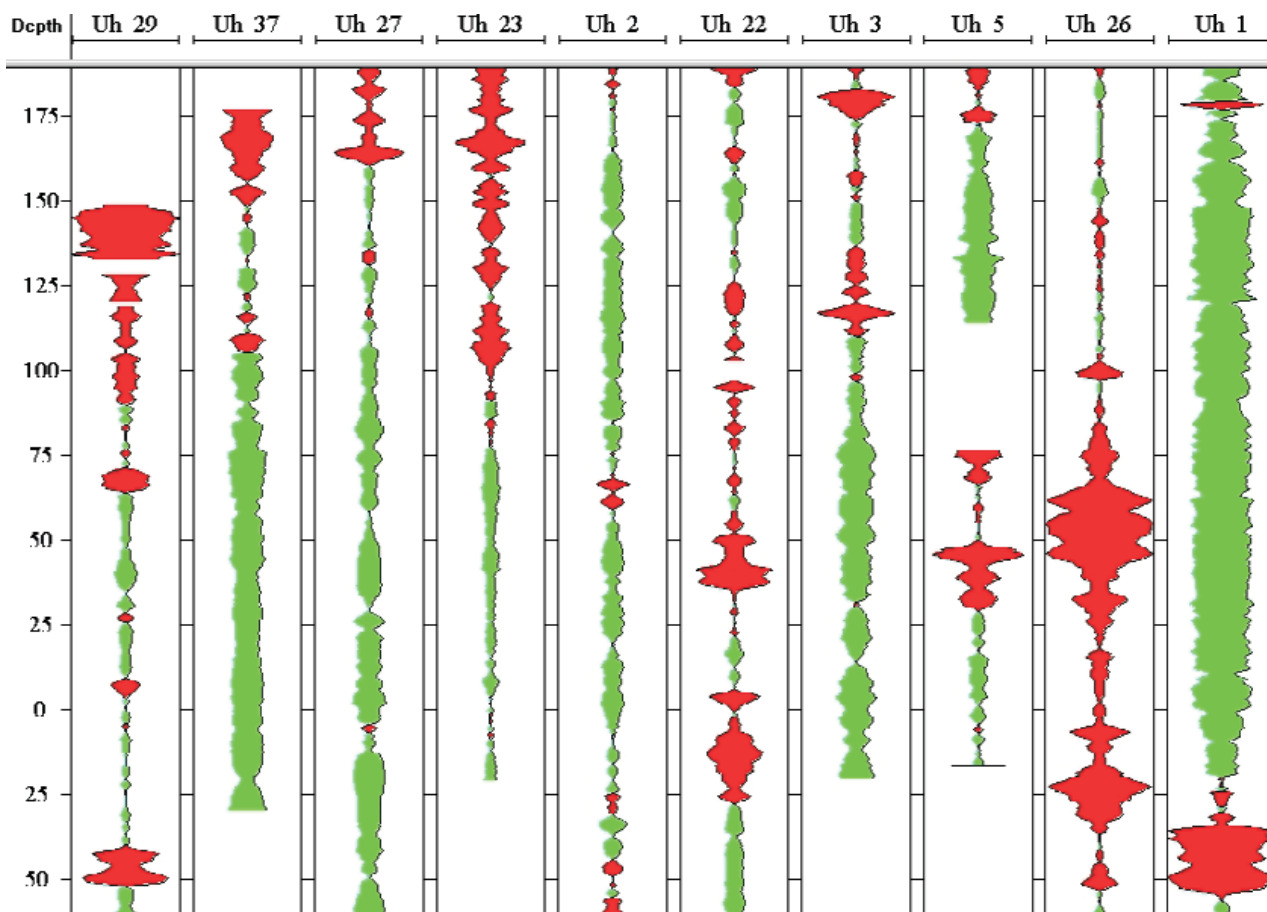


Figure 3. Fractured zones on the basis of the acoustic velocity curves

Black = original log curve, lilac = reversed log curve, red field = fractured, altered rock with an acoustic velocity below 4500 m/s, green field = (intact) rock with an acoustic velocity above 4500 m/s

3. ábra. Töredezett zónák az akusztikus sebességszelvény alapján

Fekete = eredeti mérés görbe, lila = megfordított mérés görbe; piros mező = 4500 m/s alatti akusztikus hullámterjedési sebességgel jellemzett (töredezett, bontott) kőzet, zöld mező = 4500 m/s feletti akusztikus hullámterjedési sebességgel jellemzett (ép) kőzet

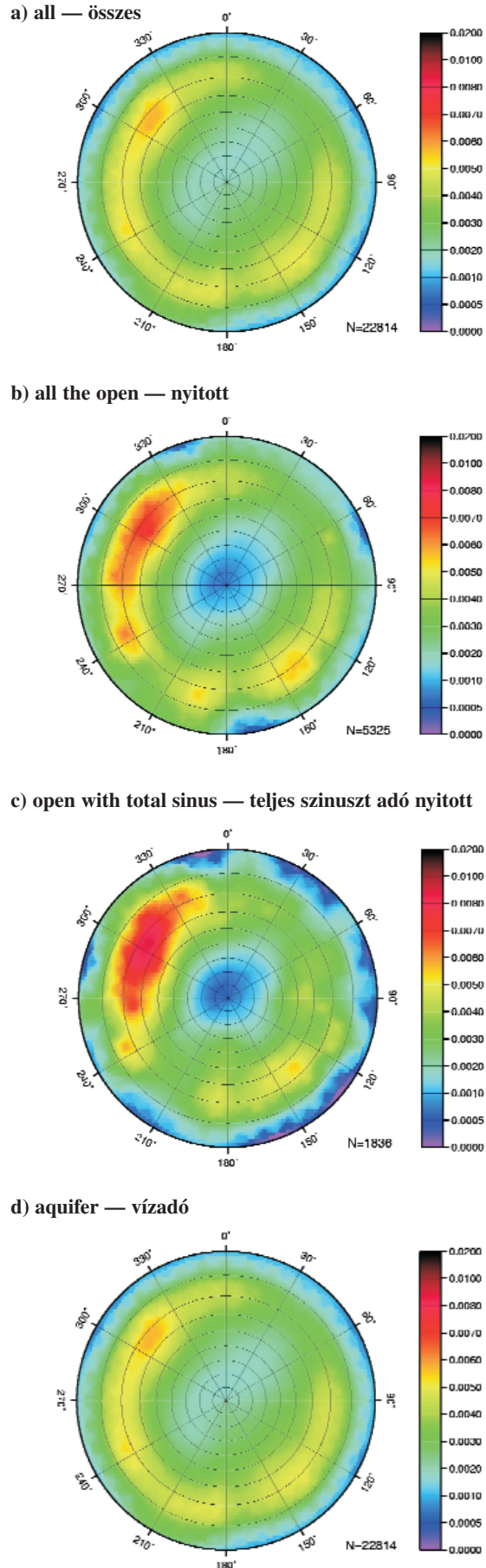
tion of the acoustic wave transmission well-log curve was used in order to demonstrate the fractured zones and large blocks. This shows the fractured zones with decreased velocity in a stressed position and contributes to subdivision into blocks. In the figure, the original log curve and its equivalent (with a reversed scale) can be seen together. The two curves overlap each other at 4500 m/s. This value is approximately the boundary of the strongly fractured and the intact rocks. According to the figure the boreholes are divided into two groups. To the N of Borehole Üh–22 (to the left in the figure), much less fractured zones can be found and even they are concentrated in the upper parts of the boreholes. It can also be seen that the lower part of Borehole Üh–26 is strongly fractured all along, while Borehole Üh–1, situated farther from the research area, has a strongly fractured zone only in its lowermost part (below 300 m).

Considering the tectonic interpretation of the fractured rocks, the orientation of the fractures was established on the basis of BHTV records. The core scanner images can also be orientated exclusively based on these images (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000b). In Figure 4 a polar plot series is presented for the interpretation of BHTV images. The direction distribution of the designated fractures (altogether 22,814 fractures, a) was summarised in eight deep boreholes. The direction distribution of all the open fissures (b), open fissures with total sinus (c), and aquifer fissures (d) was also represented. From the figures it can be established that by increasing the severity of the criterion of openness (qualifying the panel) a clearer and clearer picture on the main strike line of the open fissures could be obtained. The most frequent dip angles of all the fractures (a) were found to be between 60° and 80° . This range turned out to be similar in the case of every open fissure (b) and open fissures with total sinus (c). The directions were strongly scattered; a direction perpendicular to the most frequent one, in other words, the strike direction (30° – 210°), could only be established with difficulty. In the figure of all the open fissures (b), this direction becomes more definite and this trend gets even stronger in the polar plot containing the regular fissures (*i.e.* open fissures with total sinus — c). Thus the maximum values get stronger due to filtering and the increase of the filtering criterion. This may refer to the fact that the fractures of second and third order, setting out from each other, result in fractures with more and more varied strike directions. The narrowest data system is that of the aquifer fissures (d). This indicates even more unambiguously the NNE–SSW direction as the main strike direction.

The geotechnical information is an important part of the interpretation of the well logs. This information can be divided into qualitative and quantitative sections. In the Quaternary complex, the already mentioned compaction and apparent water saturation trends provide qualitative information;

Figure 4. Polar plot of acoustic televiwing fissure statistics
Schmidt net, projection to the lower hemisphere

4. ábra. Akusztikus lyukfal-televíziós repedésstatisztikák
polárdiagramja
Schmidt-háló, vetület az alsó félgömbre



in the case of granite the alteration as well as fracturing trend of the weathering crust is a qualitative information which corresponds to the compaction trend. The quantitative information is represented by porosity, density, and other physical parameters. Subdivision on the basis of the electric resistivity and the depth trends (detectable in the acoustic logs) can be correlated with the geological information.

Though the penetration of BHTV is small (*i.e.* measured in mm), the reflectivity section calculated from the amplitude image can be well correlated with the acoustic velocity logs according to the experiences gained. The reflectivity section is the average of several amplitude logs, recorded by different tools. This section reflects the geomechanical conditions of the rock independently of the fracturing. The differences between the courses of the two curves are probably characteristic of the geomechanical conditions of the direct environs of the boreholes, thus the possible stresses of today.

The shape of the cross section of the boreholes can be investigated by the BHTV sonde as a down-hole gauge of multi-armed function (72/144/288). The cross section of the borehole is not deformed directly due to mechanical stress; the strain is caused by the dripping towards the smallest main stress. This is proved by the fact that there is no deformation in the intact, almost fracture-free depth intervals. Since the studied rock is not a layered structure, the correlation among the boreholes based on curve shapes cannot be carried out on the analogy of the sedimentary rocks. Therefore, the investigation of the depth trends of the well-log curves has great importance in expanding information about a greater volume. From the length of the depth intervals of the trend-like changes, conclusions can be drawn on the subdivision of the larger rock bodies. This is an important parameter for the geotechnical evaluation.

Connection between well logging and hydrogeology

In the frame of well logging, several kinds of methods — detecting fluid influx or its possibility — were used. The Mórággy Granite has a well-known low permeability. However for the possible establishment of a radioactive waste disposal facility even the small influxes are of importance when evaluating long-range processes. To get a relatively exact picture on the small influxes, it was not enough to use the traditional flowmeter due to its high lower-sensitivity threshold. Thus, measurements were carried out with two kinds of high-sensitivity flowmeters.

Besides flowmetry, the other kind of the logging consisted of methods as well as method combinations suitable for assessing the porosity and permeability of the rocks. According to the observations, the influxes generally are connected with fracture zones. Even so, in most cases they do not coincide with the centre of the fracture belt. This may refer to the fact that the most strongly fractured parts have already become clayey and thus the smaller fissures at the margin of the belt proved to be permeable.

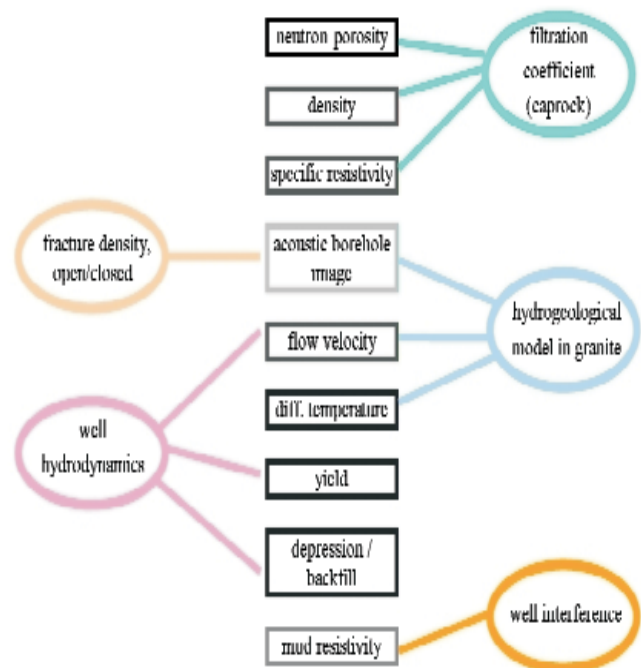
The system of connections between well logging and hydrogeology is outlined in Table 3.

The collection of tools which was used in the overlying rock was much simpler than that used in granite. This was partly due to the fact that there was a closer relationship between the calculated porosity and permeability and the pore distribution was more homogeneous in the loose sediments than in case of the fractured rocks.

The aim of the flowmetry in granite was to designate the water influx zones — *i.e.* locally real fissures — within the fractured rock ranges. This carries important information for the understanding of the flow system. While the transmissivity values determined by hydrodynamic packer tests showed averages of an approximately 10 m range, by means of the high-resolution flowmetry the influxes could be localised in dm-sized (more rarely m-sized) sections. That is to say, they made it possible to increase the resolution capacity by at least one but generally two orders of magnitude.

Since the investigations at Üveghuta carried out in the years of 1998–1999 (SZONGOTH 1999), the method of water flowmetry in boreholes has undergone significant development. For identifying the spots of infiltration, the possibility of using several potential methods has presented itself. During previous research these methods were not available. Their testing as well as fitting into the process of implementation and interpretation proved to be useful on the basis of the results obtained in connection with them. Compared to the measurement and interpretation system of 1998–1999, the common digital recording of the data from (i) the high sensitivity flowmeter with rotating blade, (ii) the high-sensitivity temperature logging, (iii) the BHTV, (iv) the mud-resistivity measurements, as well as the (v) water produc-

Table 3. Connection between well logging and hydrogeology



The colouring serves to highlighting the main features.

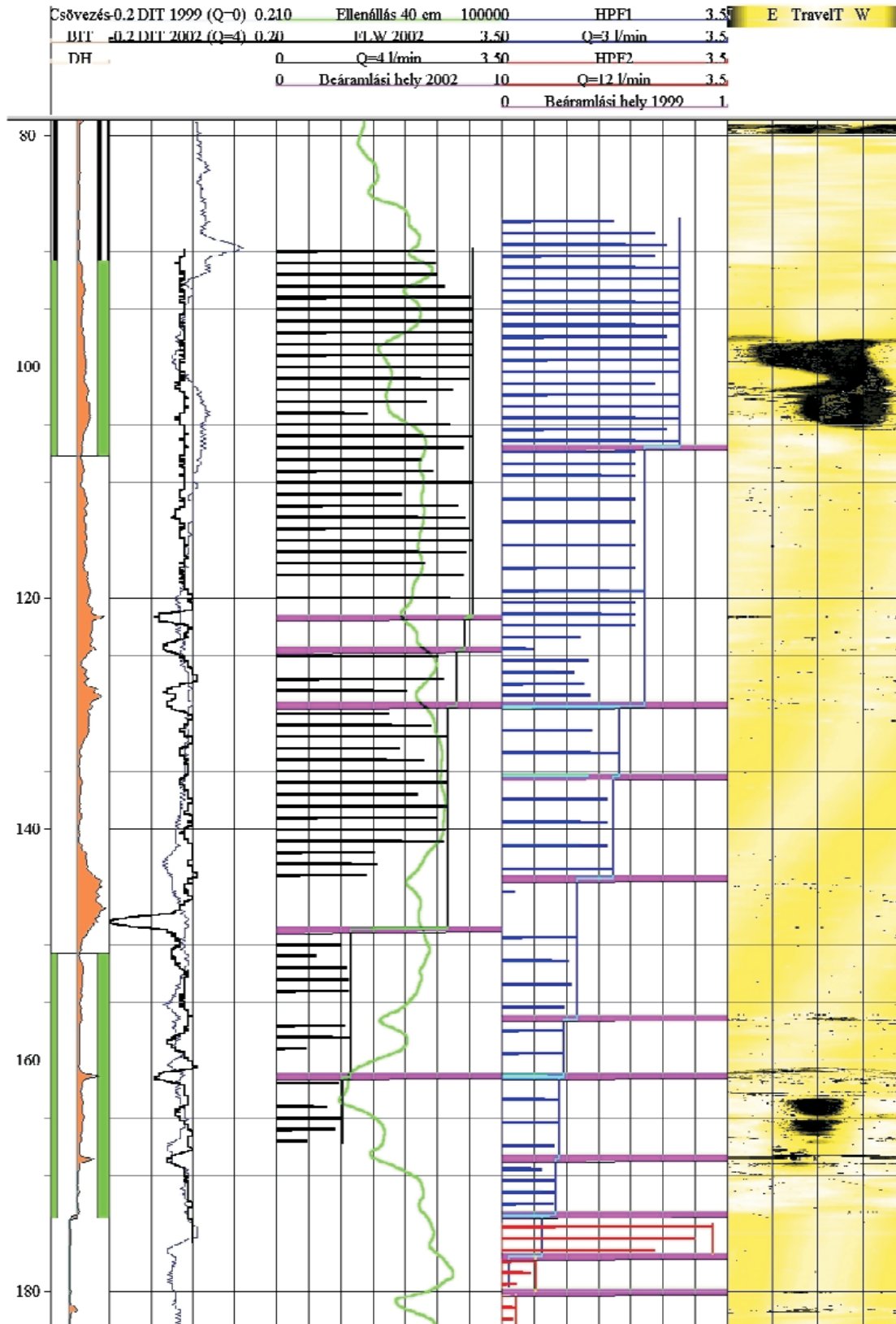


Figure 5. Section of the flowmetry carried out in Borehole Üh-3

DH = diameter, BIT = nominal diameter, DIT = differential temperature, Q = yield, FLW = high-sensitivity flowmetry with rotating blade, black strip near the borehole wall = casing, green strip near the borehole wall = cementing

5. ábra. Az Üh-3 fúrásban végzett áramlásmérés szelvénye

DH = lyukátmérő, BIT = névleges lyukátmérő, DIT = differenciál hőmérséklet, Q = hozam, FLW = nagyérzékenységű forgólapátos áramlásmérés, fekete sáv a lyukfal mentén = bélésűcsővezetés, zöld sáv a lyukfal mentén = cementezés

tion and water level registrations made the results obtained during the interpretation significantly more exact and reliable.

The high-sensitivity flowmeter with rotating blade was developed in 2002. Its lower sensitivity threshold is lower by more than one order of magnitude than that of the other tools in use. Its principle of operation is analogous with those of other sondes with rotating blade. However, the sapphire bearings with low friction, as well as the rotating blade with a special shape (and altogether 1.7 g weight), contribute to a much lower sensitivity threshold and a much higher resolution capacity. Consequently, reliable results can be obtained even in slower flow ranges. During the laboratory tests the lower sensitivity boundary of the measuring device was 0.4 l/min (at HPF 0.1 l/min), while its characteristic remained linear even with a strong, 40 l/min flow (at HPF measurements the maximum measurable flow is 3.7 l/min). This made it ideal for investigating sections having a stronger specific flow. Although the principle of operation of the sonde made continuous logging possible, in order to achieve a greater reliability it was decided to carry out a point-like measurement method, used at the HPF in most of the cases. Flowmetry with the sonde with rotating blade takes less (about half as much) time due to the principle of operation of the device. Furthermore, the values measured at certain depths are statistically less scattered than at HPF measurements because of the large number of measurement data. In order to exclude the flow in the space between the sonde and the borehole the packer method was applied. This was used for HPF measurements which controlled the water movement properly everywhere with the exception of the larger caverns or hole deformations. Since the measurement range of the HPF and the flow measurement sonde with rotating blade indicated a significant overlap, the simultaneous performance of the two measurements increased the reliability of the evaluation.

The water influx also caused perceptible changes in other physical parameters and thus the study of the indirect effects may carry important information for the localisation of the spots of infiltration. Since the environs of the boreholes are thermically not homogeneous and even the dip of the fissures cannot be neglected, the inflowing water also induces temperature anomalies in most cases. (With steep fissures, the influxes induce temperature anomalies even in case of radially homogeneous heat distribution.) Due to their higher (10 cm) sampling density, the high-sensitivity (0.01 °C resolution capacity) temperature logging and the calculated differential temperature logs (DIT) are suitable for determining the spots of infiltration more exactly. In spite of the fact that the detected anomalies cannot be transformed directly into water flows, since their degree depends not only on the amount of the inflowing water but also on its temperature, they are effective markers of the presence and locality of the influx.

The results of flowmetry were compared to (instead of the acoustic wave image section used during the evaluation of the measurements of 1998–1999) the traveltime section of

the BHTV (SZONGOTH, GALSA 2003). The higher resolution capacity (vertically 4 mm, horizontally 1° or 2°) of the BHTV as well as the flow and the related supplementary measurements together made it possible to find the exact and indirect determination of the parameters of the influx zones or even the actual fissures producing water infiltration.

In Figure 5 a series of data is presented. The flowmetry was carried out first in 1999 then was repeated in 2002. An interesting point is that the significant influx detected at 107 m disappeared after the repeated measurements of 2002; it seems likely that the fissure had become blocked.

Additional significant steps forward in the data-measuring process were the continuous digital registration of the surface water production by water meter and the estimation of the operating water level by a pressure-indicating sonde. The measuring and registering procedure contributed to making the calculated data (*e.g.* specific water flow) more exact and also to the assessment of the reliability of flowmetry data. In addition — together with the backfill logging — it proved to be an indispensable input parameter in the quantitative description of the hydraulic environment characteristic of the total open borehole (SZÉKELY 2003a–d).

In the inclined holes (Üh–25, Üh–36), no flowmetry could be carried out due to technical reasons. This was because low flow values could only be measured by perfect packer closing and it could not be attained in the inclined holes.

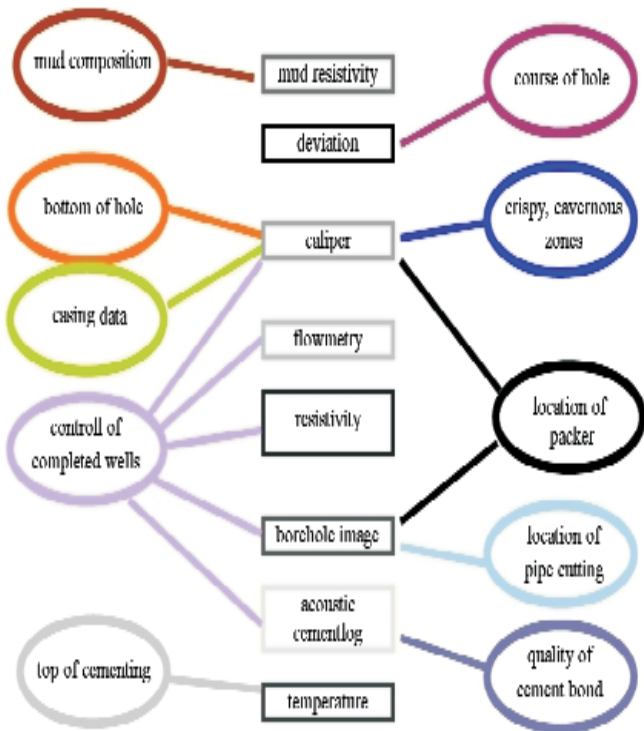
In the case of two well groups — Üh–31 and Üh–32 — tracer and salt were added to the water of the 3-3 auxiliary wells. After the permanent pumping of the observation wells, mud resistivity was measured when the tracers appeared. On the basis of the anomalies and changes in trends detected in the resistivity section, ranges and fissures were designated that are probably in connection with the water system of the other members of the well group.

Survey of the technical condition of the boreholes by well logging

In course of the survey of the technical conditions of the boreholes at Báticaapáti (Üveghuta), the following were examined: (i) the bottom depth, (ii) inclination (this is especially important at the boreholes planned *ab ovo* as inclined), (iii) diameter (to show the cavernous sections) of the borehole, (iv) the data of the technical casing, (v) the height of the cement roof, (vi) and the quality of the cement mantle. The measurement types are included in Table 4.

The acoustic logging of the cement mantle provided information about the quality of cementing and also about the binding of the cement mantle with the pipe and the rock. This is important information partly because contaminants can get into the deeper layers in the annular space outside the casing and partly because the flowmetry data can be disturbed by water inflowing at the casing cradle in the case of poor cementing. If the quality of the cement mantle is high, the amplitude of the incoming waves quickly dies away; if

Table 4. Connection between well logging and drilling control



The colouring serves to highlighting the main features.

the opposite is the case, it does not take place due to the resonance of the casing. In Figure 6, a cement mantle investigation is presented.

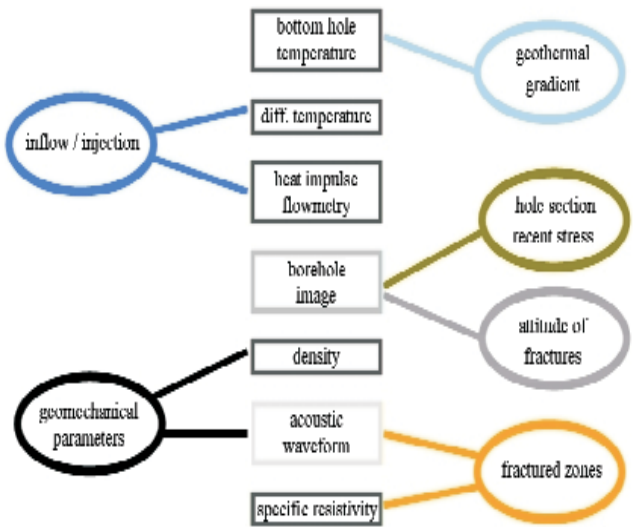
In the acoustic wave image record it can be seen that cementing is of high quality from the cradle to 28.0 m (the double casing), while above it, to 24.6 m, it is of poor quality.

(Behind the double casing, the quality of cementing cannot be investigated.)

Connection between well logging and tunnel planning

With regard to tunnel planning, the technical parameters provided by well logging (Table 5) can be placed into several groups. A part of them belongs to the geotechnical parameters, while another part belongs to the sphere of hydrogeological data. Important information is the present-day stress condition of the rock. This can be assessed on the

Table 5. Connection between well logging and tunnel planning



The colouring serves to highlighting the main features.

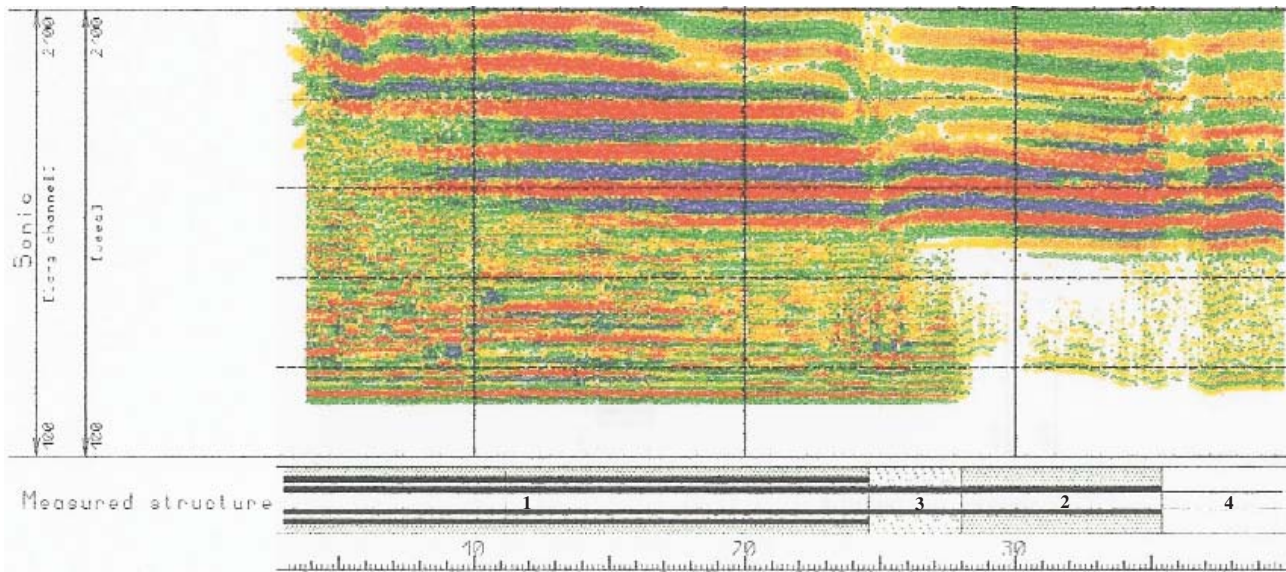


Figure 6. Cement mantle investigation

Acoustic = acoustic wave image, Measured structure: 1 – casing I-II + cement, 2 – casing II + cement, 3 – casing II + imperfect cement, 4 – open borehole

6. ábra. Cementpalást-vizsgálat

Acoustic = akusztikus hullámkép, long channel – hosszú csatorna, Measured structure = mért kütszerkezet: 1 – beléscső I-II + cement, 2 – beléscső II + cement, 3 – beléscső II + hiányos cement, 4 – nyitott fűrőlyuk

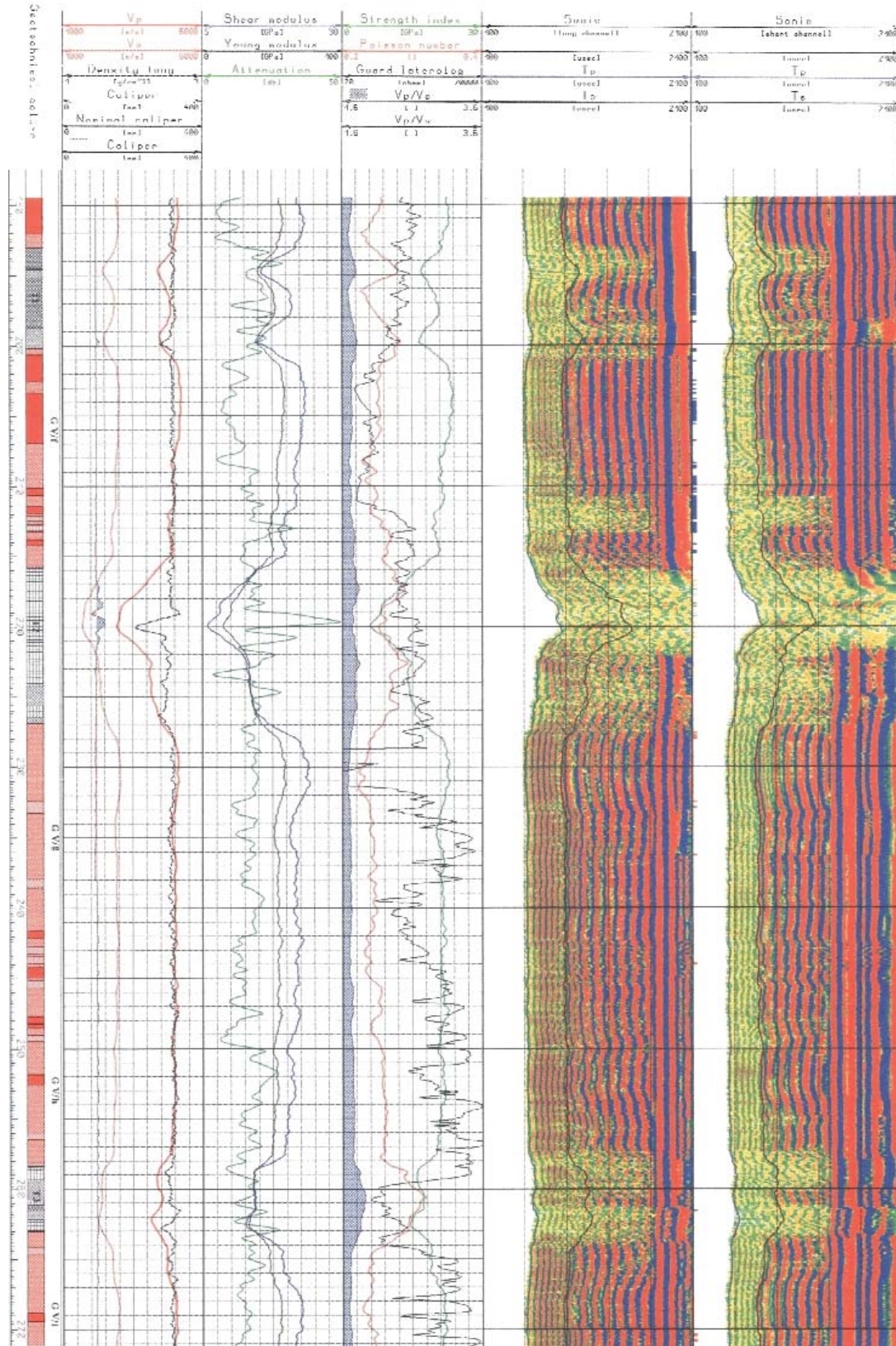


Figure 7. Determination of rock-mechanical parameters from well logging in Borehole Üh-25

V_p = longitudinal wave velocity, V_s = transversal wave velocity, T_p = arrival time of a longitudinal wave, T_s = arrival time of a transversal wave

7. ábra. Kőzetmechanikai paraméterek meghatározása mélyfúrás-geofizikai mérésekből az Üh-25 jelű fúrásban

V_p = longitudinális hullámsebesség, V_s = transzverzális hullámsebesség, density long = sűrűség, hosszú csatorna, caliper = lyukátmérő, nominal caliper = névleges lyukátmérő, shear modulus = nyírási modulus, attenuation = akusztikus csillapítás, Poisson number = Poisson-állandó, acoustic = akusztikus hullámkép, T_p = longitudinális hullám beérkezési ideje, T_s = transzverzális hullám beérkezési ideje

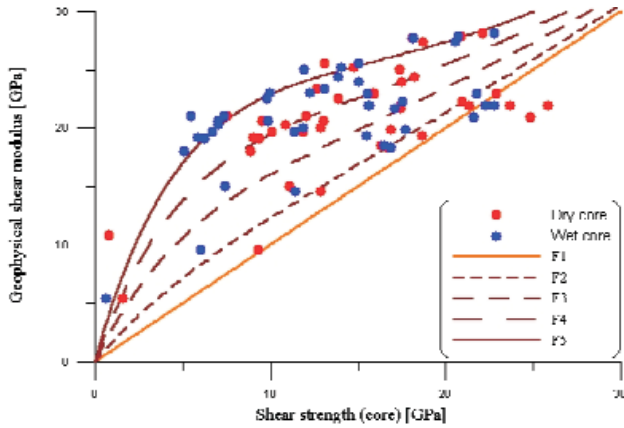


Figure 8. Comparison of the shear modulus with the shear strength determined on drill cores

F1 – no stress releasing effect on core sample, F2-F5 – the stress releasing effect increases according to the order of curves

8. ábra. A nyírási modulus összehasonlítása a fúrómagokon meghatározott nyírási szilárdsággal

Dry core = száraz magminta, wet core = nedves magminta, F1 – nincs feszültségkioldódási hatás a magmintán, F2-F5 – a feszültségkioldódási hatás a görbék sorszámaival nő. Független tengely = geofizikai nyírási modulus, vízszintes tengely = magminta nyírási szilárdság,

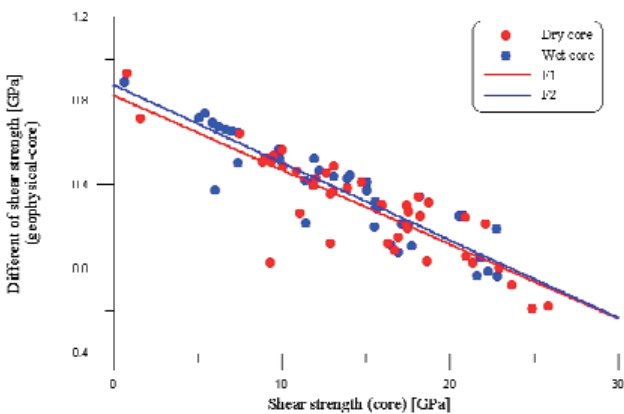


Figure 9. Connection between the difference of shear strengths and the shear strength determined on drill cores

F1 – fitted function for dry core samples, F2 – fitted function for wet core samples. Difference between geophysical and core shear strength, shear strength (core)

9. ábra. A nyírási szilárdságok különbségének kapcsolata a fúrómagokon meghatározott nyírási szilárdsággal

Dry core = száraz magminta, wet core = nedves magminta, F1 – száraz magminta adatokra illesztett egyenes, F2 – nedves magminta adatokra illesztett egyenes. Független tengely = a geofizikai és a magmintán meghatározott nyírási szilárdság különbsége, vízszintes tengely = magminta nyírási szilárdság

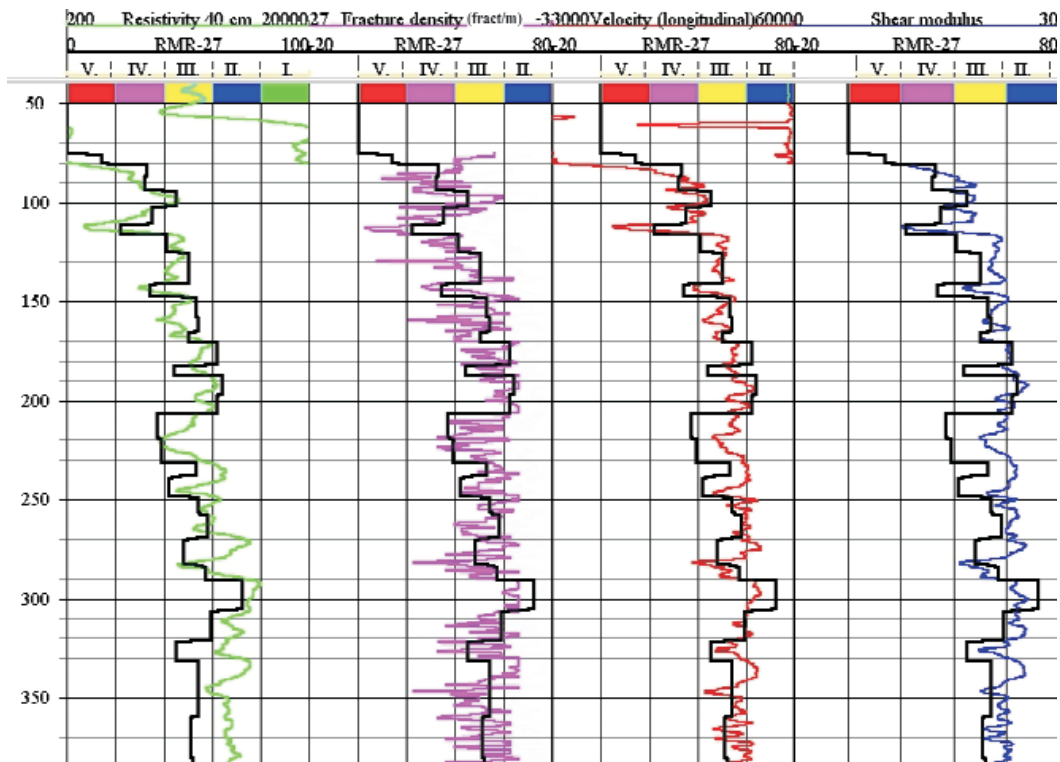


Figure 10. Comparison of well-log data and RMR intervals
RMR category I-V (best-worst)

10. ábra. Mélyfúrás-geofizikai adatok és RMR-intervallumok összehasonlítása

Resistivity = ellenállás, fracture density (fract/m) = repedéssűrűség (repedés/m), longitudinal velocity = longitudinális hullámsebesség, shear modulus = nyírási modulus, RMR kategória I-V (nagyon jó - nagyon gyenge)

basis of the cross section of the borehole as determined by BHTV (see above).

The geotechnical conditions of the rocks and rock bodies can be characterised by different methods based on well-log data. These methods include partly the calculation of the rock-mechanical subdivision of the rock, and partly on the latter's qualitative and quantitative evaluation.

The *in situ* geotechnical conditions of the seismically hard rocks ($V_s > 1500$ m/s) are indicated effectively by well-logging, mainly acoustic parameters. Out of these, the V_p (longitudinal) and V_s (transversal) wave transmission velocities, derived from the acoustic wave image, and also the density obtained from gamma-gamma logging, are used for the characterisation of the mechanical conditions of the rock.

In every deep borehole — which together run to almost 4000 metres — the rock mechanical (elasticity) parameters (e.g. Young modulus, Poisson number, shear modulus, etc.) were determined. In Figure 7, the well-log data and calculations carried out in Borehole Űh–25 are represented.

In Figure 7, the measured or derived parameters (*i.e.* guard laterolog, hole diameter, density, longitudinal and transversal velocity), the short and long channels of the whole acoustic wave image, the geotechnical boundaries and the calculated petrophysical parameters can be seen.

The results of the laboratory investigations and measurements on drill cores were compared with the relevant well-log parameters and the reasons for the possible differences were analysed (ZILAHÍ-SEBESS 2001). Figure 8 shows a comparison of the geophysical shear modulus, defined by the formula $m = rV_s^2$, with the shear strength determined on drill cores. In Figure 9, the difference of the index numbers is presented as also being standardised for the geophysical shear modulus. The shear modulus, determined on the basis of the geophysical measurements, is generally larger than that determined on the drill core. The reason for this is mainly the relief from the stress of the removed core. In Figure 8, the individual curves link the points that can be characterised with the same rock stress relief. The difference between the two data systems increases with the decrease in the resistivity against the rock-shearing forces. The conceptual curves converge towards the great shear modulus values since in the case of a rock which has not been fractured no relaxation effect can be expected. At very small values of the shear modulus the curves converge because the difference between the conditions of the strongly fractured, altered rocks in the borehole and on the surface is smaller and smaller with the decrease in the shear modulus. On the basis of the figures, it can be assumed that the reason for the difference of the results is the difference between the measurement conditions. It can be stated that the well-log data differ mostly from the results of the laboratory analyses in cases involving medium-altered rocks — that is, the less fractured and the strongly altered rocks behave in a similar way.

The RMR (Rock Mass Rating) method (HÁMOS 2003) classifies the rock materials of the exploratory boreholes from a geomechanical point of view and characterises the rock on

the basis of six parameters that affect essentially the durability and necessary support of the subsurface cavities. Designation of the RMR intervals and RMR categorisation are among the basic tasks of tunnel planning. The well logging — *i.e.* mainly the resistivity log, the acoustic wave image, the BHTV, and the high-sensitivity flowmetry — carry a lot of geotechnical information. During the ground-based geophysical survey, several thousand metres of geotechnical measurements were carried out in granite. According to the preliminary investigations, the physical parameters (*i.e.* specific resistivity, fracture density, rock velocity, shear modulus) derived from them correlate well with the RMR qualifications that are determined from core samples (Figure 10). On this basis there is a possibility to determine the RMR intervals from the well logs in a simple, reliable way and carry out RMR categorisation. The advantage of this method is that it provides the results immediately after finishing the measurements — that is, it is not necessary to wait for the laboratory investigations; furthermore, it is free of subjectivity.

Summary

It can be seen on the presented examples that the well-logging methods are in an extremely close relationship with the other branches of earth sciences. In every field of the ground-based geophysical methods, basic input parameters are the values of the well-log data (VÉRTESY et al. 2003). The well-log information also plays an important role in the geological investigations mainly because the geological information obtained from the drill-core analyses is translated into the language of physical parameters by this assemblage of methods. This is necessary for the proper interpretation of the ground-based geophysical survey. Both the primary material differences and the secondary geomechanical alterations may result in boundary surfaces that may be equivalent for the ground-based methods. Furthermore, the interpretation of the well logs supports the geological correlation itself by determining the pattern of the curve shapes (ZILAHÍ-SEBESS, SZONGOTH 2003).

Well logging could provide useful help in the exact stratigraphic classification of the loess and palaeosols, which alternate with each other as a reflection of the Quaternary climatic cycles. The subdivision of the weathering crust of granite is based on well-log parameters.

The BHTV contributed significantly to the orientation of the cores, and also to the tectonic investigation of the sections that lack a core or produce cores not suitable for scanning.

The efficiency of the packer tests is enhanced by the use of the well logs at the designation of the intact borehole sections as well as the determination of the flows and spots of infiltration with the accuracy of one-two m (BENEDEK et al. 2003).

The precise execution of the boreholes and the supervision of the wells are considerably facilitated by well logging.

Well logging provides important petrophysical and rock-mechanical information for tunnel planning and safety analysis.

References — Irodalom

- BALLA Z., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., MOLNÁR P., TUNGLI GY., G. BRADLEY, B. MACDONALD, HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., ZILAHÍ-SEBESS L., SZONGOTH G. 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSÁ A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BENEDEK K., MOLNÁR P., MÉSZÁROS F. 2003: Vízföldtani modellezés. FracMan modell (in Hungarian: Hydrogeological modelling. FracMan model). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HÁMOS G. 2003: Geotechnikai minősítés (in Hungarian: Geotechnical properties). – In: BALLA Z. et al. 2003, pp. 99–100.
- MARS I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAHÍ-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórággy Block (A Mórággy-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume)
- SZÉKELY F. 2003a: Az Üh-28 fúrásban végzett hidraulikai és vízmintavételezési vizsgálatok eredményeinek értékelése (in Hungarian: Analysis of the results from hydraulic testing and water sampling of Borehole Üh-28). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZÉKELY F. 2003b: Az Üh-27 fúrásban végzett hidraulikai és vízmintavételezési vizsgálatok eredményeinek értékelése (in Hungarian: Analysis of the results from hydraulic testing and water sampling of Borehole Üh-27). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZÉKELY F. 2003c: Az Üh-30 fúrásban végzett hidraulikai és vízmintavételezési vizsgálatok eredményeinek értékelése (in Hungarian: Analysis of the results from hydraulic testing and water sampling of Borehole Üh-30). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZÉKELY F. 2003d: Az Üh-26 és Üh-29 fúrásokban végzett hidraulikai és vízmintavételezési vizsgálatok eredményeinek értékelése (in Hungarian: Analysis of the results from hydraulic testing and water sampling of Boreholes Üh-26 and Üh-29). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZONGOTH G. 1999: Hőimpulzusos áramlásmérés (in Hungarian: Heat-pulse flowmetry). – In: BALLA Z. et al. 1999, pp. 293–306.
- SZONGOTH G. 2003: Mélyfúrás geofizika (in Hungarian: Well-logging). – In: BALLA Z. et al. 2003, pp. 21–23.
- SZONGOTH G., GALSÁ A. 2003: Áramlás- és hőmérséklet-mérések komplex értelmezése (az 1998–2003-ban végzett összes mérés alapján) [in Hungarian: Integrated interpretation of flow and temperature measurements (from all measurements conducted in 1998–2003)]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSÁ A., BÁNNÉ GYÖRI E., LENDVAY P., BARTHA Z. 2003a: Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-28A, Üh-29, Üh-30, Üh-36A, Üh-36, Üh-37 fúrások mélyfúrás-geofizikai, köztetfizikai, BHTV méréseinek kiértékelése (in Hungarian: Interpretation of well-logging, petrophysical, BHTV data from Boreholes Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-28A, Üh-29, Üh-30, Üh-36A, Üh-36, Üh-37). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSÁ A., BÁNNÉ GYÖRI E., LENDVAY P., BARTHA Z. 2003b: Mélyfúrás-geofizikai adatok integrált értelmezése (Az 1996–2003-ban végzett összes mérés alapján). Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése [in Hungarian: Integrated interpretation of well-logging data (on the basis of all measurements done in 1996–2003). Final disposal of low and intermediate level radioactive waste]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- VÉRTESY L., CSABAFI R., FEJES I., GACSÁLYI M., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KISS J., KOVÁCS A. CS., KOVÁCS P., MADARASI A., PATAKY P., PRÓNAY ZS., RÁNER G., REDLERNÉ TÁTRAI M., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z., TÖRÖK I., TÖRÖS E., ZILAHÍ-SEBESS L. 2003: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Integrált geofizikai értelmezés 3 (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level activity radioactive waste disposal. Integrated geophysical interpretation 3). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS L. 2001: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R.4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás. Mélyfúrás-geofizikai mérésekből kapott geomechanikai paraméterek összevetése a laboratóriumi adatokkal és a magminta töredezettség adatokkal az üveghutai mélyfúrásokban (in Hungarian: Final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94. Comparison of geotechnical parameters from well-log with laboratory data and with fracturing data from geological core log in the Üveghuta boreholes). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS L., SZONGOTH G. 2003: Mélyfúrás-geofizikai értelmezés (in Hungarian: Well-log interpretation). – In: BALLA Z. et al. 2003, pp. 149–152.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., LENDVAY, P., SZONGOTH, G. 2000a: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üveghuta site (A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságok

- alaján az Üveghutai telephelyen). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 171–192.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., MÉSZÁROS, F., SZONGOTH, G. 2000b: Characterisation of fracture zones in granite, based on well-logging data (A gránit törésez öveinek jellemzése mélyfúrás-geofizikai adatok alaján az Üveghutai telephelyen). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 253–272.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., RIGLER, GY., SZONGOTH, G. 2000c: Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well-logging data (Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alaján). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, Budapest pp. 213–230.

Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

SZONGOTH GÁBOR, ZILAHY-SEBESS LÁSZLÓ, SZÜCSI PÉTER

Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

Tárgyszavak: akusztikus módszerek, áramlásmérés, Délkelet-Dunántúl, gránit, hidrogeológia, korreláció, kőzet mechanika, lösz, Magyarország, mélyfúrás geofizika, Mórággyi-rög, polárdiagram, repedezett kőzet

Összefoglalás

Tanulmányunkban a mélyfúrás geofizika szerepét, azon belül is a többi földtani és geofizikai vizsgálati módszerekhez való kapcsolatát mutatjuk be a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen végzett kutatás során. Különösen azt hangsúlyozzuk, hogy az egyes szakterületek milyen információkat várhatnak ettől a módszeregyüttéstől a saját értelmezésükhöz.

A mélyfúrás-geofizikai módszerek a fűromag-vizsgálati eredmények és a felszíni mérések közti hidat alkotják, mivel a mélyfúrás geofizika pontszerű vizsgálatokat fűz folytonos, egyszemélyes adatrendszerre, amelyből a felszíni mérések segítségével lehet térbeli modellt készíteni. A mélyfúrás-geofizikai módszerek alapján megtalálható az összes fizikai elv, amelyet a felszíni geofizikai méréseknel alkalmaznak, ezért majdnem minden módszer modellezéséhez felhasználhatók. A mélyfúrás geofizikából származtatott fizikai paraméterek kapcsolatba hozhatók a geotechnikai, a kőzettani, a tektonikai, a hidrogeológiai és a kőzetfizikai paraméterekkel is. A tanulmányban bemutatjuk azt is, milyen jelentős szerepe van a mélyfúrás-geofizikai módszereknek a fűrások műszaki állapotának megismerésében, továbbá a bányászati tervezés megalapozásában. A fejezetek elején ábrázoljuk az adott módszer és a mélyfúrás-geofizikai módszerek általános kapcsolatrendszerét, majd az üveghutai kutatásból vett példákön mutatjuk be a tényleges kapcsolatot, amelyet néhány esetben ábrával is illusztrálunk.

Bevezetés

A bátaapáti kutatási területen az elműlt 7 évben 57 db kutatófűrás mélyűlt, összesen 6700 méter hosszban. Ebből egy fűrás érte el az 500, három a 400, és hat haladta meg a 300 métert, a többi 15–101 méteres, sekély fűrás volt. Valamennyi fűrásban végeztünk mélyfűrás-geofizikai vizsgálatokat, összesen 386 alkalommal (SZONGOTH et al. 2003b, SZONGOTH 2003). A mérések alapvetően az alábbi négy típusba sorolhatók:

- komplex mélyfűrás-geofizikai mérések,
- akusztikus lyukfal-televíziós mérés (Borehole Television, BHTV),
- nagyérzékenységű áramlásmérések (Heat Pulse Flowmetry, HPF),
- technikai mérések.

Komplex mélyfűrás-geofizikai méréseket a fűrásoknak minden olyan szakaszán végeztünk, ahol azt a fűrás műszaki

állapota lehetővé tette. A száraz fűrasi szakaszokon csak természetes gamma, mágneses szuszceptibilitás, néhány esetben sűrűség-, illetve neutronporozitás-mérést végeztünk, a csövezett szakaszokon a mágneses szuszceptibilitás mérés elmaradt. Egy tipikus komplex mélyfűrás-geofizikai mérés-sorozatot mutat be az 1. ábra. A kiértékelési oszlopok jelmagyarázata a 2. ábrán található (SZONGOTH et al. 2003a).

Akusztikus lyukfal-televíziós és nagyérzékenységű áramlásmérést csak a fűrások állékony, gránitos szakaszán végeztünk (az áramlásmérést 1998 végétől vezettük be). A technikai mérések a fűrások műszaki állapotának (ferdeség, lyuk-átmérő, csövezések, cementezés) ellenőrzését szolgálták.

A mélyfűrás-geofizikai vizsgálatoknál az alábbi eszközöket alkalmaztuk.

A méréseket 4 db (1 Mercedes Sprinter, 2 Toyota Hiace, illetve 1 UAZ–427 típusú), 1000 méteres kábellel felszerelt, négykerék-meghajtású műszerkocsival végeztük. Az elektromos csörlők sebessége elektronikusan szabályozható a

0,5–40 m/perc sebességtartományban. A mélységmérés optikai jeladóval felszerelt mérőkerékkel, a mélység helyesbítés mechanikus markerrel történt. A mélységmérés hibája <0,05% volt.

Az adatgyűjtő műszer típusa MOLE II (Geo-Log gyártmány). A műszer biztosítja a szondák tápellátását, a mélységmérést, a mérés vezérlését, a mérések elsődleges korrekcióját, a mért adatok digitális rögzítését, illetve megjelenítését. A mérések képernyőről ellenőrizhetők, és az eredmények real-time üzemmódban mátrix printerrel megjeleníthetők. Az akusztikus lyukfal-televíziós és hőimpulzusos áramlásméréseket ALT Logger (Advanced Logic Technology, Luxemburg), a ferdeségmérést Model 780 Control Consol (OWL, USA) típusú műszerrel végeztük.

A szondák többsége ELGI, illetve Geo-Log gyártmány, kivétel a mágneses szuszceptibilitás GM-250 (Csehország), a ferdeség Model 7000 DMP (OWL Technology, USA), az akusztikus lyukfal-televízió FAC-40 (ALT), hőimpulzusos áramlásmérő (Mount Sopris, USA).

A kiértékelés és dokumentálás a Geo-Log központjában levő Intel Pentium alapú számítógépeken történt, Windows operációs rendszeren futó programokkal, amelyeknek többsége Geo-Log fejlesztésű, csak az akusztikus lyukfal-televíziós, illetve a hőimpulzusos áramlásmérés megjelenítéséhez használtuk a WellCAD (ALT, Luxemburg) szoftvert. A 3D megjelenítés ábrái a Petrosoft (Magyarország) által fejlesztett 3DView for Windows programmal készültek. A megjelenítés Epson típusú, 24 tűs mátrixprinteren, illetve színes tintasugaras nyomtatókon történt.

A további fejezetekben a mélyfúrás geofizika és az alábbi társtudományok kapcsolatát vizsgáljuk:

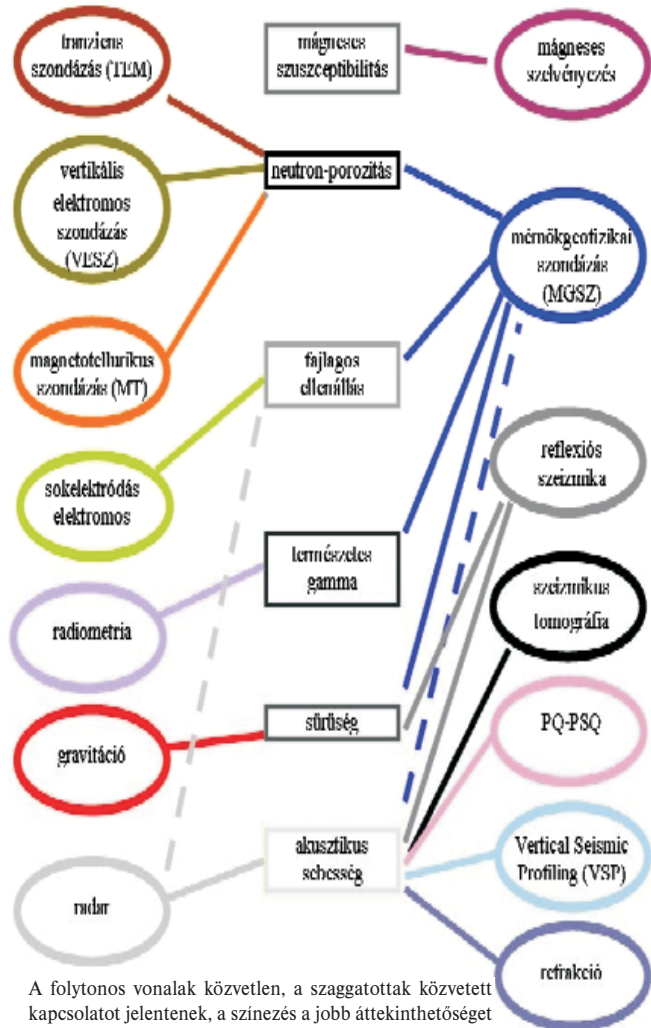
- felszíni geofizika,
- földtan,
- hidrogeológia (sokirányú kapcsolódása miatt a földtantól elkülönítve tárgyaljuk),
- fúrásirányítás,
- vágattervezés.

A mélyfúrás geofizika kapcsolata a felszíni geofizikai módszerekkel

A kapcsolat jelentősége az üveghutai területen a gránit tagolása szempontjából kiemelkedő. A gránit mélyfúrás-geofizikai szelvények szerinti tagolását főleg akusztikus és elektromos módszerek szerint végezzük el, amit a felszíni geofizikai mérések kiértékelése visz tovább. A geofizikai kiértékelés lényeges eleme az üde gránittömb tagolása, amelyet a fúrásokénti mélyfúrás-geofizikai mélységtrendek és a szeizmikus tomográfián látható paraméter eloszlás egybevetésével lehet kielemezni. A mállási kéreg alatti gránit bontottsági trendjeinek mélyfúrás-geofizikai vizsgálata jó összehasonlítási alapot nyújt a szeizmikus módszerek kiértékeléséhez.

Az 1. táblázatban a mélyfúrás-geofizikai és a felszíni geofizikai módszerek, valamint a mérnökgeofizikai szondázás (MGSZ) kapcsolatát mutatjuk be. Látható, hogy a

1. táblázat. A mélyfúrás-geofizika kapcsolata a felszíni geofizikai módszerekkel és a mérnökgeofizikai szondázással



A folytonos vonalak közvetlen, a szaggatottak közvetett kapcsolatot jelentenek, a színezés a jobb áttekinthetőséget szolgálja.

legtöbb direkt kapcsolat az utóbbival van, hiszen az MGSZ keretében a mélyfúrás geofizikával teljesen analóg méréseket is végeznek. A táblázaton felvázolt direkt kapcsolatrendszeren kívül számos közvetett — a modellalkotás szempontjából elsőrendű — kapcsolat is fennáll. Ezek közül a legfontosabb a mélyfúrás geofizikából származtatott porozitás és sűrűség szerepe a szeizmikus modellalkotásban (VÉRTESY et al. 2003).

A felszíni módszerekkel kapcsolatban hangsúlyozzuk, hogy a vertikális felbontóképességben legalább két nagyságrend különbség van a mélyfúrás geofizika javára, viszont az információ nagy része a fúrás közvetlen környezetére (a mérések maximális behatolása néhány 10 cm) vonatkozik. Ennek következtében a hangsúly a mélyfúrás-geofizikai mérések átlagolásán és azok reprezentativitásának elemzésén van az abszolút értékek helyett. Az átlagolás nem egyszerű simító szűrést jelent, hanem gyakran szükség van a görbék mélység szerinti kumulatív átlagolására, hiszen a felszíni módszerek információja, súlyozottan bár, de egyszerre tartalmazza — a vizsgálati mélységnek megfelelő átlagolással — az összes réteg tulajdonságait. Esetenként

lényeges lehet az átlagos abszolút értékek összehasonlítása is, azonban sokkal fontosabb az egyes paraméterek mélységmenete, amely a felszíni módszerek modellszámításához szükséges.

A felszíni elektromos ellenállás kiértékelési modelljeihez a mélyfúrás-geofizikai elektromos ellenállás mérés szolgáltatja az alapot, amely elsősorban a mérésgörbék mélység szerinti menetét jellemzi. A negyedidőszaki fedőüledékek esetében a különböző szondahosszakkal mért látzólagos fajlagos ellenállásokból számított valódi ellenállás megközelíti a rétegek tényleges — a fúrólyukhatásoktól mentes — ellenállását, ezért azok abszolút értékét is figyelembe lehet venni az elektromos modellben. Az üveghutai kutatási területen a negyedidőszaki összletben a mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérések, a különböző felszíni ellenállásmérések és az MGSZ együttes értelmezése alapján négyréteges — az ellenálláskontrasztoktól függően helyenként ötréteges — ellenállásmodellt tudunk felállítani. A felszíni VESZ-mérés alapján háromrétegű modell készíthető, amely a negyedidőszaki összletet egy nagyellenállású felső és egy kisellenállású alsó részre bontja, a harmadik réteg a fellazult gránittal kezdődő nagyellenállású aljzat. A transziens elektromágneses (TEM) méréseken a szárazföldi tarkaagyag (Tengelici Vörösagyag Formáció) és a lösz alsó, kisellenállású része a legtöbb esetben jól elkülönül egymástól, míg a pleisztocén összlet felső részét ez a módszer kevésbé bontja. A VESZ-TEM kollektív modell úgy többretegű tehát, hogy az üledékes összlet felső részét inkább a VESZ, az alsó részét pedig a TEM tagolja jobban. Az elfogadott határok a TEM esetében is igazodnak a mélyfúrás-geofizikai görbékben megállapítható határokhöz (VÉRTESY et al. 2003).

Szintetikus szeizmogram számításához — ami a szeizmikus földtani értelmezés fontos eszköze — a sebesség és a sűrűség mélység szerinti változásának ismerete szükséges. Mégsem ezek a funkciók a legfontosabbak, hiszen ezt az információt közvetlenül a szeizmikus mérések felbontásával jobban egyező VSP (Vertical Seismic Profiling — fúrólyukbeli szeizmikus szelvényezés) mérésből is meg lehet kapni. A legfontosabb az a lehetőség, hogy a mélyfúrás-geofizikai szelvények adta tagolást kizárólag az akusztikus mérés felhasználásával lehet figyelembe venni. A többi mélyfúrás-geofizikai mérést a szeizmikával való összehasonlítás céljából az akusztikus szelvényen keresztül tudjuk időléptékbe áttenni. Nagyobb mélységekben — ahol a víztelítettség 100%-os — a VSP időmérésből származó sebesség és az akusztikus mérésből származó intervallumsebesség közt minimális (max. 2%) az eltérés, ezért az akusztikus és a sűrűség-szelvényből számított szintetikus szeizmogram reflektivitás-sorozatának pontos helyét meg lehet keresni. A szintetikus szeizmogramot és a reflexiók szeizmikus szelvény szintjeit némi szubjektívizmussal VSP-mérés hiányában is össze lehet illeszteni, ezáltal a mélyfúrás geofizika adta sztratigráfiai információt fel lehet használni a szeizmikus értelmezésben. Éppen a felbontásbeli különbségek miatt nem várhatunk pontos egyezést a fúrólyukbeli szeizmika és a mélyfúrás-geofizikai akusztikus mérés

között, azonban a sebesség-mélységmenetek közti különbségnek is földtani oka van. Ez az ok feltehetően a fúrás környékén előforduló — csak a mélyfúrás-geofizikai mérésekkel érzékelt — helyi inhomogenitás. Más szóval, ha a sebesség-mélységmenetek közt feltűnő eltérést találunk, az azt jelenti, hogy a mélyfúrás-geofizikai információ nem terjeszthető ki oldalirányban, a szeizmikus mérések felbontásának nagyságrendjében (kb. 30 m) sem.

A mélyfúrás geofizika és a földtan kapcsolata

Az üveghutai területen a kőzet mechanikai jellegű tagoltsága és a kőzet anyaga szerinti tagoltság nem feltétlenül esik egybe. Ennek megfelelően más eszközökkel tudjuk vizsgálni a kőzet mechanikai és kémiai jellegű elváltozásait, mint az elsődlegesnek tekinthető különbségeket. Ezzel összhangban a geológiával való kapcsolatot a következőképpen oszthatjuk fel:

- kőzettani információ,
- geotechnikai információ,
- sztratigráfiai információ (korrelációhoz),
- tektonikai/szerkezetföldtani információ.

Az egyes mélyfúrás-geofizikai mérések kapcsolatrendszerét a földtannal a 2. táblázatban mutatjuk be.

A táblázaton a kapcsolatrendszer úgy vázoltuk fel, hogy világosan elkülönüljön a mérések anyagi különbségeket érzékelő csoportja a kőzet repedezettségére, bontottságára jellemző csoporttól. A két csoport közt átfedés is van, mert a sűrűség és a neutronporozitás a kristályos kőzetek esetében egyaránt tartozik mindkét csoportba.

A kőzettani kiértékelés lehetőségeit ZILAHÍ-SEBESS et al. (2000a, c) elemezte. A megkülönböztethető kategóriák

2. táblázat. A mélyfúrás-geofizika kapcsolata a földtannal



A folytonos vonalak közvetlen, a szaggatottak közvetett kapcsolatot jelentenek, a színezés a jobb áttekinthetőséget szolgálja.

közvetlenül a kőzet átlagos kémiai összetételére vezethető vissza. Geofizikai szempontból anyagi különbségnek a kőzet egész térfogatát érintő jelenségeket értjük. A gránitban ilyen jelenségek lehetnek elsődleges kőzettani különbségek (monzogranit, monzonit, diorit) és a másodlagos elváltozások egy része, például a milonitosodás, a metamorfózis, a felszín közeli mállásból adódó kémiai elváltozás és a hidrotermális metasomatózis (az utóbbi kettő gyakran erősebb a tektonikai zónákban).

Az elsődleges anyagi különbségeknek mélyfúrás-geofizikai mérésekkel csak egy részét lehet kimutatni, mert a másodlagos jelenségek felülírják azokat. Általában jól elkülönülnek a környezetüktől az aplitok, amelyek mellékkőzeteiknél körülbelül 0,1–0,15 g/cm³-rel kisebb sűrűségűek. Neutronporozitásuk közel 0%, a természetes gammaaktivitásuk magas, míg mágneses szuszceptibilitásuk alacsony. Nem ennyire világos a bázisosabb testek elkülönülése az átlagtól, mert a bontási hatások és a metamorf jelenségek a fizikai paraméterek nagyobb elváltozását okozzák, mint ami az eredeti kőzettani különbségekből következne. A bázisosabb kőzetek neutronporozitása gyakran meghaladja a 10%-ot, aminek valószínű oka a kloritosodás.

A tagolás eszközei elkülönülnek a negyedidőszaki összletben és a gránit mállási kérgében. A mélyfúrás-geofizikai mérésekből valódi sztratigráfiai információt a mélyfúrás-geofizikai módszerekkel jól tagolható negyedidőszaki összletben kaphatunk. A negyedidőszaki rétegsor paleoklimatológiai ciklusok szerinti tagolását az elektromos ellenállás mérésre alapoztuk. Ezen belül a paleotalajok kijelölésére a mágneses szuszceptibilitás és a természetes gamma szelvényt alkalmaztuk. A lösz-paleotalaj váltakozásból eredő ciklusosság egy része nem tehető át egyszerű módon az időtengelyre, mert az egy ciklushoz tartozó paleotalajok egymásra halmozódhatnak. Az egymásra halmozódás látszólagos, és abból ered, hogy a paleotalajok a löszképződés szüneteiben a löszből fejlődnek ki, vagyis a talajosodás lefelé terjed. Emiatt az egy perióduson belül két egymáshoz közeli paleotalaj közti lösz valójában egy eredetileg vastagabb összlet maradványa. A mélyfúrás-geofizikai szelvényeken kapott ciklushatárok nem pontosan egyeznek a fúrómagon vizsgálható szedimentológiai ciklusok közti határokkal, hanem általában csekély mélységtolódás van köztük. Ennek oka, hogy a legnagyobb vezetőképesség-változás helye a nagyellenállású C talajgenetikai szint és a felette levő nagyobb agyagtartalmú és ezért kisellenállású B talajgenetikai szint közt van.

A mélyfúrás-geofizikai szelvények alapján történő korrelációnál figyelembe kell vennünk, hogy a mérési paraméterek egy része szinte kizárólag a porozitás, a permeabilitás, a víztelítettség és a geomechanikai állapot változásának hatását tükrözi, s csak közvetetten van köze az éghajlati hatásra előállt öskörnyezet-változásokhoz. Ilyen, alapvetően nem az öskörnyezettel kapcsolatos mélységfüggő változások az üledékes kőzetek tömörödését tükröző fizikai paraméterváltozási trendek. A fizikai paraméterekben a talajvíztükör felett kialakult lösz tömörödését tükröző víztelítettség-változás hatása (a kötött víz mennyiségének

növekedése a mélységgel) jelentkezik a legerőteljesebben. Az elektromos ellenállásnak a lösz és benne a paleotalajok éghajlatfüggő váltakozási ritmusát leképező ciklikus változása a mélységgel a tömörödés miatt monoton csökkenő ellenállástrendre szuperponálódik. Az elektromos ellenállás, sűrűség- és neutronporozitás-mérések mélységi trendjének ez esetben tehát egyszerre van geotechnikai és víztelítettségi értelmezése, amely a sztratigráfiától eltérő jelenségkör. A geotechnikai és víztelítettségi állapotot tükröző mélységi trendek a sztratigráfiától függetlenül jól korrelálhatók a fúrások között (VÉRTESY et al. 2003, pp. 70–110).

A lösz tömörödési trendjeihez hasonló értelemben beszélhetünk a gránit mállási kérgének mélyfúrás-geofizikai szelvények közötti földtani korrelációjáról is. A mállási kérgben a korreláció döntően olyan paraméterek (fajlagos ellenállás, akusztikus sebesség) alapján történik, amelyek a kőzet geotechnikai állapotát tükrözik. E paraméterek alapján négy mállási zónát határoztunk meg az üde gránit felett.

A gránit repedezett és töredezett zónáit, illetve tektonikai egységeit szintén elsősorban elektromos és akusztikus szelvények alapján jelöltük ki. A 3. ábrán a töredezett zónák és a nagy tömbök megjelenítésére a mélyfúrás-geofizikai akusztikus hullámterjedési sebesség görbének egy olyan speciális megjelenítését alkalmaztuk, amely kiemelten mutatja a csökkent sebességgel jellemezhető töredezett zónákat, és elősegíti a tömbökre tagolást. Az ábrán együtt látható az eredeti mérés görbe és annak megfordított skálájú megfelelője. A két görbét 4500 m/s-nál hoztuk fedésbe, amely kb. a fellazult, erősebben töredezett és az ép kőzet határa. Az ábra szerint a fúrások két csoportra oszlanak. Az Űh–22-től északra (az ábrán balra) sokkal kevesebb töredezett zónát találunk, és azok is a fúrások felső részére koncentrálnak. Az is látható, hogy az Űh–26 fúrás alsó szakasza végig erősen repedezett, míg a kutatási területtől távolabb levő Űh–1-nek csak a legalsó szakaszán (300 m alatt) van erős töredezett zóna.

A repedezett kőzetek tektonikai értékelésében a repedések orientációját az akusztikus lyukfal-televíziós felvétel alapján állapítjuk meg, és a magszkenner-felvételeket is kizárólag e mérés alapján tudjuk orientálni (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000b). A 4. ábrán egy polárdiagram sorozatot mutatunk be az akusztikus lyukfal-televíziós mérések értelmezésére. Nyolc mélyfúrásban összegeztük a kijelölt repedések irányeloszlását (összesen 22 814 db repedést). Ábrázoltuk az összes nyitott, a teljes szinuszt adó nyitott, valamint a vízáadó repedések irányeloszlását. Az ábrákból megállapítható, hogy ahogy szigorítottuk a nyitottsági kritériumot (szűkítettük a mintát) egyre élesebben rajzolódott ki a nyitott repedések fő csapásiránya. Az összes repedés leggyakoribb dőlésszöge 60–80° közötti, az összes nyitott és a teljes szinuszt adóknál a helyzet hasonló. Az irányok erősen szórnak, a leggyakoribbra merőleges irány, vagyis a csapásirány (30–210°), éppen csak megállapítható. Az összes nyitott repedés ábráján ez az irány határozottabbá válik, s ez a trend a csak szabályos repedéseket tartalmazó (teljes szinuszt adó nyitott) repedések polárdiagramján tovább erősödik. A maximumok tehát a szűréssel és a szűrési kritérium erősödésével erősödnek. Ez arra mutathat,

hogy a rendszerként egymásból kiinduló másod- és harmadrendű törések egyre változatosabb csapásirányú töréseket eredményeznek. A legszűkebb adatrendszer a vízadó repedéseké, amely még egyértelműbben jelöli ki fő csapásirányként az ÉÉK–DDNy-i irányt.

A geotechnikai információ a mélyfúrás-geofizikai értelmezés fontos részét alkotja, minőségi és mennyiségi részre osztható. A negyedidőszaki összletben a már említett tömörödési és látszólagos víztelítettségi trendek jelentik a minőségi információt, míg a gránit esetében a tömörödési trendnek megfelelő a minőségi információ. A mennyiségi információt a porozitás, a sűrűség és az egyéb fizikai paraméterek képviselik. Az elektromos ellenállás és az akusztikus mérésekben kimutatható mélységi trendek alapján történő felosztás egyeztethető a földtani információval.

Bár az akusztikus lyukfal-televíziós mérés behatolása kicsi (mm körüli), a tapasztalat szerint az amplitúdóképből számított reflektivitás-szelvény jól egyeztethető az akusztikus sebesség szelvényekkel. A reflektivitás-szelvény több különböző alkotón felvett amplitúdó-szelvény átlaga, amely a repedezettségtől függetlenül is tükrözi a kőzet geomechanikai állapotát. A két görbe lefutása közti különbségek jellemzőek lehetnek a fúrás közvetlen környezetének geomechanikai viszonyaira, így az esetleges mai feszültségekre.

A fúrás keresztmetszetének alakját az akusztikus lyukfal-televíziós szondával, mint funkciójában sokkarú (72/144/288) lyukbősségmérővel tudjuk vizsgálni. A fúrás keresztmetszete a mechanikai feszültség hatására közvetlenül nem deformálódik, a torzulást a legkisebb főfeszültség irányában létrejövő kipergés okozza, amit az bizonyít, hogy az ép, szinte repedezettség-mentes mélységintervallumokban nincs deformáció. Mivel a vizsgált kőzet nem rétegzett felépítésű, a görbealakokra alapozott fúrások közti korreláció nem hajtható végre az üledékes kőzetek analógiájára, ezért az információ nagyobb térfogatra való kiterjesztésében a mérés görbék mélységi menetének vizsgálata a fontos. A trendszerű változások mélységintervallumainak hosszából következtethetünk a nagyobb kőzettestek tagoltságára, amely fontos paramétere a geotechnikai értékelésnek.

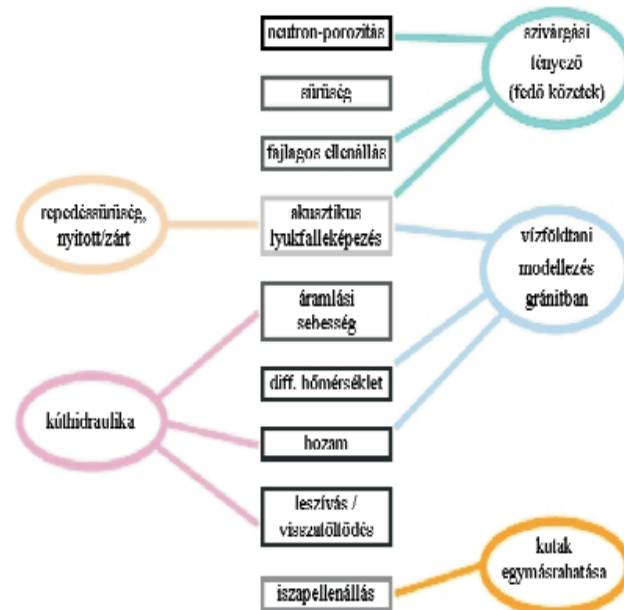
A mélyfúrás geofizika kapcsolata a hidrogeológiával

A mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok keretében többféle — a folyadék-beáramlást vagy annak lehetőségét kimutató — módszert alkalmaztunk. A mórágyi gránitnak közismerten kicsi a vízáteresztő képessége, azonban az esetleges radioaktív hulladék-tároló létesítése miatt a kis beáramlásoknak is jelentőségük van a hosszú távú folyamatok értékelésénél. Ahhoz, hogy a kis beáramlásokról viszonylag pontos képet kapjunk, nem volt elegendő a hagyományos áramlásmérő alkalmazása, annak magas alsó érzékenységi küszöbe miatt. Ezért kétféle nagyérzékenységű áramlásmérővel végeztünk méréseket.

Az áramlásméréseken kívül a mérések másik része a kőzetek porozitásának, illetve permeabilitásának becslésére alkalmas módszer, illetve módszerkombináció. Megfigyeléseink szerint a beáramlások általában a töréses övekhez kapcsolódnak, azonban többnyire nem esnek egybe a töréses öv centrumával. Ez arra utalhat, hogy a legerősebben töredezett részek már elagyagosodtak, és ezért az öveget szélén található kisebb repedések bizonyultak vízvezetőnek.

A mélyfúrás-geofizikai mérések kapcsolatrendszerét a hidrogeológiával a 3. táblázatban vázoljuk fel.

3. táblázat. A mélyfúrás-geofizika kapcsolata a hidrogeológiával



A színezés a jobb áttekinthetőséget szolgálja.

A fedőkőzetekben alkalmazott eszköztár jóval egyszerűbb, mint a gránitban, ami részben abból következik, hogy a laza üledékekben a számított porozitás és az áteresztőképesség között szorosabb a kapcsolat, és a póruseloszlás homogénebb, mint a repedezett kőzetek esetében.

A gránitban végzett áramlásmérések célja a repedezett kőzettartományokon belüli vízbeáramlási zónák — esetenként konkrét repedések — kijelölése, amely fontos információt tartalmaz az áramlási rendszer megismeréséhez. Míg a pakkeres nyomásmérőkből meghatározott transzmisszivitás-értékek hozzávetőlegesen 10 méteres tartomány átlagai, addig a nagyfelbontású áramlásmérésekkel a beáramlások dm-es (ritkábban m-es) szakaszokra lokalizálhatók, vagyis a felbontóképességnek legalább egy, de általában két nagyságrenddel való növelését teszik lehetővé.

Az 1998–1999. évben végzett üveghutai vizsgálatok (SZONGOTH 1999) óta a fúrólyukban történt vízáramlásmérések módszere jelentős fejlődésen ment keresztül. A beszivárgási helyek azonosítására számos — az ezt megelőző kutatásokban még fel nem használt — potenciális módszer alkalmazásának lehetősége merült fel, amelyek tesztelése, valamint a kivitelezési és kiértékelési folyamatba való beillesztése az eredmények alapján sikeresnek és hasznosnak bizonyult. Az 1998–1999-es mérési és kiértékelési rend-

szerhez képest a nagyérzékenységű forgólapátos áramlásmérő szonda, a nagyérzékenységű hőmérsékletmérés, az akusztikus lyukfal-televízió, az iszapellenállás-mérés, valamint a víztermelés és a vízszintregisztrálás együttes digitális rögzítése jelentős mértékben pontosította, illetve megbízhatóbbá tette a kiértékelés során kapott eredményeket.

A nagyérzékenységű forgólapátos áramlásmérő szondát 2002-ben fejlesztettük ki, alsó érzékenységi küszöbe az alkalmazásban levő eszközöknél több mint egy nagyságrenddel alacsonyabb. Működési elve analóg más forgólapátos szondákéval, azonban a kis súrlódású zafír csapágyazás, a speciális kiképzésű és mindössze 1,7 g tömegű forgólapát sokkal kisebb küszöbérzékenységet, jóval nagyobb felbontóképességet, és így a lassúbb áramlási tartományokban is megbízható mérést tesz lehetővé. A laboratóriumi tesztelek során a mérőberendezés alsó érzékenységi határa 0,4 l/min (hőimpulzusos áramlásmérésnél 0,1 l/min) volt, míg karakterisztikája a nagy, 40 l/min áramlásnál is lineáris maradt (hőimpulzusos áramlásmérésnél a maximális mérhető hozam 3,7 l/min), ami nagyobb fajlagos hozamú szakaszok vizsgálatára ideálissá teszi. Bár a szonda működési elve lehetővé teszi a folyamatos mérést, a legtöbb esetben a nagyobb megbízhatóság elérése végett a hőimpulzusos áramlásmérő szondánál alkalmazott pontszerű mérés mellett döntöttünk. A forgólapátos áramlásmérő szondával történő áramlásmérés a műszer működési elve miatt kevesebb (körülbelül feleannyi) időt vesz igénybe, és az egyes mélységekben mért értékek a nagyszámú mérési adat miatt statisztikusan kisebb szórásúak, mint a hőimpulzusos mérésnél. A szonda és a fúrólyuk közötti térben való áramlás kizárására a hőimpulzusos áramlásmérésnél használt pakkerézést alkalmaztuk, amely a nagyobb kavernák vagy lyuktorzulások kivételével mindenütt megfelelően szabályozta a víz mozgását. Mivel a hőimpulzusos áramlásmérő és a forgólapátos áramlásmérő szondák mérési tartománya jelentős átfedést mutat, a két mérés együttes elvégzése növeli a kiértékelés megbízhatóságát.

A vízbeáramlás más fizikai paraméterekben is okoz érzékelhető eltérést, így a közvetett hatások vizsgálata fontos információt hordozhat a beszivárgási helyek lokalizálásában. Mivel a fúrólyuk környezete termikusan nem homogén, s a repedések dőlése sem elhanyagolható, a beáramló víz a legtöbb esetben hőmérsékleti anomáliát is indukál. (Meredek repedéseknél a beáramlások még radiálisan homogén hőeloszlás mellett is okoznak hőmérsékleti anomáliát.) A nagyérzékenységű (0,01 °C-os felbontóképességű) hőmérsékletmérés, illetve az ebből számított differenciál hőmérséklet szelvény (DIT) nagyobb (10 cm-es) mintavételezési sűrűsége révén alkalmas a beszivárgási helyek pontosítására. Annak ellenére, hogy az észlelt anomália nem transzformálható át közvetlenül vízhozammá, hiszen mértéke nemcsak a beáramló víz mennyiségétől, hanem annak hőmérsékletétől is függ, mégis hatékony jelzője a beáramlás jelenlétének és helyének.

Az áramlásmérések eredményeit az 1998–1999. évi mérések kiértékelése során használt akusztikus hullámkép szelvény helyett az akusztikus lyukfal-televíziós mérések

menetidő-szelvényével (travel time) vetjük össze (SZONGOTH, GALSA 2003). A lyukfal-televízió nagyobb felbontóképessége (vertikálisan 4 mm, horizontálisan 1 vagy 2°), valamint az áramlás- és az ezzel kapcsolatos kiegészítő mérések együttesen lehetővé teszik a beáramlási zónák vagy akár a konkrét vízbeszivárgást produkáló repedések paramétereinek pontos és közvetlen meghatározását.

Az 5. ábrán egy olyan méréssorozatot mutatunk be, amelyet először 1999-ben végeztünk el, majd 2002-ben megismételtünk. A mérés érdekessége, hogy a 107 m-ben észlelt jelentős beáramlás a 2002-es megismételt mérésnél eltűnt, a repedés valószínűleg eltömődött.

További lényeges előrelépést jelentett a felszíni víztermelés vízórával történő, illetve az üzemi vízszint nyomásmérő szondával történő folyamatos, digitális regisztrálása. A mérő és regisztráló eljárás hozzájárult a számított adatok (pl. fajlagos vízhozam) pontosításához és az áramlásmérések megbízhatóságának becsléséhez. Ezenkívül — a visszatöltődés-mérésekkel együtt — nélkülözhetetlen bemeneti paraméter volt a teljes nyitott fúrás jellemző hidraulikai környezet kvantitatív leírásában (SZÉKELY 2003a–d).

A ferde fúrásokban (Üh–25, Üh–36) műszaki okokból nem tudtunk áramlásmérést végezni, ugyanis kis hozamot csak tökéletes pakkerzés mellett lehet mérni, a ferde fúrásokban pedig ilyet nem tudtunk elérni.

Két kútcsoport — az Üh–31 és Üh–32 — esetében a 3-3 mellékkút vizét nyomjelzővel látták el, és sózták. A megfigyelőkutat tartós szivattyúzása után a nyomjelzők megjelenésekor iszapellenállást mértünk. Az ellenállásszelvényen észlelt anomáliák, illetve trendváltások alapján olyan tartományokat, repedéseket jelöltünk ki, amelyek kapcsolatban vannak a kútcsoport többi tagjának vízrendszerével.

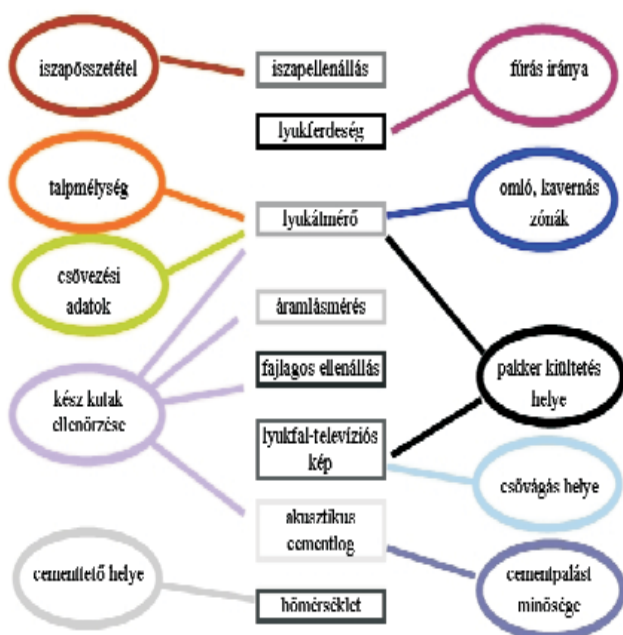
A fúrások műszaki állapotának felmérése mélyfúrás-geofizikai módszerekkel

A bátaapáti (üveghutai) fúrások műszaki állapotának felmérése során a fúrás talpmélységét, ferdességét (ez különösen az eleve ferdeire tervezett fúrásoknál lényeges), átmérőjét (kimutatandó a kavernasodott szakaszokat), a technikai csövezés adatait, a cementtöltő magasságát, illetve a cementpalást minőségét vizsgáltuk. A méréstípusokat a 4. táblázat tartalmazza.

Az akusztikus cementpalást-vizsgálat a cementezés minőségéről, a cementpalást csőhöz, illetve közethez való kötéséről ad felvilágosítást. Ez fontos információ, mivel egyrészt rossz cementezés esetén a csövön kívüli gyűrűstérben szennyezés kerülhet a mélyebb rétegekbe, másrészt az áramlásméréseket megzavarhatja a csősarunál beáramló víz. Amennyiben a cementpalást minősége jó, akkor a beérkező hullámok amplitúdója gyorsan csillapodik, ellenkező esetben a cső rezonanciája miatt ez nem következik be. A 6. ábrán egy cementpalást-vizsgálatot mutatunk be.

Az akusztikus hullámkép felvételen látható, hogy a cementezés a sarutól 28,0 m-ig (a dupla csőig) jó, felette 24,6

4. táblázat. A mélyfúrás-geofizika kapcsolata a fúrásirányítással



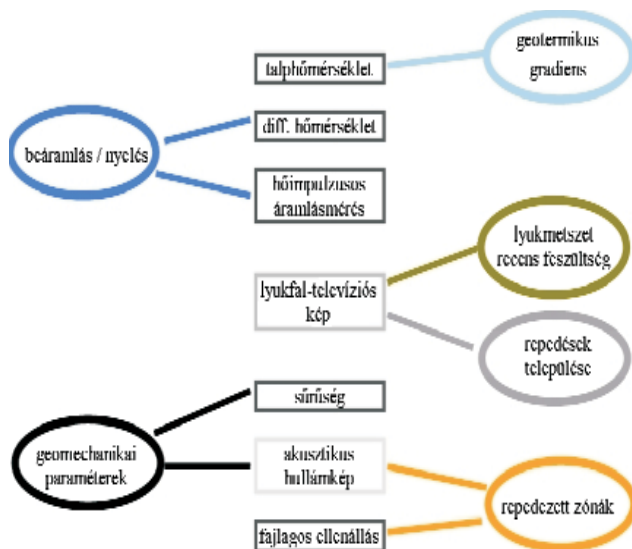
A színezés a jobb áttekinthetőséget szolgálja.

m-ig gyenge minőségű (a dupla cső mögött a cementezés minősége nem vizsgálható).

A mélyfúrás geofizika kapcsolata a vágattervezéssel

A vágattervezés számára a mélyfúrás geofizika által szolgáltatott műszaki paraméterek (5. táblázat) több különböző csoportba sorolhatók. Egy részük a geotechnikai paraméterekhez, más részük a hidrogeológiai jellegű adatok körébe tartozik. Fontos információ a kőzet jelenkori feszültségállapota, amely az akusztikus lyukfal-televíziós mérés-

5. táblázat. A mélyfúrás-geofizika kapcsolata a vágattervezéssel



A színezés a jobb áttekinthetőséget szolgálja.

ből meghatározott lyukkeresztmetszet alapján becsülhető (1. följebb).

A kőzetek, kőzettömbök geotechnikai állapotát mélyfúrás-geofizikai mérések alapján többféle módszerrel is jellemezhetjük. Ezek a módszerek egyrészt a kőzetmechanikai paraméterek számítását, másrészt a kőzet tagoltságának minőségi és mennyiségi értékelését foglalják magukban.

A szeizmikusan kemény kőzetek ($V_s > 1500$ m/s) in situ geotechnikai állapotát hatékonyan jellemzik a mélyfúrás-geofizikai, elsősorban az akusztikus paraméterek. Ezek közül a kőzet mechanikai állapotának jellemzéséhez az akusztikus hullámképből származtatható V_p (longitudinális) és V_s (transzverzális) hullámterjedési sebességet, valamint a gamma-gamma mérésből kapott sűrűséget használjuk.

Minden mélyfúrásban — közel 4000 folyóméterben — meghatároztuk a kőzetmechanikai (rugalmassági) paramétereket (pl. Young-modulus, Poisson-állandó, nyírási modulus stb.). A 7. ábrán bemutatjuk az Ūh-25 fúrásban végzett méréseket és számításokat.

Az ábrán a mért vagy származtatott paraméterek (guard laterolog, lyukátmérő, sűrűség, longitudinális és transzverzális sebesség), a teljes akusztikus hullámkép rövid és hosszú csatornáit, a geotechnikai határok és a számított kőzetfizikai paraméterek szerepelnek.

A fúrómagokon végzett laborvizsgálati mérések eredményeit összehasonlítottuk a megfelelő mélyfúrás-geofizikai paraméterekkel, és elemeztük az esetleges eltérések okait (ZILÁHI-SEBESS 2001). A 8. ábrán a $m = rV_s^2$ képlettel definiált geofizikai nyírási moduluszt vetettük össze a fúrómagokon meghatározott nyírási szilárdsággal. A 9. ábrán a mérőszámok különbségét a geofizikai nyírási modulusra normalva is ábrázoltuk. A geofizikai mérés alapján meghatározott nyírási modulus többnyire nagyobb, mint a magon meghatározott. Ennek elsősorban a kivett mag feszültség alóli felszabadulása az oka. A 8. ábrán az egyes görbék az azonos kőzetfeszültség-kioldódással jellemezhető pontokat kötik össze. A két adatrendszer közti különbség nő a kőzet nyíró erővel szembeni ellenállás csökkenésével. Az elvi görbék a nagy nyírási modulus értékek felé összetartanak, hiszen nem repedezett kőzet esetén nem várható relaxációs effektus. A nyírási modulus nagyon kis értékeinél a görbék azért tartanak össze, mert az erősen összetöredezett, bontott kőzetek fúrólyukbeli és felszínre hozott állapota közt a különbség egyre kisebb a nyírási modulus csökkenésével. Az ábrák alapján feltételezzük, hogy az eredmények különbözőségének az oka a mérési körülmények eltérése. Megállapíthatjuk, hogy a mélyfúrás-geofizikai meghatározás a közepesen bontott kőzetek esetében tér el leginkább a laborméréstől, vagyis a kevésbé repedezett, illetve az erősen bontott kőzetek viselkednek hasonlóan.

Az RMR (Rock Mass Rating) módszer (HÁMOS 2003) a kutatófúrások kőzetanyagát geomechanikai szempontból osztályozza, és hat — a föld alatti üregek állékonyságát, biztosítási igényét alapvetően befolyásoló — paraméter alapján jellemzi a kőzetet. Az RMR-intervallumok kijelölése és az RMR-kategorizálás a vágathajtás tervezésének egyik alapadata. A mélyfúrás-geofizikai mérések — elsősorban az el-

lenállás, az akusztikus hullámkép, az akusztikus lyukfal-televíziós és a nagyérzékenységű áramlásmérés — rengeteg geotechnikai információt tartalmaz. A felszíni mérések során több ezer méter geotechnikai jellegű mérést végeztünk a gránitban. Az előzetes vizsgálatok szerint az ezekből a mérésekből származtatott fizikai paraméterek (fajlagos ellenállás, repedéssűrűség, kőzetsebesség, nyírási modulus) jól korrelálnak a magmintákból meghatározott RMR-minősítésekkel (10. ábra). Ennek alapján lehetőség van arra, hogy a mélyfúrás-geofizikai mérésekből egyszerűen, nagy megbízhatósággal meghatározzuk az RMR-intervallumokat, és elvégezzük az RMR-kategorizálást. A módszer előnye, hogy a mérés befejezése után azonnal szolgáltatja az eredményt (nem szükséges megvárni a laborvizsgálatokat), és mentes a szubjektivitástól.

A bemutatott példákön látható, hogy a mélyfúrás-geofizikai módszerek rendkívül szoros kapcsolatban vannak a többi földtudományi szakterülettel. A felszíni geofizikai módszerek minden területén alapvető bemeneti paraméter a mélyfúrás-geofizikai mérések értéke (VÉRTESY et al. 2003). A földtani vizsgálatoknál is fontos szerepet játszik a mélyfúrás-geofizikai információ, elsősorban azért, mert a fúrómag-vizsgálatokból kapott földtani információt ez a módszeregyüttes fordítja le a fizikai paraméterek nyelvére, ami a felszíni geofizikai mérések helyes értelmezéséhez szükséges. Az el-

sődleges anyagi különbségek és a másodlagos geomechanikai elváltozások egyaránt eredményezhetnek határfelületeket, amelyek a felszíni módszerek számára ekvivalensek lehetnek egymással. Emellett a mélyfúrás-geofizikai értelmezés a görbealakok mintázatának meghatározásával segíti magát a földtani korrelációt is (ZILAHÍ-SEBESS, SZONGOTH 2003).

Az egymással a negyedidőszaki éghajlati ciklusokat tükrözően váltakozó löszök és paleotalajok pontos rétegtani besorolásában a mélyfúrás-geofizika hasznos segítséget tudott nyújtani. A gránit mállási kérgének felosztása a mélyfúrás-geofizikai paraméterekre épül.

A magok orientálásához, a maghiányos és a szkennelésre alkalmatlan magot produkáló szakaszok tektonikai vizsgálatához jelentős mértékben járultak hozzá az akusztikus lyukfal-televíziós mérések.

A pakkeres kútvizsgálatok hatékonyságát segíti a mélyfúrás-geofizikai mérések felhasználása az ép fúrási szakaszok kijelölésénél, valamint a hozamok és a beáramlási helyek egy-két méter pontosságú meghatározásánál (BENEDEK et al. 2003).

A mélyfúrási geofizika a fúrások precíz kivitelezését és a kutak ellenőrzését nagyon megkönnyíti, továbbá fontos kőzetfizikai-kőzetmechanikai információt szolgáltat a vágattervezés és a biztonsági értékelés számára.

Hydrodynamic testing of boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ZOLTÁN BALLA¹ and PÉTER MOLNÁR²

¹ Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

² Golder Associates (Hungary) Ltd., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Key words: boreholes, granites, ground water, Hungary, hydraulic conductivity, hydrogeology, Mórág Block, radioactive waste, South-eastern Transdanubia, testing, underground disposal

Abstract

The repository for low- and intermediate-level radioactive waste at the Bábaapáti (Üveghuta) Site will probably be constructed in the rocks of the Mórág Granite Formation at depths of 250-300 m below the ground level. The key element of the safety assessment of the repository is the geological barrier, one of the most important components of which is the underground water flow system. Hydrodynamic testing of boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site played a decisive role in learning about that flow system. This supplied direct measurement data on the hydraulic conductivity of the rocks and freshwater heads of the fissure waters. Hydrodynamic testing of boreholes was conducted using modern tools, measurements and analysis methods, and the results are summarised below.

The *transmissivity* of the fresh granite — which is of the sixth order of magnitude — is distributed log-normally. It is independent of the depth and its connection with the fracturing and seismic wave velocity is loose. The borehole pattern is variable but in the spatial distribution some regularity is observable: transmissivity to the south of the Site is lower than average whereas in the north it is higher; in the middle part its values are changeable. In the background of the matrix fracturing zones, good and bad hydraulic conductivity can be distinguished. The length of these zones can be estimated as being several hundreds of metres perpendicular to their thickness.

Groundwater *head levels* decrease in the south, and are almost constant in depths towards the north. In the middle sharp anomalies in the background, typical for the northern part, are visible. In the boreholes head steps of around 5-20 m were established. These fall onto zones of bad conductivity — *i.e.* they are argillised fracture zones — and in this way they mark damming-isolating zones. The presence of these zones is an advantageous property of the geological barrier because they increase the safety of the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

In the *connectivity* which characterises the major conductive zones, the southern and northern parts of the Site are clearly different. North of the major damming-isolating zone there is a middle unit which wedges out downwards.

Data of the hydrodynamic testing were incorporated into the hydrogeological and tectonic pattern of the Site.

Introduction

The repository for low- and intermediate-level radioactive waste at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (BÉRCI et al. 2004) is planned in the rocks of the Mórág Granite Formation (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) at depths of 250-300 m below the ground level (BALLA 2004a). The key element of the safety assessment of the repository (GOLDSWORTHY et al. 2004) is the geological barrier, one of the most important components of which is the groundwater flow system (BALLA 2004b). Hydrodynamic testing of boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site played a de-

cisive role in learning about that flow system. This testing supplied direct measurement data on the hydraulic conductivity of the rocks and groundwater heads of the fissure waters.

Hydrodynamic testing of boreholes was conducted by the Golder Associates (Hungary) Ltd. (Golder) with the extensive experience and help of foreign — *i.e.* German, American and Canadian — specialists.

Synchronously with the hydrodynamic testing, and with the same technical tools, preparation for the sampling of deeply-situated ground water was conducted, as is outlined in the second part of this contribution.

Hydrodynamic testing of boreholes

The *goal* of the hydrodynamic testing of boreholes consists in supplying data and information for hydrogeological evaluation of the Site and its surroundings. The task of the testing is to determine the hydraulic transport parameters of the rocks penetrated by boreholes. Hydrodynamic test methods are subdivided into three groups:

- single-borehole tests,
- interference tests,
- tracer tests.

Below a short description of these three methods is given.

Single-borehole testing

The *goal* of the single-borehole testing consists in defining the hydraulic conductivity of the rocks penetrated and characterising the groundwater heads. Its *task* was to conduct single-borehole tests in packer sections of the deep and shallow boreholes at the Site and in the surrounding area, as well as in boreholes transformed into wells. The single-borehole tests were conducted by an independent team: 4-6 hydrogeologists, 4-5 technicians and 1 auxiliary personnel. The team had a field office, store and work rooms, and also transport vehicles.

In May 2002 four complete tool systems were mobilised for single-borehole testing. An aluminium test string, inflating packers, a downhole shut-in valve, pressure and temperature gauges in the borehole, and also electronic data acquisition and a processing unit were used for the testing. In order to lower the water level in the test string a swabbing tool — or in inclined boreholes a drawdown system with a siphon — was used. The tools are described in detail by MOLNÁR et al. (2000).

In the 23 boreholes at the Site (GYALOG, SZEGŐ 2004) single-borehole tests were conducted:

- in groundwater-monitoring boreholes on the hilltops after construction of the wells,
- on granite sections of the deep boreholes with periodical interruption of the drilling activity, the results being arranged into series, as well as
- in grouped boreholes at the valley bottoms, after their drilling.

In the *groundwater-monitoring boreholes* on the hilltops (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A and Üh-36A) single-borehole tests were conducted, after the sampling unconfined ground water. In open wells constant-rate injection was conducted, after its completion of this process the decrease of the water level was measured with a pressure gauge.

In *deep vertical boreholes* (Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30 and Üh-37) and in the inclined Borehole Üh-36, single- or straddle-packer equipment was applied. After drilling a 30-100 m long section, the hydraulic conductivity of the rocks was measured by so-called "scan tests". Measurements were conducted below the weathered granite along the total length of the boreholes. The packer intervals

were about 10 m, and they overlapped each other a slightly. On the conductive sections, approximately every 50 m, more detailed tests were conducted to derive an estimate for the undisturbed *in situ* head. Parallel with this, the character of the underground flow and its geometry were studied.

In the *inclined Borehole* Üh-25, in order to save testing tools, measurements were conducted after every 10 m drilled, within an HQ drill string using single-packer equipment. Since the primary goal of examining Borehole Üh-25 was to study earlier revealed low-pressure zone, detailed tests only were conducted in it.

In the *grouped boreholes* (Üh-31A-C, Üh-32A-D and M6-7A-D), packer tests were conducted after the borehole had reached its final depth. Depending on the length of the open section 1-3 tests per borehole were conducted. Detailed tests were conducted in each central borehole, but only in those auxiliary boreholes which displayed high conductivity.

A *scan test* consisted of an initial pressure stabilisation period and a subsequent slug or impulse test which in distinct cases was accompanied by a final pressure stabilisation period. Scan tests usually lasted for 3 hours. During the *detailed tests* a relatively long initial pressure stabilisation period and slug test were followed by a further, 12-hour pressure stabilisation period — the total duration being 24 hours. After some detailed tests, *long-term water pumping* was conducted in order to prepare for the *water sampling* (see below). The measurements were then completed with a final 48-hour pressure stabilisation period.

The test intervals were selected on the basis of geophysical well-log data (SZONGOTH et al. 2004). The most suitable, intact sections for the inflation of packers were selected on the basis of the caliper and electric log and the acoustic televiewer image. The sections for detailed tests were preliminarily selected on the basis of the temperature log, but the assumed high hydraulic conductivity was checked by field analysis of the slug phase of the scan tests as well. Field data from the single-borehole tests were passed on to the geophysical well-log team, which optimised the flowmetry already based on hydraulic conductivity data.

The volume of single-borehole tests is summarised in Table 1.

Transmissivity of the test intervals and — if possible — the undisturbed *in situ* head was estimated by indirect modelling on the basis of pressure changes recorded during the single-borehole tests. For the test analysis the FlowDim code developed by Golder was used. Analysis was conducted by type-curve matching using the regression algorithm of the code. During the analysis, a two-dimensional, cylindrical radial flow model was used in each case to make possible comparison of results from singular tests. In most of the tests a complex, bizonal flow model was introduced in order to obtain an acceptable fit of data, in some cases with the application of a skin effect. The process of the test analysis was analogous to the method outlined in detail by MOLNÁR et al. (2000).

The *transmissivity* values were defined by fitting to log-log de-convolution and Ramey A-type curves in the

Table 1. Volume of single-borehole tests

Borehole type	code	Single-borehole test			Test quantity	
		start	finish	duration (hours)	scan tests	detailed test
Observation well on groundwater table below hills	Üh-25A	03/07/2002	03/07/2002	6.00	1	–
	Üh 26A	02/07/2002	02/07/2002	3.00	1	
	Üh 28A	26/07/2002	26/07/2002	16.25		1
	Üh-36A	29/11/2002	30/11/2002	21.50	–	1
Deep borehole at the Site and its surroundings	Üh-25	31/07/2002	07/11/2002	692.50	–	22
	Üh 26	02/07/2002	10/09/2002	481.75	21	7
	Üh-27	07/07/2002	03/09/2002	400.25	34	8
	Üh-28	14/08/2002	29/10/2002	438.75	18	7
	Üh-29	09/09/2002	27/11/2002	490.00	17	10
	Üh 30	21/08/2002	17/11/2002	384.00	20	5
	Üh-36	20/10/2002	29/01/2003	158.25	14	4
Grouped wells at valley bottoms	Üh-37	18/12/2002	18/01/2003	193.25	15	5
	Üh-31A	20/06/2002	23/06/2002	16.50	1	1
	Üh 31B	08/07/2002	11/07/2002	29.50	1	1
	Üh-31C	24/07/2002	24/07/2002	13.00	1	–
	Üh-32A	26/06/2002	19/07/2002	27.50	2	1
	Üh 32B	02/07/2002	02/07/2002	17.75		1
	Üh 32C	08/08/2002	08/08/2002	2.75	1	
	Üh-32D	19/08/2002	19/08/2002	5.75	1	–
	Mó-7A	14/07/2002	18/07/2002	50.25	1	1
	Mó 7B	17/09/2002	22/09/2002	86.00		1
Mó 7C	04/10/2002	05/10/2002	25.50		1	
Mó-7D	15/10/2002	16/10/2002	22.50	–	1	
Total:				3,582.50	149	78

case of slug and impulse tests, and to log-log diagnostic curves in the case of constant-rate and pressure stabilisation periods. Synchronous analysis of the test periods allowed consistent results to be obtained from their analysis. The possible minimum and maximum, as well as the most probable values of the transmissivity of the test intervals were established by comparison of normalised diagnostic curves of pressure changes during distinct phases.

The undisturbed *in situ* head was estimated from the data of constant-rate and pressure stabilisation periods using a flow model for analysis with a FlowDim code by means of extrapolation on the Horne plot in semi-log co-ordinates. When postulating an infinite homogeneous radial flow field, Horne's method allows determination of the undisturbed *in situ* head even in the case of an unknown rate. It was new in the research, that using this method, even the initial pressure stabilisation periods could be analysed; thus, the undisturbed *in situ* head was estimated from the scan tests as well. The possible minimum and maximum, as well as the most probable values of the undisturbed *in situ* head were estimated on the basis of several analytical methods, by comparison of data from distinct phases, and with results from the neighbouring intervals.

Interference testing

The goal of the interference testing was to determine the qualitative and quantitative characterisation of the underground flow system and its hydraulic connections. Its task was the measurement and analysis of the responses due to

water pumping from the source well in the surrounding observation wells by means of multi-packer monitoring. A drilling rig supplied by Rotaqua Ltd. was used for the placement and removal of the source and observation zone equipment.

On the basis of the positive experiences obtained from the interference tests in 1998 (BRADLEY et al. 2000), the tests were conducted with similar technology. Water was pumped at a constant rate from one or two source intervals of a central borehole, whereas the pressure changes were synchronously recorded in surrounding boreholes with a relatively large number of observation intervals which covered the total length of the boreholes. Both the former (GYALOG, TUNGLI 2000) and the new boreholes (GYALOG, SZEGŐ 2004) were involved in the interference tests.

Three interference tests were conducted (Figure 1). Together with the earlier interference tests they covered the total area which contains all the boreholes. The source zone was located in the central borehole in order to record the pressure responses as widely as possible. In the source borehole the interval with the highest conductivity was chosen.

Multi-packer systems were installed into the observation wells. 30–60 m long observation intervals were constructed. The following criteria were carefully applied: (i) the packers were located on sound walls, (ii) the uniform fissure systems fell within the same observation interval and (iii) blocks, which appeared to be different in the results of single-borehole tests (see above) formed different observation intervals.

For designing the observation systems, geophysical well-log curves (SZONGOTH et al. 2004) as well as transmis-

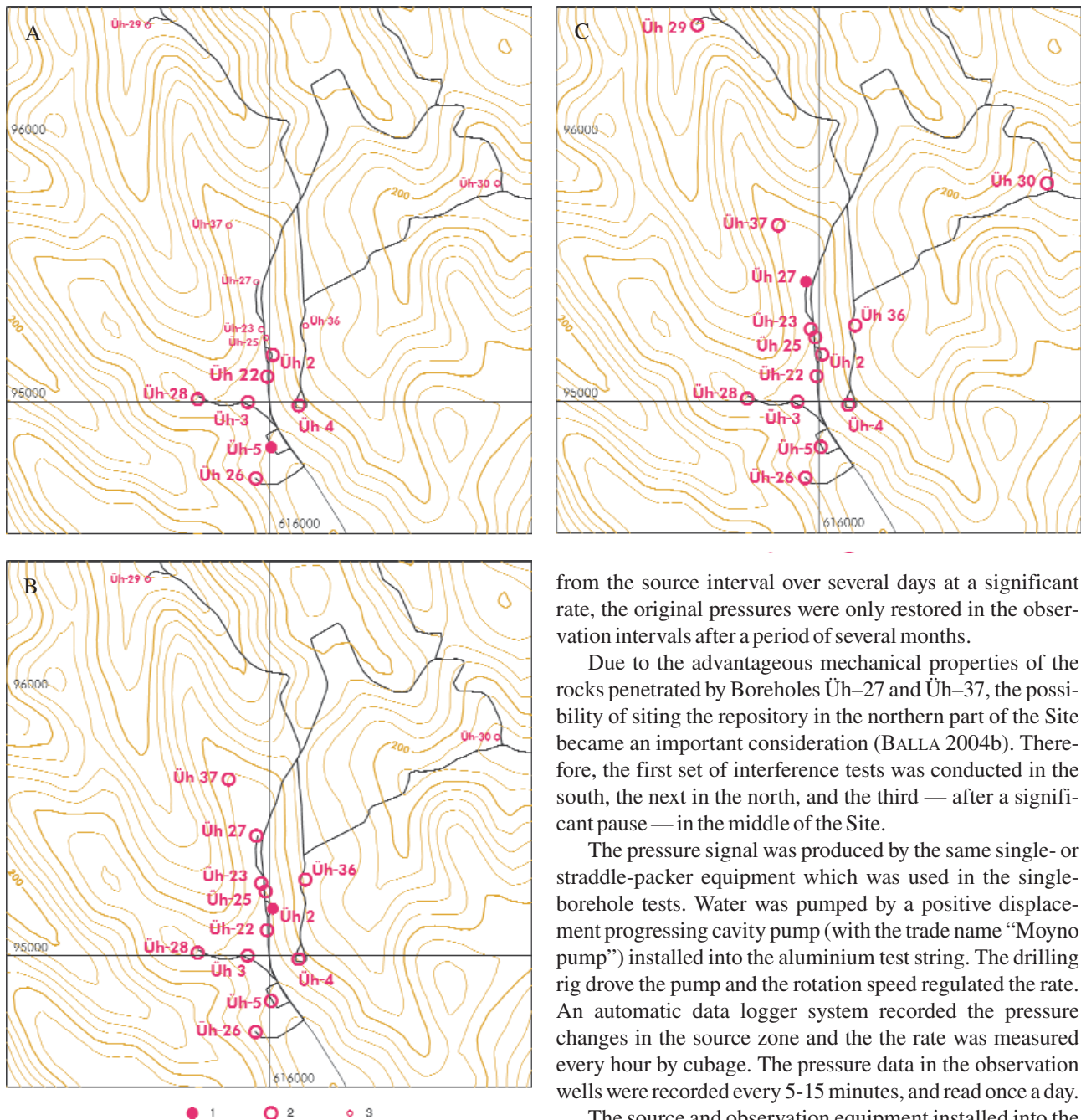


Figure 1. Sketch map of the boreholes involved in the interference tests A – southern interference test, B – middle interference test, C – northern interference test; 1 – source well, 2 – observation well, 3 – other deep boreholes

1. ábra. Az interferenciás kútvizsgálatok helyszínrajza

A – déli interferenciás vizsgálat, B – középső interferenciás vizsgálat, C – északi interferenciás vizsgálat; 1 – jeladó kút, 2 – észlelő kút, 3 – egyéb mélyfúrás

sivity and head profiles from single-borehole tests were used. In 2002 multi-packer monitoring systems, which continuously functioned in the earlier boreholes (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22 and Üh-23), recorded the pressure changes due to the drilling and testing of the new boreholes (Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-36 and Üh-37). These records were also taken into account. Observations gained from interference testing in 1998 showed that after pumping

from the source interval over several days at a significant rate, the original pressures were only restored in the observation intervals after a period of several months.

Due to the advantageous mechanical properties of the rocks penetrated by Boreholes Üh-27 and Üh-37, the possibility of siting the repository in the northern part of the Site became an important consideration (BALLA 2004b). Therefore, the first set of interference tests was conducted in the south, the next in the north, and the third — after a significant pause — in the middle of the Site.

The pressure signal was produced by the same single- or straddle-packer equipment which was used in the single-borehole tests. Water was pumped by a positive displacement progressing cavity pump (with the trade name “Moyno pump”) installed into the aluminium test string. The drilling rig drove the pump and the rotation speed regulated the rate. An automatic data logger system recorded the pressure changes in the source zone and the rate was measured every hour by cubage. The pressure data in the observation wells were recorded every 5-15 minutes, and read once a day.

The source and observation equipment installed into the boreholes was described by MOLNÁR (2003). The main test data are summarised in Tables 2, 3 and 4.

Analysis of the interference test data took place in different ways:

- the freshwater head profile of the deep boreholes was defined more precisely;
- main conductive structures of the Site were characterised;
- the flow system of the Site was subdivided into blocks;
- hydraulic connections were characterised quantitatively.

The pressure changes in the observation wells after the inflation of packers were analysed on the Horne plots in semi-log coordinates, and the *undisturbed head of the ob-*

Table 2. Data on the southern interference test

Source		Observation	
		borehole	number of zones
Borehole	Üh 5	Üh-2	7
Depth interval	12.23–47.00 m asl	Üh 3	5
Pumping duration	193.0 h	Üh 4	5
Abstracted water volume	20.4 m ³	Üh 5	2
Mean rate	1.76 l/min	Üh-22	6
Calculated max. drawdown	70 m	Üh-26	6
		Üh-28	5

Table 3. Data on the northern interference test

Source		Observation	
		borehole	number of zones
Borehole	Üh 27	Üh-2	7
		Üh 3	5
		Üh-4	5
		Üh 5	2
		Üh-22	6
		Üh-23	6
		Üh 25	5
		Üh-26	6
		Üh 27	1
		Üh-28	5
		Üh 29	6
		Üh 30	6
		Üh-36	4
Üh 37	5		
Depth interval	135.06 105.07 m asl		
Pumping duration	192.0 h		
Abstracted water volume	165.3 m ³		
Mean rate	14.35 l/min		
Calculated max. drawdown	24 m		

Table 4. Data on the middle interference test

Source		Observation	
		borehole	number of zones
Borehole	Üh-2	Üh-2	1
		Üh 3	5
		Üh-4	5
		Üh 5	2
		Üh-22	6
		Üh-23	6
		Üh 25	5
		Üh-26	6
		Üh 27	6
		Üh-28	5
		Üh 36	4
		Üh 37	5
		Depth interval	-101.79 - -40.19 m asl
Pumping duration	286.35 h		
Abstracted water volume	43.0 m ³		
Mean rate	2.5 l/min		
Calculated max. drawdown	120 m		

ervation intervals was estimated by means of extrapolation.

The pressure changes on the source zones were analysed as in the case of single-borehole tests (see above). Due to the long-term pumping and long-term recording of the filling back, the *transmissivity of the source structure* and the *character of the flow* were defined on a larger scale than during the single-borehole tests.

The pressure responses were grouped according to their effective time, magnitude and distance from the source zone. After processing the pressure responses using the Cooper–Jacob's method the distribution observed was compared with the expected distribution in a homogeneous isotropic media. On the basis of the results the flow system was characterised *qualitatively*, and hydraulic connections better and worse than the average were detected.

Hydraulic connections were characterised *quantitatively* as well. The pressure responses were analysed in a traditional way, with curve fitting and assuming a homogeneous radial flow pattern. Applying the FlowDim code developed by Golder as well as the Interpret/2 code developed by Scientific Software Intercom, the value of the diffusivity was defined. Alongside this, a completely new analytical method was applied to define the rate which produced the pressure change and the transmissivity. This method was based on the normalised curves for a given storage factor.

Tracer tests

The *goal* of the tracer tests was to characterise the material flow in the fractured granite and to determine of distinct transport parameters. Their *task* was to study the bursting curves of artificial tracers in grouped wells at the bottom of valleys. Rotaqua Ltd. installed the testing tools into the wells, and Várház Baja Co. conducted the technical supervision.

Tracer tests were conducted on the grouped wells Üh-31, Üh-32 and M6-7 (Figure 2). The main data gained from the tests are summarised in Tables 5, 6 and 7.

During the tracer tests constant-rate water pumping was conducted by a diving-pump from the central borehole of the well group. Into the three auxiliary boreholes, in 10–20 m of the central borehole, different tracers were injected. The appearance and bursting of the tracers was studied by considering the systematic sampling of the water in the central well.

The producing well of the group was selected on the basis of single-borehole tests (see above) as the geophysical well-log, and the flowmetry data (SZONGOTH et al. 2004). It was intended that the well should produce a large pumping rate and water from depths below 30 m. The diameter of the central well was enlarged up to 116–121 mm. The diameter of the auxiliary boreholes was 76 mm, as usual.

Prior to the tracer tests interference tests in order to confirm hydraulic communication between the central and auxiliary boreholes were conducted on the grouped wells. At the same time the injection capacity of the wells was established by means of preliminary injection.

Afterwards, equipment for the testing was placed into the wells. Into the producing well a diving-pump was placed which pumped the water into a 1 m³ tank. From here, water was drawn away in non-freezing pipelines to a distance 120 m from the well group. Into the auxiliary boreholes such a closed casing was installed and this significantly diminished the volume of the borehole. An annulus of only a few mm re-

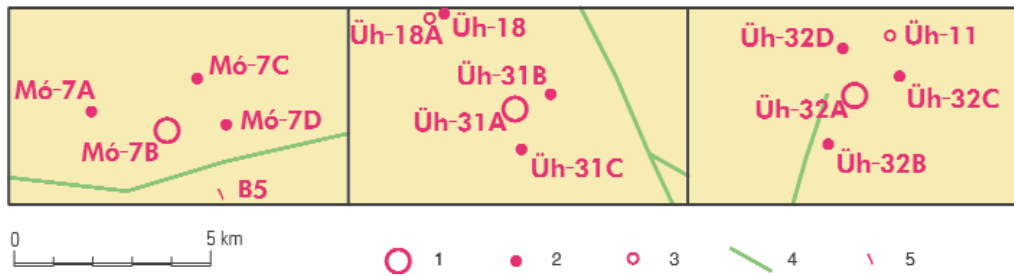


Figure 2. Sketch map of the boreholes involved into tracer tests

1 – producing well, 2 – tracere well, 3 – other shallow borehole, 4 – dirt road, 5 – overfall

2. ábra. A nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálatok helyszínrajza

1 – termelt kút, 2 – nyomjelzett kút, 3 – egyéb sekélyfúrás, 4 – erdészeti út, 5 – vízhozammérő bukó

Table 5. Tracer test of the Well Group Üh-31 (2002)

Preliminary interference test		02/08 (20:40) to 05/08 (11:45)		
Preliminary injection test		10/08 (08:25) to 10/08 (15:45)		
Installation of the equipment		25/08 to 16/09		
Removal of the equipment		28/11 to 29/11		
Volume of the mixing tank	m ³	6.0		
Volume of the injection tank	m ³	6.0		
Producing well		Üh-31A		
Start of water pumping		17/09 (16:50)		
Finish of water pumping		26/11 (12:05)		
Pumping rate	l/min	min. 5.0	max. 10.5	mean 7.7
Total water volume produced	m ³	783.5		
Total sample number from water produced	piece	311		
Tracered well		Üh-31B	Üh-31C	Üh-18
Observation zone	m	24.10 40.09	26.94 33.82	38.68 49.94
Volume of tracered well	l	11.0	4.8	11.9
Start of injection		18/09 (14:10)	18/09 (14:00)	18/09 (13:45)
Finish of injection		26/11 (12:00)	26/11 (12:00)	26/11 (12:00)
Mean injection rate	l/min	0.061	0.044	2.72
Total water volume injected	m ³	6.15	4.45	274.3
Type of tracer injected		Na-naphtionate	rhodamine	uranine
Concentration of tracer injected	mg/l	5000	200	200
Volume of tracer injected	g	96.675	3.867	3.867
Time of injection		20/09 (18:35-20:10)	21/09 (00:20-01:20)	20/09 (14:51-15:20)
Volume of fluid post-injected	l	12	5	8
Posterior sampling of tracered wells		26/11 (17:00)	28/11 (08:00)	28/11 (12:00)
Total sample number from water injected	piece	68		

mained between the casing and the hole wall. The injection interval was closed by a mechanical packer. On the auxiliary boreholes specific well heads were placed. Through them the tracer and the injection fluid could get below the mechanical packer and into the thin annulus between the casing and hole wall.

The tracer tests were planned in such a way that they could be conducted in quasi-permanent flow conditions. Therefore, water was injected into the auxiliary boreholes from the central tank connected with the well heads. Water from Well No. 4 of the Bátaszék Waterworks — with 20 mg/l sodium bromide and 10 g/l sodium chloride added as tracers — was used for injection. In the case of the grouped wells M6–7 it was impossible to organise continuous water supply in the winter period and this is why injection was not conducted here.

1-2 days after starting the pumping and injection into auxiliary boreholes of the well groups, a given quantity of distinct tracers was injected as relatively small volumes (19.335 l) of solutions with rather high concentration (200–10,000 mg/l). The tracers selected had to be fluorescent material which was (i) unharmed to the environment, (ii) difficult to decompose or trap, (iii) detectable in low concentrations. Uranine, rhodamine and sodium naphtionate are such tracers. Injection lasted for 0.5-3 hours, then injection was continued in the boreholes.

The quantity of water injected in auxiliary boreholes and produced from the central borehole was measured by watermeters read every hour. The water produced systematically was sampled into plastic flacons. After the injection of tracers, samples were taken every hour for 2 days, then with de-

Table 6. Tracer test of the Well Group Üh-32 (2002)

Preliminary interference test		18/09 (17:40) to 09/20 (09:15)		
Preliminary injection test		21/09 (09:00) to 09/21 (14:45)		
Installation of the equipment		22/09 to 23/09		
Removal of the equipment		11/12		
Volume of the mixing tank	m ³	12.0		
Volume of the injection tank	m ³	20.0		
Producing well		Üh-32A		
Start of water pumping		01/10 (12:03)		
Finish of water pumping		09/12 (12:00)		
Pumping rate	l/min	min. 2.1	max. 4.4	átl. 3.28
Total water volume produced	m ³	329.5		
Total sample number from water produced	piece	306		
Tracerred well		Üh-32B	Üh-32C	Üh-32D
Observation zone	m	23.33-30.00	19.43-32.55	32.82-39.96
Volume of tracerred well	l	4.6	9.1	4.9
Start of injection		05/10 (09:28)	05/10 (09:35)	05/10 (09:39)
Finish of injection		09/12 (12:00)	09/12 (12:00)	09/12 (12:00)
Mean injection rate	l/min	0.015	0.037	0.093
Total water volume injected	m ³	1.35	3.20	3.36
Type of tracer injected		uranine	rhodamine	Na-naphtionate
Concentration of tracer injected	mg/l	2500	2500	10,000
Volume of tracer injected	g	48.33	48.33	193.35
Time of injection		06/10 (22:02 02:50)	06/10 (14:30 14:40)	06/10 (18:05 18:35)
Volume of fluid post-injected	l	5.5	10	6
Posterior sampling of tracerred wells		10/12 (15:20)	10/12 (15:45)	11/12 (08:25)
Total sample number from water injected	piece	66		

Table 7. Tracer test of the Well Group M6-7 (2003)

Preliminary interference test		10/02 (12:35) to 02/11 (08:10)		
Installation of the equipment		19/02 to 24/02		
Removal of the equipment		08/05		
Producing well		M6-7B		
Start of water pumping		25/02 (16:35)		
Finish of water pumping		06/05 (12:00)		
Pumping rate	l/min	min. 3.0	max. 9.8	átl. 7.66
Total water volume produced	m ³	770.1		
Total sample number from water produced	piece	303		
Tracerred well		M6-7A	M6-7C	M6-7D
Observation zone	m	26.91 49.79	26.84 34.43	25.83 34.05
Volume of tracerred well	l	99.6	5.2	6.1
Type of tracer injected		rhodamine	uranine	Na-naphtionate
Concentration of tracer injected	mg/l	5000	5000	5000
Volume of tracer injected	g	966.75	966.75	966.75
Time of injection		01/03 (08:18-08:55)	01/03 (11:19-12:10)	01/03 (14:08-15:10)
Volume of fluid post-injected	l	120	20	20
Post-injected well		M6-7A		
Type of tracer injected		cocktail of Na-naphtionate, uranine, rhodamine		
Concentration of tracer injected	mg/l	5000-5000		
Volume of tracer injected	g	966.75-966.75		
Time of injection		28/04 (09:50-10:35)		
Volume of fluid post-injected	l	125		
Posterior sampling of tracerred wells		07/05 (16:20)	06/05 (21:00)	06/05 (13:40)

creasing frequency (12, 8, 4, 3, 2 and 1 per day). In water samples the pH, electric conductivity and tracer content (bromide, uranine, rhodamine and sodium naphtionate) were deter-

mined in the field laboratory organised in Bábaapáti. Prior to the analyses flacons with samples were stored in darkness. Once a day a sample was taken from the injected water as well,

and its pH, electric conductivity and sodium bromide content were analysed. Each fourth sample was checked for concentration of the three fluorescent tracers.

On each well group the pumping of water lasted for 70 days. In the Well Group M6–7, over 63 day of the water pumping a “cocktail” of the three fluorescent tracers was injected into Well M6–7A. This produced the earliest bursting, needed in order to study how sorption processes influence the bursting of tracers. After termination of the water pumping controlled water sampling was conducted in the auxiliary boreholes in order to detect the tracer concentration in them. At the end of the testing the test equipment was removed from the boreholes, and the well heads were restored.

The tracer test results were analysed in two ways. First, in accordance with the traditional analytical method, a homogeneous isotropic flow pattern was supposed. Transport parameters (effective porosity, mechanical dispersion) of the given flow path were defined from common analysis of single-borehole tests of the shallow boreholes, interference

tests of the well groups, and tracer tests. This was done by matching with the bursting curves obtained. Second, a water and tracer balance was compiled, and the rate between the central and distinct auxiliary boreholes was computed. Then the transport parameters were analysed by the GoldSim code developed by Golder. The most probable value of the transport parameters was simulated by the Monte Carlo method.

Preparation for water sampling at depth

Water pumping to prepare for the sampling of deeply situated water was closely connected with the hydrodynamic testing of boreholes. The *goal* of this activity consisted in getting water samples of required quality; its *task* was to achieve the long-term pumping of water from boreholes.

The main data on the long-term pumping of water are summarised in Table 8.

Table 8. Preparation for water sampling at depth

Borehole	Test code	Depth interval [m]	Kind of producing water	Duration of water pumping [h]	Volume of water produced [m ³]	Mean rate [l/min]	Calculated max. drawdown [m]	Water sample
Üh 25	25d10	192.52–203.15	S	237	0.8	0.05	25	+
	25d18	249.57–260.00		144	0.9	0.05	31	+
	25d22	289.82–300.65		204	1.5	0.21	33	+
Üh 26	26d02	177.90–188.17	M	29	3.8	0.33	72	+
	26d03	211.75–228.95		18	2.1	8.5	141	+
	26d06	304.21–324.29	W	87	72.5	13.8	106	+
	26d05	389.81–400.60		171	3.8	0.33	129	+
Üh 27	27d04	242.90–253.48	M	37	6.0	3	69	+
	27d05	273.73–284.31		99	5.75	1	106	+
	27d06	380.23–391.04		109	63	9.6	19	+
Üh 28	28d03A	210.18–219.80	M	99	11	1.7	40	-
	28d03B	210.47–219.80		53	5	1.55	40	+
	28d04	246.90–271.45		64	9.6	2.7	53	+
	28d05	149.15–158.10		66	15.3	3.1	48	+
Üh-29	29d01	54.18–65.65	D	93	35.09	5.8	19	+
	29d02	85.26–104.78		47	1.38	0.52	37	+
	29d06	232.54–242.97		24	15	10	25	-
	29d07	254.66–265.09		28	10	6	5	
	29d08	273.31–284.72		89	23.8	5	17	
	29d09	232.30–300.33		163	154.6	17	21	+
	29d05	179.23–190.76	M	46	5.53	2.4	94	+
Üh 30	30d01	50.12–78.88	D	102	5.086	0.83	21	+
	30d02	119.72–130.26	W	143	1.16	0.16	92	+
	30d03	148.20–168.26	M	31	15.59	8.47	62	+
	30d05	206.44–241.03		47	32.48	11	73	+
Üh-36	36d01	221.03–236.66	S	184.5	0.9	0.08	46	
	36d04	243.49–255.34	S	149.5	2.14	0.24	59	+
Üh 37	37d01	176.19–186.66	M	70	3.37	0.79	76.5	+
Üh-31A	31Ad01	31.75–36.60	D	14	4.21	8	25	+
Üh 31B	31Bd01	34.72–40.00	D	28	1.5	1	4	+
Üh-32A	32Ad01	26.91–50.04	D	44	13.17	5.5	20	+
M6–7A	7Ad01	37.50–50.04	D	44	10.5	4	16	+
M6–7B	7Bd01	32.60–42.57	M	23	21.43	16	22	+

Kind of producing water: D = diving-pump Grundfos; W = swabbing; M = positive displacement progressing cavity pump Moyno; S = drawdown system with siphon. Water sample: + = taken, - = not taken.

During the drilling of boreholes the “foreign” technological water used for flushing — primarily all due to overpressure in the flushing system — gets into the fractured rocks. Thus, prior to sampling of the ground water the flushing fluid has to be removed from the borehole section selected for sampling and from its environment.

Distinction between the original, natural water of the environment and the technological water was made by means of spiking of the flushing fluid (GYALOG, SZEGŐ 2004). The water pumping to prepare the water sampling at depth lasted until the spike concentration did not fall below 3% of the original value. If this value was not reached after six day pumping, it lasted until the 5% level (it occurred in two cases). Water samples were taken after the fall of the spike concentration.

From the deep boreholes, besides the sample from unconfined ground water, 2-4 water samples from depth were taken. From the shallow boreholes of the well groups at the bottom of valleys water samples from depth were taken from the central borehole and one of the auxiliary boreholes. Water was produced at a constant rate in order to have an opportunity to analyse the water pumping activity as a hydrodynamic test of the well (see above).

In *deep vertical boreholes at the Site* (Üh-26, Üh-27, Üh-28 and Üh-37) the long-term pumping was conducted by a positive displacement progressing cavity pump (Moyno pump). This was installed into the aluminium test string which was then rotated by the drilling rig. This pump works even at a drawdown of several hundreds metres. It allowed ground water to be produced at a rate of 0.2 to 20 l/min and controlled by the rotation speed. If the rate of pumping could not reach 0.2 l/min, water was produced from the test string by periodical swabbing.

In *inclined boreholes at the Site* (Üh-25 and Üh-36) neither a Moyno pump, nor a swabbing tool could be used. Water from these boreholes was produced by a specific drawdown system with a siphon which periodically drove water back from the test string. For the discharging, compressed air was used in all cases except for those during the water sampling and just before it when discharging was made using nitrogen gas.

The shallow position of the groundwater table to the ground surface in *deep boreholes in Site surroundings* (Üh-29 és Üh-30) and in *shallow boreholes in valleys* (Üh-31A, Üh-31B, Üh-32A, M6-7A and M6-7B) allowed a 2” diving-pump Grundfos to be used in the test string. Furthermore, in distinct cases a positive displacement progressing cavity pump (Moyno pump) was used, and — in a single case when the hydraulic conductivity of the section to be sampled was low — water was produced by periodical swabbing.

Results

The hydrodynamic testing of boreholes and connected water sampling directly characterise the hydrogeological properties of the host of the repository, *i.e.* the fresh granite.

Hydrodynamic testing provides information on the hydraulic conductivity, on the groundwater heads and on the connectivity.

Below, the picture obtained will be outlined and then some words will be given on the water sampling.

Hydraulic conductivity

Transmissivity is a parameter of the hydraulic conductivity which can be directly measured during the hydrodynamic testing of the boreholes. In its original meaning transmissivity is a quantity defined for a two-dimensional, radial flow in order to characterise the volume flow which is generated by a unit of hydraulic gradient in the total thickness and also the unit width of the conductive layer. In fractured rocks the real geometry of the flow around the well usually differs from the radial one. In these rocks the hydraulic conductivity varies in space, and during the time spent gaining test information on the hydraulic conductivity, it emerges from more and more of the area. Thus it is not reasonable to characterise the hydraulic conductivity of fractured rocks with an index number.

The total hydraulic conductivity is by several orders of magnitude lower than that for fissures and thus the test principally characterises the water yield of the fissures. If one fissure is only situated within a 10 m-long test interval, practically the same transmissivity will be defined if the fissure is captured with a 1 or 25 m packer interval. The mean hydraulic conductivity of the fractured rocks had to be defined from statistical analysis of transmissivities of equal-length intervals, not from individual tests.

For each borehole a continuous transmissivity profile was constructed from the single-borehole tests and then statistical analysis (Figure 3) was performed on the database obtained. The curve of the log-transmissivity of a total of 330 tests can be described by Gauss distribution; thus the transmissivity of the total test population is of log-normal distribution. The mean transmissivity is 3.6×10^{-8} m²/s, whereas the extreme values are 2.93×10^{-11} and 5.1×10^{-5} m²/s.

The oscillation of the transmissivity of the packer intervals of the single-borehole tests covers a range of more than six orders of magnitude and demonstrates the difference between the hydraulic conductivity of the rock and that of the fissures.

In the relatively shallow depth interval — up to 200-400 m from the granite top — no regularity in the transmissivity–depth relations could be revealed (Figure 4), although in some boreholes (Üh-2, Üh-4, Üh-25, Üh-27) the sections with the best conductivity were found almost at the bottom.

Distribution of the transmissivity in distinct boreholes is rather variable (Table 9) and it is not always regular. In some cases (*e.g.* Üh-26 and Üh-30) it was obvious that there were two maxima. Hydraulic conductivity displays significant differences in space as well.

In the *southern part* of the Site the transmissivity of the boreholes (Üh-26, Üh-5, Üh-28, Üh-3, Üh-22, Üh-25) is

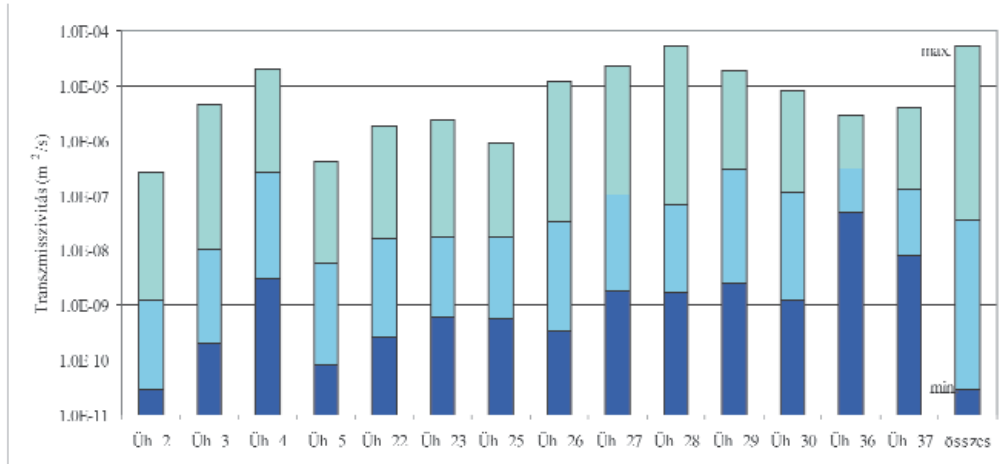


Figure 3. The minimum, mean and maximum transmissivity from the single-borehole tests
On the vertical axis = transmissivity (m²/s)

3. ábra. Az egyedi kútvizsgálatok alapján meghatározott minimális, maximális és átlagos transzmisszivitás

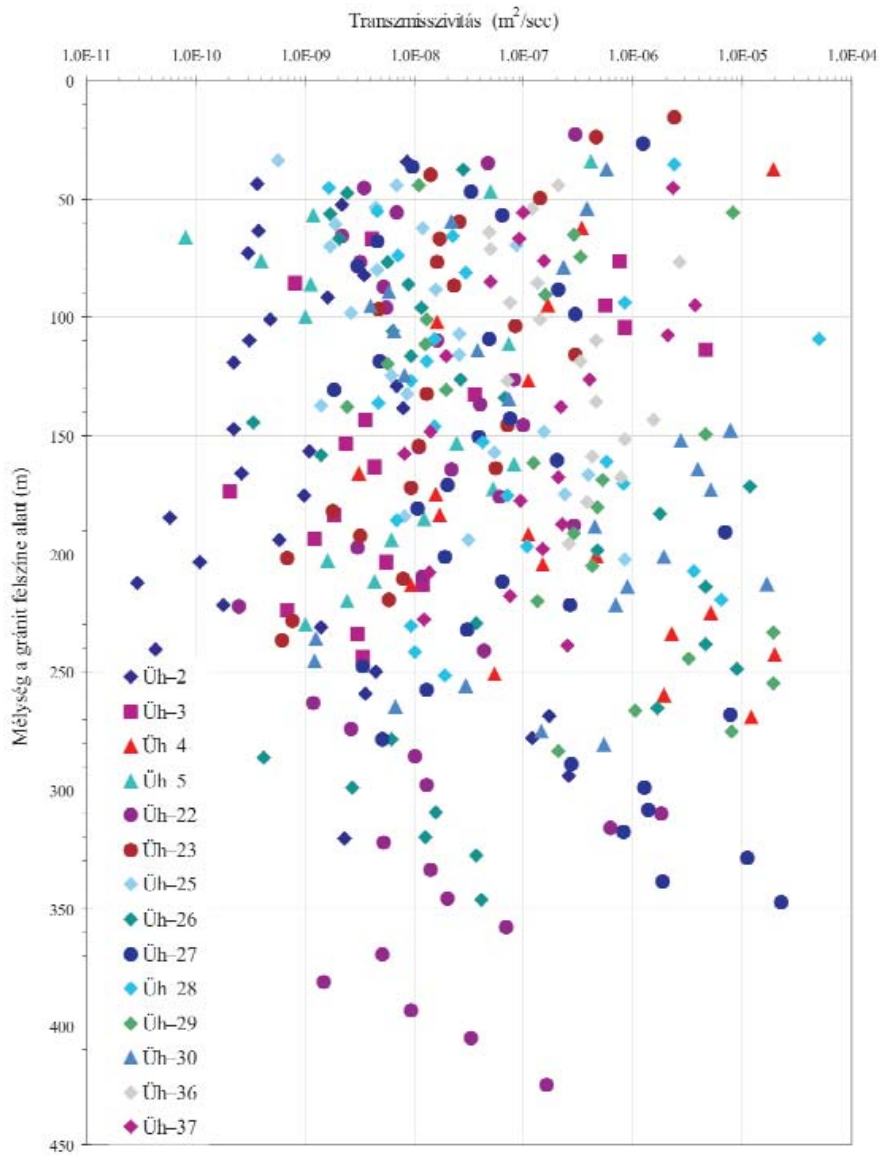


Figure 4. Transmissivity vs. depth plot

On the vertical axis = depth below the granite top (m), on the horizontal axis = transmissivity (m²/s)

4. ábra. A transzmisszivitás értéke a mélység függvényében

Table 9. Parameters of the transmissivity distribution in boreholes

Borehole	Number of data	Unit	Minimum	Maximum	Mean	Mediane	Dispersion*	Flattening	Inclination
Üh 2	29	log m ² /s	-10.54	-6.59	-8.93	-9.01	1.00	0.42	0.78
		m ² /s	2.9×10 ⁻¹¹	2.6×10 ⁻⁷	1.2×10 ⁻⁹	8.8×10 ⁻¹⁰			
Üh 3	18	log m ² /s	9.69	5.34	7.99	8.41	1.23	0.09	0.98
		m ² /s	2.1×10 ⁻¹⁰	4.6×10 ⁻⁶	1.0×10 ⁻⁸	3.9×10 ⁻⁹	–	–	–
Üh-4	18	log m ² /s	-8.51	-4.71	-6.58	-6.80	1.19	-1.07	0.21
		m ² /s	3.1×10 ⁻⁹	2.0×10 ⁻⁵	2.6×10 ⁻⁷	1.6×10 ⁻⁷			
Üh 5	17	log m ² /s	10.09	6.39	8.24	8.36	0.99	0.64	0.11
		m ² /s	8.1×10 ⁻¹¹	4.1×10 ⁻⁷	5.8×10 ⁻⁹	4.4×10 ⁻⁹	–	–	–
Üh-22	35	log m ² /s	-9.60	-5.74	-7.77	-7.89	0.82	0.20	0.36
		m ² /s	2.5×10 ⁻¹⁰	1.8×10 ⁻⁶	1.7×10 ⁻⁸	1.3×10 ⁻⁸			
Üh 23	23	log m ² /s	9.21	5.62	7.77	7.85	0.91	0.15	0.43
		m ² /s	6.2×10 ⁻¹⁰	2.4×10 ⁻⁶	1.7×10 ⁻⁸	1.4×10 ⁻⁸	–	–	–
Üh-25	21	log m ² /s	-9.25	-6.07	-7.77	-7.93	0.83	-0.39	0.40
		m ² /s	5.6×10 ⁻¹⁰	8.5×10 ⁻⁷	1.7×10 ⁻⁸	1.2×10 ⁻⁸			
Üh 26	28	log m ² /s	9.48	4.92	7.49	7.85	1.32	0.56	0.67
		m ² /s	3.3×10 ⁻¹⁰	1.2×10 ⁻⁵	3.2×10 ⁻⁸	1.4×10 ⁻⁸	–	–	–
Üh-27	32	log m ² /s	-8.74	-4.65	-6.99	-7.20	1.15	-0.83	0.40
		m ² /s	1.8×10 ⁻⁹	2.3×10 ⁻⁵	1.0×10 ⁻⁷	6.3×10 ⁻⁸			
Üh 28	24	log m ² /s	8.79	4.29	7.20	7.68	1.18	0.00	0.97
		m ² /s	1.6×10 ⁻⁹	5.1×10 ⁻⁵	6.4×10 ⁻⁸	2.1×10 ⁻⁸	–	–	–
Üh-29	23	log m ² /s	-8.61	-4.72	-6.55	-6.54	1.14	-0.82	-0.05
		m ² /s	2.5×10 ⁻⁹	1.9×10 ⁻⁵	2.8×10 ⁻⁷	2.9×10 ⁻⁷			
Üh 30	24	log m ² /s	8.91	5.11	6.95	6.74	1.18	1.22	0.15
		m ² /s	1.2×10 ⁻⁹	7.7×10 ⁻⁶	1.1×10 ⁻⁷	1.8×10 ⁻⁷	–	–	–
Üh-36	18	log m ² /s	-7.31	-5.58	-6.57	-6.53	0.50	-0.56	0.24
		m ² /s	4.8×10 ⁻⁸	2.6×10 ⁻⁶	2.7×10 ⁻⁷	2.9×10 ⁻⁷			
Üh-37	20	log m ² /s	-8.09	-5.43	-6.92	-6.92	0.76	-0.31	0.36
		m ² /s	8.1×10 ⁻⁹	3.8×10 ⁻⁶	1.2×10 ⁻⁷	1.2×10 ⁻⁷	–	–	–
Total:	330	log m ² /s	10.54	4.29	7.44	7.59	1.23	0.44	0.20
		m ² /s	2.9×10 ⁻¹¹	5.1×10 ⁻⁵	3.6×10 ⁻⁸	2.6×10 ⁻⁸	–	–	–

* Corrected empiric dispersion of single measurements.

around the Site mean or a little below it. Borehole Üh-4 forms an exception since intervals of high conductivity occur in it and thus its overall transmissivity is high. Similar intervals of high conductivity also occur in Borehole Üh-28 as well.

In the *middle part*, the lowest minimum, mean and maximum transmissivities of the Site are observable in Borehole Üh-2. North of it the transmissivity values of Borehole Üh-23 are scattered within a rather narrow range, their mean being equal to that of the Site. Data from Borehole Üh-36 are also scattered within a narrow range but the mean transmissivity here is of an order of magnitude above the Site mean.

In the *northern part* of the Site the mean transmissivity of Boreholes Üh-27 and Üh-37 is about 3-4 times higher than the Site mean. It is an especially striking feature that the relatively high minimum transmissivity is connected with the low-fractured monzonitic rocks which have very good rock-mechanical properties.

In the *valley bottoms* the mean transmissivity of the deep boreholes (Üh-29 and Üh-30) is much higher than the Site mean.

With the *fracturing*, the transmissivity of the sections with <10⁻⁸ m²/s values only reveals some correlation. This

seems to indicate that the transmissivity of intact intervals increases with the number of fractures. More fractured, brecciated intervals may equally be of high and low transmissivity and so the hydrogeological role of the fracture zones is variable. Similarly, there was no correlation with the *electric resistivity*.

There might be three main reasons for the absence of unambiguous relationships between the fracturing and hydraulic conductivity:

— Transmissivity of a fissure is proportional to the third power of the width of the fissure; therefore the hydraulic conductivity of a two-times wider fissure is higher almost by an order of magnitude, while that of a five-times wider fissure is higher by more than two orders of magnitude.

— Infilling of the fissures as well as argillaceous alteration in their vicinity significantly decrease the effective width and, as a consequence, the transmissivity.

— The water yield of the fissures depends not only on the size of the fissure but also on its connections to other fissures of high hydraulic conductivity.

With the *seismic wave velocity*, transmissivity displays positive trend-like relationships, but the latter are weak and cannot be expressed numerically. Between the distribution of velocity and transmissivity, no unambiguous relation-

ships could be found in a 3D model constructed by means of the RockWorks 2002 code.

In the groundwater flow system of the fresh granite the *major conductive zones* are of extra importance. As follows from the single-borehole hydrodynamic testing data these zones occur in transmissivity profiles of all the boreholes of the Site (Table 10) as sections with hydraulic conductivity 100–130 times higher than the Site mean. The major part of the hydrological cycle is realised along the major conductive zones. The latter may form flow paths with short travel times between the repository and in the discharge areas and this way may influence the safety of the repository.

As the heat flowmetry data (SZONGOTH et al. 2004) indicate, the major conductive zones are mostly single fissures and only rarely fractured zones. In the shallow and deep boreholes 156 water influxes were detected and these were related to 230 aquifer fissures. The dip orientation and angle of the aquifer fissures were determined by an acoustic borehole televiewer. The dip angles mostly fell into the 60–80° interval. The transmissivity of the major conductive zones varies between 8.9×10^{-6} and 5.1×10^{-5} m²/s — *i.e.* it is three orders of magnitude higher than the mean transmissivity of the fractured granite.

The sections of both Borehole Üh–27 between 380–411 m and Borehole Üh–29 between 232–265 m demonstrate extraordinarily high conductivity and are related to the Cretaceous sub-volcanic dykes of a hydrothermally altered trachyandesite composition arranged into the Rozsdáserterpenyő Formation (KIRÁLY, KOROKNAI 2004). Single-borehole hydrodynamic testing of Borehole Üh–29 revealed that the fissures in both flanks of the dykes are connected with each other vertically for about 20–30 m. When approaching the dykes, the packer intervals display more and more “interference” with the neighbouring sections which indicate a continuous fissure system with good communication between its elements.

With respect to the size of the major conductive zones, detailed packer tests give a good idea of their extent. The

log-log diagnostic curves (see above) for the highly transmissive intervals in several cases show a permanent increase of $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{4}$ which points to flow geometry which is close to linear along a single large fissure. From the calculated effective radius of the tests it can be concluded that the linear extension of these aquifer structures can reach several hundreds of metres.

In the flow system, the *low-conductive zones* also play a significant role. The whole of the site exploration was accompanied by the problem of collapsing, brecciated zones. It was precisely due to the collapse accompanying these zones that the packer testing was for a long time unable to study separately the zones themselves and their close environment. Distinction between the latter was first successful in Borehole Üh–22 where it became clear that the collapsing zone itself is of low conductivity, and the water influx originates from a fissure above the zone, which seems rather “innocuous” (BALLA et al. 1999). The argillised, altered fracture zones which control the low-conductive zones are more frequent in the southern part of the Site, particularly in Boreholes Üh–4, Üh–5 and Üh–26. In the northern part of the Site, Boreholes Üh–23, Üh–27 and Üh–37 penetrated these zones to a much smaller extent. Boundaries of the sections with different transmissivity, which are recognisable in almost all the boreholes, are frequently connected with such zones.

Consequently, the rather variable hydraulic conductivity of the fresh granite of the Site can be related to three different objects as follows:

- background fracturing (*i.e.* with the so-called matrix porosity),
- high-conductive structures (systems of open fissures in connection with each other) with hydraulic conductivity 1–2 orders of magnitude higher than that of the background fracturing,
- low-conductive structures (usually argillised fracture zones) with hydraulic conductivity 1–2 orders of magnitude lower than that of the background fracturing.

Table 10. The major conductive zones of the boreholes

borehole	Single-borehole hydrodynamic testing				transmissivity (m ² /s)	Flowmetry	
	test	observation zone		borehole		location of influx (m bgl)	specific yield (m ² /s)
		top (m bgl)	bottom (m bgl)				
Üh 28	detailed test 5	149.15	158.10	5.1×10^{-5}	Üh 27	407	1.4×10^{-5}
Üh–27	scan test 34	398.50	411.11	2.3×10^{-5}	Üh–3	149	1.3×10^{-5}
Üh–4	scan test 13	259.04	268.12	2.0×10^{-5}	Üh–3	177	1.3×10^{-5}
Üh 29	detailed test 6	232.53	242.96	1.9×10^{-5}	Üh 27	402.5	7.9×10^{-6}
Üh 29	detailed test 7	254.15	264.58	1.9×10^{-5}	Üh 27	406	7.8×10^{-6}
Üh–4	detailed test 2	45.90	71.13	1.9×10^{-5}	Üh–29	57	6.7×10^{-6}
Üh–4	detailed test 8	279.98	300.19	1.2×10^{-5}	Üh–29	233	6.5×10^{-6}
Üh 26	detailed test 3	211.75	228.95	1.2×10^{-5}	Üh 3	107	5.1×10^{-6}
Üh 27	detailed test 6	380.23	391.04	1.1×10^{-5}	Üh 29	260.5	4.8×10^{-6}
Üh–26	scan test 16	292.20	303.52	8.9×10^{-6}	Üh–3	173	4.2×10^{-6}

Grey = extreme good conductive zones.

Groundwater heads

Direction of the groundwater flow is primarily dependent on the groundwater heads: water always flows from the areas with a higher head towards those with a lower one. Groundwater heads were determined by means of single-borehole hydrodynamic tests.

At the Site, the *groundwater heads* of the boreholes (Figure 5) form two rather distinct groups.

— The first group is composed of boreholes in the southern part of the Site. They are characterised by ground-

water heads which decrease with the depth, *i.e.* 210–220 m above sea level (asl) at horizon 200 m asl., and 205–210 m at horizon 0 m asl. Boreholes Üh-26, Üh-5, Üh-4, Üh-3 and Üh-22, the lower sections of Boreholes Üh-25 and Üh-36, and also the upper section of Borehole Üh-23 belong to this group. Borehole Üh-28 can also be arranged into this group although its section which is 25–125 m asl. obviously reflects some drawdown effect. Of the listed boreholes, Borehole Üh-23 is the only “odd-man-out”, since all the other boreholes are situated south of Borehole Üh-22.

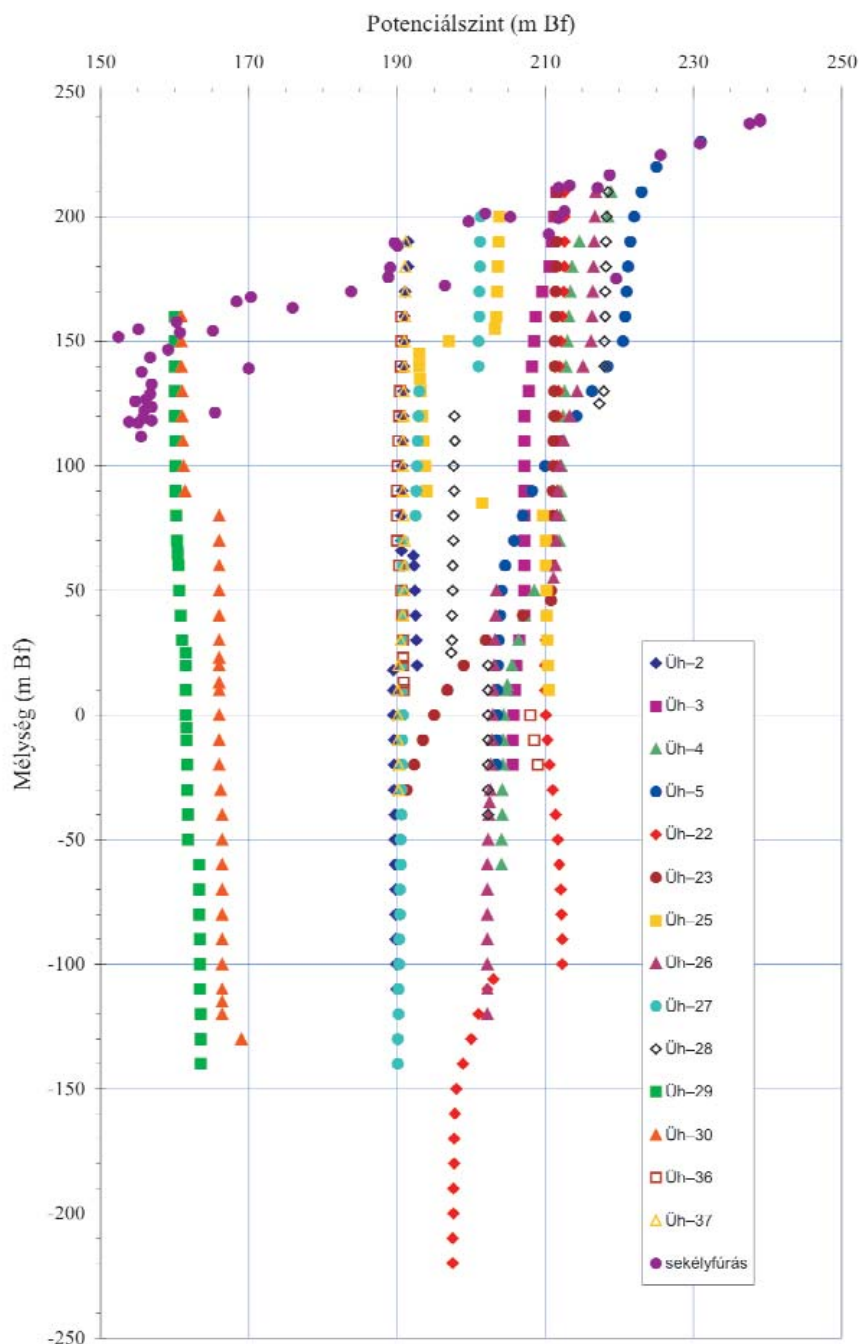


Figure 5. Groundwater heads of the Bataapáti (Üveghuta) boreholes

On the vertical axis = depth above the sea level (m), on the horizontal axis = groundwater head (m asl), sekélyfúrás = shallow borehole

5. ábra. Az üveghutai fúrások szerkesztett potenciálszintjei

— The second group is formed by the boreholes in the northern part of the Site. These are characterised by groundwater heads which show almost no change with the depth. Boreholes Üh-2, Üh-27 and Üh-37, upper sections of inclined Boreholes Üh-25 and Üh-36, and also the lower section of Borehole Üh-23 belong to this group. The low groundwater heads of Borehole Üh-2 are anomalous at this point, but correspond well to the values between 190–200 m asl. which are typical for the northern part of the Site.

In the Site surroundings, deep boreholes (Üh-29 and Üh-30) display groundwater heads between 160–170 m asl. Groundwater heads in both boreholes gradually — or with only small steps — increase by 5–7 m with the depth. This shows that in these boreholes — close to the typical discharge areas — upward-directed flow components are already apparent. This is confirmed by direct observations: the open Borehole Üh-29 produces artesian water, whereas the groundwater head in Borehole Üh-30 is much higher than the penetrated unconfined groundwater table. It is particularly remarkable that the groundwater head at 0 m asl. from Borehole Üh-26, at a distance of 950 from Borehole Üh-37, only decreases by 13 m; in the same direction, from Borehole Üh-37 at a distance of 800 m from Borehole Üh-29 it falls by 30 m.

In the study of the *groundwater head distribution* a significant step forward occurred due to the development of analysis of the single-borehole hydrodynamic tests. Formerly, it was only possible to define the undisturbed pressure in 4–8 sections of a borehole, but — due to the development mentioned — continuous head profiles of the boreholes were able to be constructed.

The new method of analysis made it absolutely clear that there are several 10 to 100–150 m long sections in the boreholes with small vertical head gradients, and these sections are separated by 5–20 m head steps. Rather long sections with significant head gradients were observed above 70 m asl. in Borehole Üh-5, below 50 m asl. in Borehole Üh-23 and in the total length of Borehole Üh-4. The other head profiles are characterised by sudden head jumps.

The sudden head steps are interpreted in terms of *damming-isolating zones*. They are usually connected with fracture zones. The fracture zone which bears the most important damming-isolating zone of the Site — in a hydrogeological sense — was penetrated by Borehole Üh-25 between 215,8–227,1 m (Figure 6). Below it, the groundwater head is 15–18 m higher than in the upper section of the Borehole.

In 12 boreholes of the Site 87 fracture zones were penetrated (MAROS et al. 2004). However not all of them form damming-isolating zones. The fracture zones could not be classified into types which are clearly different from each other, but it is obvious that intense argillisation of the zone can contribute to the isolating effect. Most of the fracture zones penetrated in a thickness >10 m contain fault breccia and fault gouge, but for an isolating effect a lower thickness is sufficient.

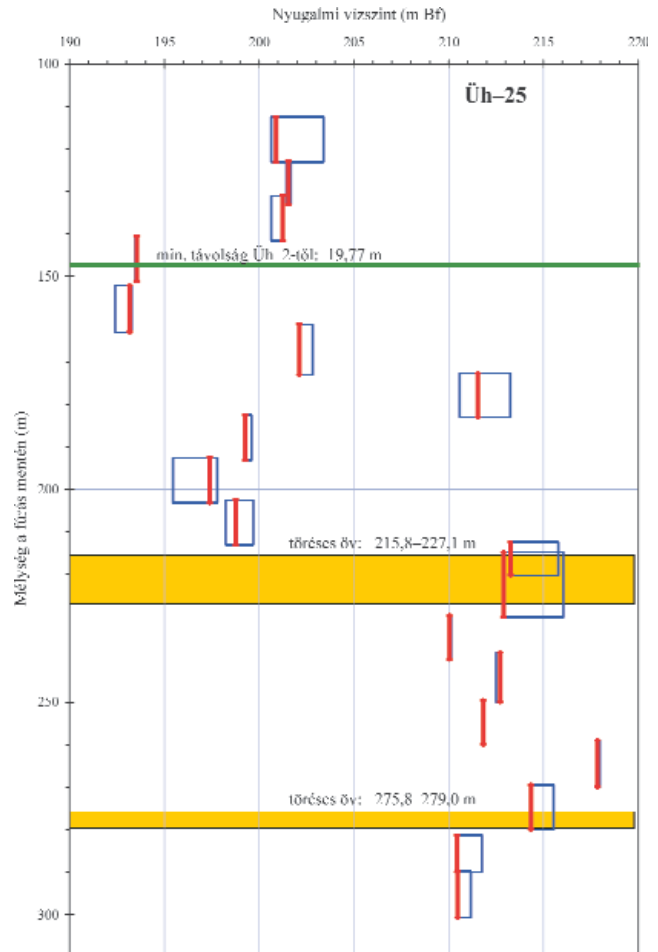


Figure 6. The groundwater head profile of Borehole Üh-25
On the vertical axis = depth below the ground level (m), on the horizontal axis = groundwater head (m asl); min. távolság Üh-2-től = min. distance from Üh-2, töréses öv = fracture zone

6. ábra. Az Üh-25 fúrás potenciálszelvénye

The low-conductive damming zones dismember the underground flow system into entities which are more-or-less separated from each. They hinder hydraulic connections and decrease the flow velocity (TÓTH et al. 2003). Behind some zones “dead areas” may have formed with a very slow flow. The presence of damming-isolating zones is a highly advantageous property of the geological barrier since they increase the safety of the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

Connectivity

In small-scale, short-living processes the hydraulic conductivity of the fresh granite depends on the size of the fissures, their aperture, frequency, and also their connections with other fissures, *i.e.* on connectivity of the fracture system. Data on the connectivity are provided by long-term monitoring and interference tests.

Some of the long-term monitored boreholes “sensed” the drilling and testing of boreholes in 2002–2003 (Figure 7). The most intense responses were obtained: in the middle section of Borehole Üh-2 onto water pumping in

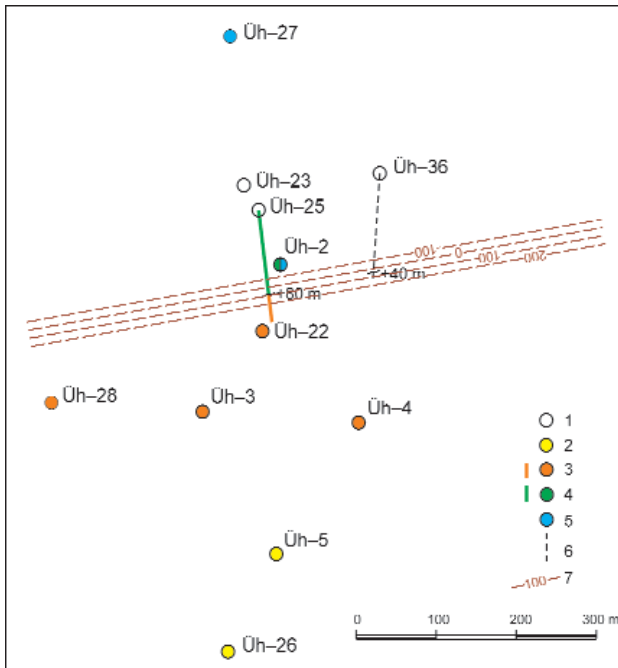


Figure 7. Spatial distribution of responses to drawdowns at the Bátaapáti (Üveghuta) Site

1 – inclined or not responding vertical borehole, 2 – the southern group of responses, 3 – the middle group of responses, 4 – the upper member of the northern group of responses, 5 – the lower member of the northern group of responses, 6 – inclined borehole drilled with no monitoring, 7 – contour lines in the central plane of the main isolating-damming zone

7. *ábra.* A leszívásokra adott válaszok térbeli eloszlása a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

1 – ferdefúrás vagy nem válaszoló függőleges fúrás, 2 – a déli válaszcsoport, 3 – a középső válaszcsoport, 4 – az északi válaszcsoport felső tagja, 5 – az északi válaszcsoport alsó tagja, 6 – monitoring nélkül mélyített ferdefúrás, 7 – a fő torlaszoló zóna középsíkjának szintvonalai

Borehole Uh-25 and its lower section and also onto that in Uh-27, furthermore, in Borehole Uh-3 onto activity in Borehole Uh-28; and in Borehole Uh-5 onto that in Borehole Uh-26.

Spatial distribution of the responses outlines a picture similar to that from transmissivity and groundwater heads (see above). A southern part (consisting of two sub-parts) (Boreholes Uh-26 and Uh-5, as well as Uh-26, Uh-3, Uh-4 and Uh-22, furthermore, the lower section of Borehole Uh-25 and probably Uh-36) is separated from a northern part (Boreholes Uh-27 and the lower section of Uh-2). They are separated by the major damming-isolating zone of the Site; in its hanging wall a wedging-out downwards middle unit (the upper sections of Boreholes Uh-2 and Uh-25) can be outlined.

Interference testing indicated connections similar to those in long-term monitoring. It confirmed that Borehole Uh-37 belongs to the northern part, as outlined from the monitoring responses. Besides, it revealed hydraulic connections between Boreholes Uh-37, Uh-27 and Uh-2 in the northern part of the Site, with a much higher ability to transfer pressures than the mean at the Site. The extent of these connections could be about several hundreds m.

Water sampling

17 water samples were taken at various depths from boreholes at the Site: 12 from deep, and 5 from shallow boreholes in the valley bottoms. Analytical data from these, together with those from earlier boreholes, served as a basis for understanding the hydro-geochemistry of the Site (HORVÁTH et al. 2004).

Summary

Hydrodynamic testing of boreholes at the Bátaapáti (Üveghuta) Site supplied direct measurement data on the hydraulic conductivity of the rocks and groundwater heads of the fissure waters. Hydrodynamic testing of boreholes was conducted using modern tools, measurement techniques and analysis methods, and its results are summarised below.

Transmissivity of the fresh granite — which covers six orders of magnitude — is distributed log-normally. It is independent of the depth and its connection with the fracturing and seismic wave velocity is loose. The borehole pattern is variable but in spatial distribution some regularity is observable: transmissivity in the south of the Site is lower while in the north it is higher than average; in the middle part its values are changeable. In the background of the matrix fracturing, zones of good and bad hydraulic conductivity are distinguishable and their respective lengths can be estimated several hundreds of m perpendicular to their thickness.

Groundwater *head levels* decrease in the south, and are almost constant towards the depth in the north. In the middle sharp anomalies in the background, typical for the northern part, are visible. In the boreholes, head steps around 5-20 m were established, they fell onto zones of bad conductivity — *i.e.* argillised fracture zones. In this way they mark damming-isolating zones. The presence of these zones is an advantageous property of the geological barrier because they increase the safety of the Bátaapáti (Üveghuta) Site.

In *connectivity*, which characterises major conductive zones, the southern and northern parts of the Site are clearly different. North of the major damming-isolating zone a wedging-out downwards middle unit can be outlined.

The data gained from hydrodynamic testing were incorporated into the hydrogeological and tectonic pattern of the Site.

The transmissivity and head values were used in the calibration of the hydrogeological models of the Site (BALLA et al. 2004). The results of the interference testing were applied to the construction of the structural model of the Site (MAROS et al. 2004) and to the calibration of its hydrogeological models (BALLA et al. 2004). Results of the tracer tests were utilised in hydrogeological transport modelling (BALLA et al. 2004) and in the safety assessment of the Site (GOLDSWORTHY et al. 2004). Analytical data from the water samples served as a base for understanding the hydro-geochemistry of the Site (HORVÁTH et al. 2004).

References — Irodalom

- BALLA, Z. 2004a: General characteristics of the Bataapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely általános jellemzése]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z. 2004b: Geological suitability and concept of the further exploration of the Bataapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., MOLNÁR P., TUNGLI GY., G. BRADLEY, B. MACDONALD, HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., ZILAH I.-SEBESS L., SZONGOTH G. 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAH I.-SEBESS L., GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002-2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002-2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bataapáti (Üveghuta) Site [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BÉRCI, K., TAKÁCS, T., GRESCHIK, GY., MESTER, J., MUHEL, J., VERBŐCI, J. 2004: Disposal concept of low- and intermediate-level radioactive waste at Bataapáti (Üveghuta) Site [A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepciója a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BRADLEY, J. G., ENACHESCU, C., MACDONALD, B., MOLNÁR, P. 2000: Hydrogeological interference testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta in South-west Hungary (Az üveghutai telephely gránitos öszszleténeklyukközi interferenciás kútvizsgálata). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 439-454.
- GOLDSWORTHY, M., DANKÓ, GY., FODOR, J. 2004: Probabilistic and fuzzy approach to safety assessment for the Bataapáti (Üveghuta) Site [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely valószínűségi és fuzzy-módszerrel történő biztonsági értékelése]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I. 2004: Boreholes at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Fúrások mélyítése a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., TUNGLI, GY. 2000: Exploration drilling at the Üveghuta Site — problems and experience (Kutatófúrások mélyítése az üveghutai telephelyen — problémák és tapasztalatok). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 91-116.
- HORVÁTH, I., SZŐCS, T., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2004: Hydrogeochemistry and water ages at the Bataapáti (Üveghuta) Site [A víz-geokémiai viszonyok és a vizkorok alakulása a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2004: Magmatic and metamorphic evolution of north-eastern Mórág Block [A Mórág-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAH I.-SEBESS, L., BÁN-GYÖR Y, E. 2004: Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezet-alakulása). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MOLNÁR P. 2003: Többpakkeres jeladó- és észlelőrendszerek (in Hungarian: Multi-packer source and observation equipment). — In: BALLA Z. et al. 2003, V. függelék (Annex V), 20 p.
- MOLNÁR, P., BRADLEY, J. G., ENACHESCU, C., WOZNIWICZ, J. 2000: Single-borehole hydrogeological testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta, South-west Hungary (Egyedi pakkeres kútvizgálatok az üveghutai telephely mélyfúrásaiban). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 407-438.
- SZONGOTH, G., ZILAH I.-SEBESS, L., SZÜCSI, P. 2004: Well logging at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TÓTH GY., MEZŐ GY., BENEDEK K., TAKÁCS T. 2003: Vízföldtani al egységek jellemzése modellezés alapján, részjelentés (in Hungarian: Characteristics of the hydrogeological subunits on the basis of modelling, partial report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

Kútvizsgálatok a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

BALLA ZOLTÁN¹, MOLNÁR PÉTER²

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143, Hungary, Budapest, Stefánia út 14.

² Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Hungary, Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, felszín alatti elhelyezés, fúrások, gránitok, hidrogeológia, kútvizsgálat, Magyarország, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, talajvíz, vízvezető képesség

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tárolóját várhatóan a Mórággyi Gránit Formáció kőzeteiben, 250-300 m-rel a felszín alatt alakítják majd ki. A tároló biztonsági értékelésének kulcseleme a földtani gát, amelynek egyik fontos komponense a felszín alatti vizek áramlási rendszere. Ennek az áramlási rendszernek a megismerésében döntő szerepet játszottak a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely fúrásaiban lefolytatott kútvizsgálatok: ezek adtak közvetlen mérési információt a kőzetek vízvezető képességéről és a hasadékvizek potenciálviszonyairól. A kútvizsgálatokat korszerű eszközökkel, mérési és kiértékelési módszerekkel folytattuk le. Az eredményeket a következőkben összesítjük.

Az üde gránit *transzmisszivitása* — hat nagyságrendet átfogva — egészében véve lognormális eloszlást mutat. A mélységgel nincs összefüggésben, kapcsolata a repedezettséggel és a szeizmikus hullámsebességgel igen laza. A fúrásokénti kép változó, a területi eloszlásban bizonyos törvényszerűség mutatkozik: a telephelyen belül D-en a transzmisszivitás kisebb, É-on nagyobb az átlagnál, a középső részen az értékek erősen ingadoznak. A háttér-repedezettség mellett jó és rossz vízvezető képességű zónák különböztethetők meg, vastagságukra merőleges kiterjedésük néhány száz méterre becsülhető.

A *potenciálszintek* D-en a mélységgel csökkennek, É-on a mélységgel alig változnak. A középső részen — az É-ira jellemző kép hátterén — erős anomáliák figyelhetők meg. A fúrásokban 5-20 m-es potenciállépcsőket mutattunk ki, amelyek rossz vízvezető képességű zónákra — agyagosodott törésszerű övekre — esnek, így torlasztó-szigetelő zónákat jeleznek. E zónák jelenléte a földtani gát olyan kedvező tulajdonsága, amely növeli a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely biztonságát.

A fő vízvezető zónákat jellemző *konnektivitás* alapján a telephely D-i és É-i része jól elkülönül egymástól, s a legnagyobb torlasztó-szigetelő zónától É-ra egy lefelé ékszerűen kiemelkedő középső egység különül el.

A kútvizsgálati adatok beépültek a vízföldtani és tektonikai képbe.

Bevezetés

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tárolóját (BÉRCI et al. 2004) a Mórággyi Gránit Formáció kőzeteiben (KIRÁLY, KOROKNAI 2004), 250-300 m-rel a felszín alatt tervezik kialakítani (BALLA 2004a). A tároló biztonsági értékelésének (GOLDSWORTHY et al. 2004) kulcseleme a földtani gát, amelynek egyik fontos komponense a felszín alatti vizek áramlási rendszere (BALLA 2004b). Ennek az áramlási rendszernek a megismerésében döntő szerepet játszottak a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely fúrásaiban lefolytatott kútvizsgálá-

tok: ezek adtak közvetlen mérési információt a kőzetek vízvezető képességéről és a hasadékvizek potenciálviszonyairól.

A kútvizsgálatokat a Golder Associates (Magyarország) Kft. (Golder) végezte nagy tapasztalattal és nagy szakértelemmel, külföldi — német, amerikai és kanadai — szakemberek bevonásával.

A kútvizsgálatokkal párhuzamosan, ugyanazzal a technikai felszereléssel történt a mélységi vizek mintázásának előkészítése, amelyről tanulmányunk második részében számolunk be.

Kútvizsgálat

A kútvizsgálat *célja* adat- és információszolgáltatás a telephely és környezetének hidrogeológiai értékeléséhez, *feladata* a fúrásokban harántolt képződmények szivárgás-hidraulikai és transzportparamétereinek meghatározása. Az alkalmazott kútvizsgálati módszereket három csoportra bonthatjuk:

- egyedi kútvizsgálat,
- interferenciás kútvizsgálat,
- nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálat.

Az alábbiakban e három módszerről adunk rövid ismertetést.

Egyedi kútvizsgálat

Az egyedi kútvizsgálat *célja* az adott fúrásban feltárt képződmények vízvezető képességének meghatározása és a potenciálviszonyok jellemzése, *feladata* kúttesztek végzése a telephelyi és telephely környéki sekély- és mélyfúrások pakkerekkel elkülönített szakaszain, illetve a kúttá kiképzett fúrásokban. Az egyedi kútvizsgálatot önálló munkacsoport végezte, amely 4-6 hidrogeológus mérnökből, 4-5 technikusból és 1 fő kisegítő személyzetből állt. A kútvizsgálati csoport terepi irodával, raktárakkal, műhellyel és szállítójárművekkel rendelkezett.

Az egyedi kútvizsgálatokhoz 2002 májusában négy komplett eszközzel vonultunk fel. A mérésekhez alumínium tesztrudazatot, felfújható pakkereket, mélységi csőzár szelepet, a fúrásba telepített nyomás- és hőmérsékletszondákat, valamint számítógépes adatrögzítő és -megjelenítő egységet alkalmaztunk. A tesztrudazat vízszintjének csökkentéséhez dugattyút, illetve — a ferde fúrásokban — szifonos leürítő rendszert használtunk. Az eszközöket MOLNÁR et al. (2000) ismerteti részletesen.

Mind a 23 fúrásban (GYALOG, SZEGŐ 2004) végeztünk egyedi kútvizsgálatokat:

- a dombtetői talajvízszint-megfigyelő fúrásokban a kútkiképzést követően;
- a mélyfúrások gránitos szakaszán a fúrási folyamat meg-megszakítva, mérési sorozatokba rendezve, valamint
- a völgytalpi csoportfúrásokban, azok lemélyítése után.

A dombtetői *talajvízszint-megfigyelő fúrásokban* (Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A és Üh-36A) a kútvizsgálatot a talajvízminta-vételt követően végeztük el. A nyitott kútban állandó hozamú nyeletést végeztünk, majd annak befejezése után nyomássonzával mértük a vízszint csökkenését.

A *független mélyfúrásokban* (Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30 és Üh-37) és az *Üh-36 ferde fúrásban* a mérésekhez egy- vagy kétpakkeres eszközzel alkalmaztunk. 30-100 m hosszúságú szakasz lefűrése után ún. gyorstesztekkel határoztuk meg a képződmények vízvezető képességét. A méréseket a mállott gránit zónája alatt a fűrőlyuk teljes hosszában, kb. 10 m-es pakkerekkel, egymást kis mértékben átfedő szakaszokon végeztük. A jobb vízvezető képességű lyukszakaszokon, kb. 50 m-enként, egy-egy

ún. hosszú idejű tesztet végeztünk, amelynek elsődleges célja a nyugalmi nyomás megállapítása volt, de egyúttal a felszín alatti vízáramlás jellegét, az áramlás geometriáját is vizsgáltuk.

Az *Üh-25 ferde fúrásban* a kútvizsgálati eszközök biztonsága érdekében a méréseket minden 10 m lefűrése után, a HQ fűrőcső védelmében végeztük, egypakkeres észlelőrendszerrel. Mivel az Üh-25 fúrás elsődleges célja a korábban megismert alacsony nyomású zóna vizsgálata volt, ezért ebben a fúrásban kizárólag hosszú idejű tesztet végeztünk.

A *csoportfúrásokban* (Üh-31A-C, Üh-32A-D és Mó-7A-D) a pakkeres méréseket a talpmélység elérését követően végeztük el. A nyitott szakasz hosszától függően fúrásokként 1-3 mérés történt. A központi fúrásokban minden esetben, a mellékfúrásokban csak viszonylag nagyobb vízáradó képesség esetén végeztünk hosszú idejű tesztet.

A *gyorsteszt* egy kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázisból és az azt követő szlagtesztből vagy impulzustesztből állt, amelyhez egyes esetekben záró nyomáskiegyenlítődési fázis kapcsolódott. A gyorsteszt mérési időtartama átlag 3 óra volt. A *hosszú idejű teszt* során a viszonylag hosszabb kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázist és a szlagtesztet egy 12 órás újabb nyomáskiegyenlítődési fázis követte; ezek együttes időtartama 24 óra volt. Egyes hosszú idejű teszteknél ezt követően tartós víztermelést végeztünk vízmintavétel céljából (1. alább), majd a mérést egy 48 órás záró nyomáskiegyenlítődési fázissal fejeztük be.

Az egyes vizsgálati szakaszokat a mélyfúrás-geofizikai adatok (SZONGOTH et al. 2004) ismeretében jelöltük ki. A bőségszelvény, az elektromos szelvény és az akusztikus lyukfal-televíziós kép alapján határoztuk meg a pakkerek kiültetésére legmegfelelőbb, ép lyukszakaszokat. A hosszú idejű tesztek számára alkalmas szakaszokat előzetesen a hőmérsékletszelvény alapján választottuk ki, de a szakasz feltételezett jó vízvezető képességét a gyorsteszt szlagfázisának terepi kiértékelésével is ellenőriztük. Az egyedi kútvizsgálatok terepi adatait átadtuk a mélyfúrás-geofizikai csoport számára, akik az áramlásméréseket már az adott fűrőlyukszakasz vízvezető képességének ismeretében optimalizálták.

Az egyedi kútvizsgálatok mennyiségét az 1. táblázatban foglaljuk össze.

Az egyedi kútvizsgálatok során mért nyomásváltozások alapján, indirekt modellezéssel határoztuk meg az adott vizsgálati szakasz transzmisszivitását és — amennyiben ez lehetséges volt — a nyugalmi nyomását. A kiértékeléshez a Golder által kifejlesztett FlowDim szoftvert használtuk. A kiértékelést típusgörbe-illesztéssel végeztük el, a szoftver nem lineáris regressziós algoritmus segítségével. A kiértékelés során minden esetben kétdimenziós hengersizmetrikus radiális áramlási modellt alkalmaztunk, hogy az egyes tesztek eredményei egymással összevethetőek legyenek. A tesztek túlnyomó többségében összetett, bizonális áramlási modellt kellett feltételeznünk az adatok megfelelő illeszkedéséhez, néhány esetben gáthatás alkalmazásával. A kiértékelés me-

1. táblázat. Az egyedi kútvizsgálatok mennyisége

Fúrás típusa	jele	Egyedi kútvizsgálat			Tesztek mennyisége		
		kezdet	befejezés	időtartama (óra)	gyorsteszt	hosszú idejű teszt	
Dombtetői talajvízszint megfigyelő fúrás	Üh-25A	2002. 07. 03.	2002. 07. 03.	6,00	1	–	
	Üh 26A	2002. 07. 02.	2002. 07. 02.	3,00	1	–	
	Üh-28A	2002. 07. 26.	2002. 07. 26.	16,25	–	1	
	Üh-36A	2002. 11. 29.	2002. 11. 30.	21,50	–	1	
	Üh 25	2002. 07. 31.	2002. 11. 07.	692,50	–	22	
Telephelyi és telephely környéki mélyfúrás	Üh 26	2002. 07. 02.	2002. 09. 10.	481,75	21	7	
	Üh-27	2002. 07. 07.	2002. 09. 03.	400,25	34	8	
	Üh-28	2002. 08. 14.	2002. 10. 29.	438,75	18	7	
	Üh 29	2002. 09. 09.	2002. 11. 27.	490,00	17	10	
	Üh 30	2002. 08. 21.	2002. 11. 17.	384,00	20	5	
	Üh-36	2002. 10. 20.	2003. 01. 29.	158,25	14	4	
	Üh-37	2002. 12. 18.	2003. 01. 18.	193,25	15	5	
	Üh 31A	2002. 06. 20.	2002. 06. 23.	16,50	1	1	
	Üh 31B	2002. 07. 08.	2002. 07. 11.	29,50	1	1	
	Üh-31C	2002. 07. 24.	2002. 07. 24.	13,00	1	–	
Völgylapi csoporthúrás	Üh-32A	2002. 06. 26.	2002. 07. 19.	27,50	2	1	
	Üh 32B	2002. 07. 02.	2002. 07. 02.	17,75	–	1	
	Üh 32C	2002. 08. 08.	2002. 08. 08.	2,75	1	–	
	Üh-32D	2002. 08. 19.	2002. 08. 19.	5,75	1	–	
	Mó-7A	2002. 07. 14.	2002. 07. 18.	50,25	1	1	
	Mó 7B	2002. 09. 17.	2002. 09. 22.	86,00	–	1	
	Mó 7C	2002. 10. 04.	2002. 10. 05.	25,50	–	1	
	Mó-7D	2002. 10. 15.	2002. 10. 16.	22,50	–	1	
	Összesen:				3 582,50	149	78

nete azonos volt a MOLNÁR et al. (2000) által részletesen ismertetett módszerrel.

A *transzmisszivitás* értékét a szlag- és impulzustesztek esetében log-log dekonvolúciós görbére és ún. Ramey-féle A típusgörbére való illesztéssel, az állandó hozamú és a nyomáskiegyenlítődési fázisok esetében pedig log-log diagnosztikai görbére való illesztéssel határoztuk meg. A vizsgálati fázisok egyidejű értelmezésével biztosítottuk, hogy a különböző fázisok kiértékelése alapján konzisztens eredményeket kapjunk. Az egyes fázisok nyomásváltozásának normált diagnosztikai görbéit összehasonlítva, a teljes teszt alapján határoztuk meg az adott vizsgálati szakasz transzmisszivitásának lehetséges legkisebb, legnagyobb és legvalószínűbb értékét.

A *nyugalmi nyomást* az állandó hozamú és a nyomáskiegyenlítődési fázisok adataiból határoztuk meg, a FlowDim szoftverrel végzett kiértékelés áramlási modellje alapján, fél-logaritmikus Horne-féle diagramon történő extrapolációval. Végtelen kiterjedésű, homogén radiális áramtér feltételezése esetén a Horne-féle módszerrel ismeretlen hozam esetén is lehetséges a nyugalmi nyomás megállapítása. Új elem volt a munkánkban, hogy e módszer alkalmazásával a kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázisokat is ki tudtuk értékelni, így a gyorstesztből is meg tudtuk határozni a nyugalmi nyomás értékét. A többféle kiértékelési mód alapján, az egyes fázisok és a szomszédos vizsgálati szakaszok eredményeinek összevetésével határoztuk meg az adott vizsgálati szakasz nyugalmi nyomásának lehetséges legkisebb, legnagyobb és legvalószínűbb értékét.

Interferenciás kútvizsgálat

Az interferenciás kútvizsgálat *célja* a felszín alatti áramlási rendszer és a hidraulikai kapcsolatok minőségi és mennyiségi jellemzése a telephelyen, *feladata* a jeladó mélyfúrás víztermelése által előidézett nyomásváltozások mérése és értékelése a környező mélyfúrásokba telepített többpakkeres megfigyelőrendszerek segítségével. A jeladó- és észlelőrendszerek be- és kiépítéséhez szükséges fúróberendezést a Rotaqua Kft. biztosította.

Az 1998. évi interferenciás vizsgálatok (BRADLEY et al. 2000) kedvező tapasztalatait felhasználva, a méréseket a korábbihoz hasonló metodikával terveztük: egy központi fúrás egy vagy két pakkerrel elkülönített jeladó szakaszából állandó hozammal vizet termeltünk, miközben a környező fúrásokban viszonylag nagy számú, a fúrás teljes hosszát lefedő megfigyelési szakaszokon, egyidejűleg figyeltük az esetleges nyomásváltozást. Az interferenciás kútvizsgálatokba mind a régebbi (GYALOG, TUNGLI 2000), mind a jelen kutatási fázisban létesült mélyfúrásokat (GYALOG, SZEGŐ 2004) bevontuk.

Három interferenciás mérést végeztünk (1. ábra), amelyekkel — a korábbi interferenciás vizsgálatok kiegészítéseként — a telephely mélyfúrásokkal feltárt részét teljes egészében lefedtük. A jeladást központi helyzetű fúrásokból végeztük, hogy a nyomásváltozások terjedését minél nagyobb térrészben vizsgálhassuk. Jeladó szakasznak az adott fúrás legjobb vízvezető képességű mélységközét választottuk.

A megfigyelő fúrásokba többpakkeres észlelőrendszereket telepítettünk. 30-60 m hosszúságú megfigyelési szakaszokat alakítottunk ki, ügyelve arra, hogy a pakkerek ép lyukfalszakaszra kerüljenek, az egységesnek látszó repedésrendszerek azonos megfigyelési szakaszra essenek, az egyedi kútvizsgálatok (1. följebb) alapján eltérő jellegűnek tűnő blokkok viszont külön megfigyelési szakaszt képezzenek.

Az észlelőrendszerek tervezéséhez felhasználtuk a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok adatait (SZONGOTH et al. 2004) és az egyedi kútvizsgálatok alapján megszerkesztett transzmisszivitás- és potenciálszelvényeket. Figyelembe vettük az új telephelyi mélyfúrások (Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-36 és Üh-37) mélyítése és kútvizsgálata által előidéztet nyomásváltozásokat is, amelyeket a régebbi mélyfúrásokba (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22 és Üh-23) telepített és folyamatosan működő többpakkeres monitoring-rendszerek rögzítettek 2002-ben.

Az 1998. évi interferenciás mérés tapasztalatai azt mutatták, hogy a jeladó szakasz néhány napig tartó, jelentős hozamú víztermelését követően csak több hónap alatt állnak vissza az eredeti nyomásviszonyok a megfigyelési szakaszokon. Ezért a három interferenciás vizsgálatot eredetileg úgy terveztük, hogy először a várhatóan legkisebb hatású mérést végezzük el, majd utána a jelentősebb hatást okozó méréseket. Ugyanezen okból a megfigyelőrendszereket úgy alakítottuk ki, hogy az egyes mérések között lehetőleg ne kelljen átépíteni őket, azaz minél hosszabb ideig észlelhesék folyamatosan a nyomásváltozásokat.

Az Üh-27 és Üh-37 fúrásban feltárt képződmények kedvező közetmechanikai tulajdonságai miatt előtérbe került a tároló kialakításának lehetősége a telephely É-i részén (BALLA 2004b), ezért a tervezett három mérés közül elsőként a déli, majd az északi, végül — hosszabb szünetet követően — a középső interferenciás kútvizsgálatra került sor.

A jeladást az egyedi kútvizsgálatokhoz alkalmazott, egy- vagy kétpakkeres eszközrendszerrel végeztük. A vizet az alumínium tesztrudazatba épített, Moyno típusú csavar-mélyszivattyúval termeltük. A szivattyút fúróberendezés hajtotta meg; a hozamot a forgatási sebességgel szabályoztuk. A jeladó szakasz nyomásváltozását automatikus adatgyűjtőrendszerrel rögzítettük, a hozamot köbözéssel mértük óránként. A megfigyelő fúrásokban 5-15 percenként észlelt nyomásadatokat napi gyakorisággal olvastuk ki.

A fúrásokba épített jeladó- és észlelőrendszereket MOLNÁR (2003) mutatta be. A vizsgálatok fontosabb adatait a 2. (déli interferenciás vizsgálat adatai), 3. (északi interferenciás vizsgálat adatai) és 4. táblázatban (középső interferenciás vizsgálat adatai) foglaljuk össze.

Az interferenciás kútvizsgálatok adatainak *kiértékelése* többféleképpen történt:

- pontosítottuk a mélyfúrások potenciálszelvényét;
- jellemeztük a telephely jelentősebb vízvezető szerkezeteit;
- blokkokra tagoltuk a telephely áramlási rendszerét;
- mennyiségileg jellemeztük a hidraulikai kapcsolatokat.

2. táblázat. A déli interferenciás vizsgálat adatai

Jeladás		Megfigyelés	
		fúrás	szakaszok száma
Jeladó fúrás	Üh-5	Üh 2	7
Mélységköz	12,23–47,00 m Bf	Üh-3	5
Víztermelés időtartama	193,0 h	Üh-4	5
Kitermelt vízmennyiség	20,4 m ³	Üh 5	2
Átlagos vízhozam	1,76 l/min	Üh-22	6
Számított max. leszívás	70 m	Üh-26	6
		Üh-28	5

3. táblázat. Az északi interferenciás vizsgálat adatai

Jeladás		Megfigyelés	
		fúrás	szakaszok száma
Jeladó fúrás	Üh 27	Üh 2	7
		Üh 3	5
		Üh-4	5
		Üh 5	2
		Üh-22	6
		Üh 23	6
		Üh 25	5
		Üh-26	6
		Üh 27	1
		Üh-28	5
		Üh 29	6
		Üh 30	6
		Üh-36	4
Üh 37	5		

4. táblázat. A középső interferenciás vizsgálat adatai

Jeladás		Megfigyelés	
		fúrás	szakaszok száma
Jeladó fúrás	Üh 2	Üh 2	1
		Üh-3	5
		Üh 4	5
		Üh-5	2
		Üh 22	6
		Üh-23	6
		Üh-25	5
		Üh 26	6
		Üh-27	6
		Üh 28	5
		Üh-36	4
		Üh-37	5

A megfigyelő fúrásokban a pakkerek kiültetését követő nyomásváltozást Horne-féle féllogaritmikus diagramon értékeltük ki, és extrapolációval határoztuk meg a *megfigyelési szakaszok nyugalmi nyomását*.

A jeladó szakaszok nyomásváltozását az egyedi kútvizsgálatoknál alkalmazott módszerekkel értékeltük ki (1. följebb). A tartós szivattyúzásnak és hosszú idejű visszatöltődés-mérésnek köszönhetően az egyedi kútvizsgálatoknál

nagyobb léptékben határoztuk meg a termelt *jeladó szerkezet transzmisszivitását és az áramlás jellegét.*

A kapott nyomásválaszokat a hatásideő, az amplitúdó és a jeladó szakasztól való távolság alapján csoportosítottuk. A nyomásválaszokat a Cooper–Jacob-módszer szerint feldolgozva, az észlelt eloszlást összehasonlítottuk a homogén, izotróp közegben várható eloszlással. Az eredmények alapján *minőségileg* jellemeztük az áramlási rendszert, kijelölve az átlagosnál jobb, illetve rosszabb hidraulikai kapcsolatokat.

A hidraulikai kapcsolatokat *menyiségileg* is jellemeztük. A nyomásválaszokat hagyományos módon, típusgörbe-illesztéssel értékeltük ki, homogén radiális áramlási modellt feltételezve. A Golder által fejlesztett FlowDim program, valamint a Scientific Software Intercom cég Interpret/2 szoftverének segítségével meghatároztuk a nyomásvezető képesség (hidraulikus diffúzió) értékét. Emellett egy teljesen új kiértékelési módszert is alkalmaztunk, amellyel a normált görbék alapján — egy adott tározási tényező esetén — a nyomásváltozást előidéző hozam és a transzmisszivitás is meghatározható.

Nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálat

A nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálat (tracer-teszt) *célja* a repedezett gránitban történő anyagáramlás jellemzése és egyes transzportparaméterek meghatározása, *feladata* mesterséges nyomjelző anyagok áttörési görbéinek vizsgálata a völgytalpi kútcsoportok sekélyfúrásaiban. A vizsgá-

lati eszközöket a Rotaqua Kft. építette be a kutakba, a terepi mérések műszaki felügyeletét pedig a Vámház Baja Bt. látta el.

Nyomjelzéses vizsgálatot az Üh–31, Üh–32 és M6–7 kútcsoportokon végeztünk (2. ábra). A vizsgálatok fontosabb adatait az 5. (Üh–31 kútcsoport nyomjelzéses vizsgálata), 6. (Üh–32 kútcsoport nyomjelzéses vizsgálata) és 7. táblázatban (M6–7 kútcsoport nyomjelzéses vizsgálata) foglaljuk össze.

A nyomjelzéses vizsgálat során a kútcsoport központi fúrásából búvárszivattyúval állandó hozamú víztermelést végeztünk, a központi kúttól 10–20 m távolságra lévő három mellékfúrásba pedig három különböző nyomjelző anyagot injektáltunk. A központi kútból termelt víz rendszeres mintázásával vizsgáltuk a nyomjelző anyagok megjelenését, áttörését.

A kútcsoport termelő kútját az egyedi kútvizsgálatok (1. följebb), illetve a mélyfúrás-geofizikai adatok és áramlásmérések (SZONGOTH et al. 2004) alapján választottuk ki, arra törekedve, hogy a kút minél nagyobb hozammal legyen termelhető, és a szivattyúzott víz lehetőleg a kút mélyebb, 30 m alatti szintjéből származzon. A központi kutat a víztermeléshez 116–121 mm átmérőjűre bővítettük fel. A mellékfúrások átmérője többnyire 76 mm volt.

A nyomjelzéses vizsgálat megkezdése előtt a kútcsoportokon egymásrahatás-vizsgálatot végeztünk annak igazolására, hogy a központi és a mellékfúrások között kimutatható a hidraulikai kapcsolat. Emellett a mellékfúrásokon előzetes nyeletéses vizsgálattal állapítottuk meg a kutak nyelőképességét.

5. táblázat. Az Üh–31 kútcsoport nyomjelzéses vizsgálata

Flözetes egymásrahatás-vizsgálat		2002. 08. 02. 20:40 – 08. 05. 11:45		
Előzetes nyeletéses vizsgálat		2002. 08. 10. 08:25 08. 10. 15:45		
Eszközök beépítése		2002. 08. 25. 09. 16.		
Eszközök kiépítése		2002. 11. 28–29.		
Keverő tartály térfogata	m ³	6,0		
Nyelető tartály térfogata	m ³	6,0		
Termelt kút		Üh–31A		
Víztermelés kezdete		2002. 09. 17. 16:50		
Víztermelés befejezése		2002. 11. 26. 12:05		
Víztermelés hozama	l/min	min. 5,0	max. 10,5	átl. 7,7
Összes termelt vízmennyiség	m ³	783,5		
Termelt víz mintáinak száma	db	311		
Nyomjelzett kút		Üh–31B	Üh–31C	Üh–18
Vizsgálati szakasz	m	24,10–40,09	26,94–33,82	38,68–49,94
Nyomjelzett kút térfogata	liter	11,0	4,8	11,9
Nyeletés kezdete		09. 18. 14:10	09. 18. 14:00	09. 18. 13:45
Nyeletés befejezése		11. 26. 12:00	11. 26. 12:00	11. 26. 12:00
Nyeletés átlagos hozama	l/min	0,061	0,044	2,72
Összes nyeletett vízmennyiség	m ³	6,15	4,45	274,3
Injektált nyomjelzőanyag típusa		Na-naftionát	rodamin	uranin
Injektált nyomjelzőanyag koncentrációja	mg/l	5000	200	200
Injektált nyomjelzőanyag mennyisége	g	96,675	3,867	3,867
Injektálás időpontja		09. 20. 18:35 20:10	09. 21. 00:20 01:20	09. 20. 14:51 15:20
Utánnyomó folyadék mennyisége	liter	12	5	8
Nyomjelzett kutak utómintázása		11. 26. 17:00	11. 28. 08:00	11. 28. 12:00
Nyeletett víz mintáinak száma	db	68		

6. táblázat. Az Üh-32 kútcsoport nyomjelzéses vizsgálata

Előzetes egymásrahatás-vizsgálat		2002. 09. 18. 17:40 – 09. 20. 09:15		
Előzetes nyeletéses vizsgálat		2002. 09. 21. 09:00 – 09. 21. 14:45		
Eszközök beépítése		2002. 09. 22-23.		
Eszközök kiépítése		2002. 12. 11.		
Keverő tartály térfogata	m ³	12,0		
Nyelető tartály térfogata	m ³	20,0		
Termelt kút		Üh-32A		
Víztermelés kezdete		2002. 10. 01. 12:03		
Víztermelés befejezése		2002. 12. 09. 12:00		
Víztermelés hozama	l/min	min. 2,1	max. 4,4	átl. 3,28
Összes termelt vízmennyiség	m ³	329,5		
Termelt víz mintáinak száma	db	306		
Nyomjelzett kút		Üh-32B	Üh-32C	Üh-32D
Vizsgálati szakasz	m	23,33 30,00	19,43 32,55	32,82 39,96
Nyomjelzett kút térfogata	liter	4,6	9,1	4,9
Nyeletés kezdete		10. 05. 09:28	10. 05. 09:35	10. 05. 09:39
Nyeletés befejezése		12. 09. 12:00	12. 09. 12:00	12. 09. 12:00
Nyeletés átlagos hozama	l/min	0,015	0,037	0,093
Összes nyeletett vízmennyiség	m ³	1,35	3,20	3,36
Injektált nyomjelzőanyag típusa		uranin	rodamin	Na-naftionát
Injektált nyomjelzőanyag koncentrációja	mg/l	2500	2500	10 000
Injektált nyomjelzőanyag mennyisége	g	48,33	48,33	193,35
Injektálás időpontja		10. 06. 22:02-02:50	10. 06. 14:30-14:40	10. 06. 18:05-18:35
Utánnymó folyadék mennyisége	liter	5,5	10	6
Nyomjelzett kutak utómintázása		12. 10. 15:20	12. 10. 15:45	12. 11. 08:25
Nyeletett víz mintáinak száma	db	66		

7. táblázat. A M6-7 kútcsoport nyomjelzéses vizsgálata

Előzetes egymásrahatás-vizsgálat		2003. 02. 10. 12:35 – 02. 11. 08:10		
Eszközök beépítése		2003. 02. 19-24.		
Eszközök kiépítése		2003. 05. 08.		
Termelt kút		M6-7B		
Víztermelés kezdete		2003. 02. 25. 16:35		
Víztermelés befejezése		2003. 05. 06. 12:00		
Víztermelés hozama	l/min	min. 3,0	max. 9,8	átl. 7,66
Összes termelt vízmennyiség	m ³	770,1		
Termelt víz mintáinak száma	db	303		
Nyomjelzett kút		M6-7A	M6-7C	M6-7D
Vizsgálati szakasz	m	26,91 49,79	26,84 34,43	25,83 34,05
Nyomjelzett kút térfogata	liter	99,6	5,2	6,1
Injektált nyomjelzőanyag típusa		rodamin	uranin	Na-naftionát
Injektált nyomjelzőanyag koncentrációja	mg/l	5000	5000	5000
Injektált nyomjelzőanyag mennyisége	g	966,75	966,75	966,75
Injektálás időpontja		03. 01. 08:18-08:55	03. 01. 11:19-12:10	03. 01. 14:08-15:10
Utánnymó folyadék mennyisége	liter	120	20	20
Utóinjektált kút		M6-7A		
Utóinjektált nyomjelzőanyag típusa		Na-naftionát uranin rodamin „kóktél”		
Utóinjektált nyomjelzőanyagok konc.	mg/l	5000-5000		
Utóinjektált nyomjelzőanyagok menny.	g	966,75-966,75		
Utóinjektálás időpontja		2003. 04. 28. 09:50-10:35		
Utánnymó folyadék mennyisége	liter	125		
Nyomjelzett kutak utómintázása		05. 07. 16:20	05. 06. 21:00	05. 06. 13:40

Ezt követően a kutakba a vizsgálathoz szükséges eszközöket telepítettünk. A termelőkútba búvárszivattyút építettünk, amely a vizet egy 1 m³-es tartályba nyomta. Innen a

vizet fagymentesített vezetéken a kútcsoporttól 120 m-re elvezettük. A mellékfúrásokba olyan zárt csőszakaszt építettünk, amely jelentősen lecsökkentette a fúrólyuk térfogatát,

és csak pár mm széles gyűrűstér maradt a csőszakat és a lyukfal között. Az injektálásra kijelölt szakaszt mechanikus pakkerrel zártuk le. A mellékfúrásokra speciális kútfejet szereltünk, amelyen keresztül nyomjelző anyagot és nyelető folyadékot tudunk a mechanikus pakker alá, a csőszakat és a lyukfal közötti vékony gyűrűstérbe juttatni.

A nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálatot kvázi-permanens áramlási helyzetben kívántuk lefolytatni, ezért a mellékfúrásokba a kútfejekhez kapcsolódó központi tartályból vizet nyelettünk. A nyeletéshez a Bátaszéki Vízmű 4. sz. kútjáról szállított, 20 mg/liter nátrium-bromiddal és 10 g/liter nátrium-kloriddal jelzett vizet használtunk. A M6–7 kútcsoporthoz esetében a folyamatos vízbeszállítást a téli időszakban nem tudtuk biztosítani, így itt nyeletést nem végeztünk.

A termelés és a nyeletés megkezdését követően 1-2 nappal a kútcsoporthoz mellékfúrásaiba egy-egy nyomjelző anyag (*tracer*) ismert mennyiségét injektáltuk, viszonylag kis térfogatú (19,335 l), de aránylag nagy töménységű (200–10 000 mg/l) oldat formájában. A nyomjelzéshez környezeti szempontból ártalmatlan, nehezen bomló és megkötődő, kis koncentrációban is biztonsággal meghatározható, fluoreszcens nyomjelző anyagokat választottunk. Az alkalmazott nyomjelző anyag az uranin, a rodamin és a nátrium-naftionát volt. Az injektálás 0,5–3 óráig tartott; ezt követően folytattuk a kutakban a nyeletést.

A teszt során vízórakkal, óránkénti leolvasással mértük a központi fúrásból termelt, illetve a mellékfúrásokba nyeletett víz mennyiségét. A termelt vízből rendszeres időközönként műanyag flakonba mintát gyűjtöttünk. A nyomjelző anyagok injektálását követően 2 napig óránként, majd ezt követően egyre csökkenő gyakorisággal (napi 12, 8, 6, 4, 3, 2, majd 1 alkalommal) vettünk mintát. A víz-minták pH-ját, elektromos vezetőképességét és nyomjelzőanyag-tartalmát (bromid, uranin, rodamin és nátrium-naftionát) 24 órán belül meghatároztuk a Bátaapáti laboratóriumban. A mérésig a mintákat tartalmazó flakonokat sötétben tároltuk. Naponta egy alkalommal mintát vettünk a nyeletett vízből is, megmérve annak pH-ját, elektromos vezetőképességét és nátriumbromid-tartalmát, valamint minden negyedik mintában ellenőrzésképpen megvizsgáltuk a háromféle fluoreszcens nyomjelző koncentrációját is.

A víztermelést mindhárom kútcsoporthoz 70 napig folytattuk. A M6–7 kútcsoporthoz a víztermelés 63. napján a leggyorsabb áttörést produkáló M6–7A kútba a három fluoreszcens nyomjelző „koktélját” injektáltuk, hogy megvizsgáljuk: mennyire befolyásolják a szorpciós folyamatok a nyomjelzők áttörését. A víztermelés befejezését követően a mellékfúrásokban ellenőrző vízmintázást végeztünk a kútban maradt nyomjelző anyag koncentrációjának meghatározására. A vizsgálat végén az eszközöket kiépítettük a fúrásokból és a kútfejeket helyreállítottuk.

A nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálatokat kétféle módon értékeltük ki. A hagyományos, analitikus módszer szerint homogén izotróp áramlási rendszert tételeztünk fel, és — a sekélyfúrások egyedi kútvizsgálata, a kútcsoporthoz egymásrahatás-vizsgálata, valamint a tracer-teszt együttes

kiértékelése alapján — a tapasztalt áttörési görbékre történő illesztéssel határoztuk meg az adott anyagáramlási útvonal transzportparamétereit (effektív porozitás, mechanikai diszperzió). A másik módszer szerint vízforgalmi és nyomjelzőanyag-mérleget állítottunk össze, és meghatároztuk az egyes mellékfúrások és a központi kút közötti vízhozamot. Ezt követően a transzportfolyamatokat a Golder által kifejlesztett GoldSim szoftverrel vizsgáltuk. A transzportparaméterek legvalószínűbb értékét Monte Carlo-szimulációval határoztuk meg.

Mélységi vizek mintázásának előkészítése

A kútvizsgálatokhoz szorosan kapcsolódott a mélységi vizek mintázását előkészítő víztermelés. E tevékenység *célja* a mintázásra alkalmas minőségű víz biztosítása, *feladata* a fúrások tartós víztermelése.

A mélységi vizek mintázását előkészítő tartós víztermelések legfontosabb adatait a 8. táblázat tartalmazza.

A fúrások mélyítése során az öblítéshez használt „idegen”, technológiai víz — elsősorban az öblítőkör túlnyomása miatt — bejut a repedezett kőzetkörnyezetbe. Ezért a felszín alatti vizek mintázása előtt a mintázásra kiválasztott fúrólukszakaszból, illetve kőzetkörnyezetéből először el kell távolítani az öblítővizet.

A kőzetkörnyezet eredeti, természetes vízének és a bejuttatott technológiai víznek a megkülönböztetését a fúrási öblítőfolyadék nyomjelzésével biztosítottuk (GYALOG, SZEGŐ 2004). A mélységi vizek mintázását előkészítő víztermelést addig folytattuk, amíg a nyomjelzőtartalom az eredeti érték 3%-a alá csökkent. Ha hatnapos szivattyúzás után sem sikerült ezt az értéket elérni, 5%-os szintig folytattuk a termelést (ez két esetben fordult elő). A vízmintázást a nyomjelzőtartalom lecsökkenése után végeztük el.

A mélyfúrásokból a talajvízmintán kívül 2-4 mélységi vízmintát gyűjtöttünk, a völgytalpi kútcsoporthoz mélységi vízmintát a központi kútból és valamelyik mellékfúrásból vettünk. A vizet igyekeztünk állandó hozammal termelni, hogy a víztermelési fázist kütteszként is ki tudjuk értékelni (l. följebb).

A *telephelyi függőleges mélyfúrásokban* (Üh–26, Üh–27, Üh–28 és Üh–37) a tartós víztermelést az alumínium tesztrudazatba épített, Moyno típusú csavarmélyszivattyúval végeztük, amelyet a fúróberendezéssel forgattunk. A Moyno csavarmélyszivattyú akár több száz méteres leszívás mellett is üzemel, hozama a forgási sebesség szabályozásával 0,2 és 20 l/min között változtatható. Amennyiben a mintázásra kiválasztott szakasz vízadó képessége csak 0,2 l/min-nél kisebb hozamú szivattyúzást tett lehetővé, víztermelést a tesztrudazatból szakaszos dugattyúzással végeztük.

A *telephelyi ferde fúrásokban* (Üh–25 és Üh–36) sem a Moyno szivattyút, sem a dugattyút nem lehetett alkalmazni. A víztermelést ezekben a fúrásokban egy speciális szifonos leürítő rendszerrel végeztük, amellyel szakaszosan szorított-

8. táblázat. Mélységi vizek mintázásának előkészítése

Fúrás	Teszt jele	Mélységköz [m]	Víztermelés módja	Víztermelés időtartama [h]	Kitermelt vízmennyiség [m ³]	Átlagos vízhozam [l/min]	Számított max. leszívás [m]	Vízmintha
Üh-25	25d10	192,52–203,15	Sz	237	0,8	0,05	25	+
	25d18	249,57–260,00		144	0,9	0,05	31	+
	25d22	289,82–300,65		204	1,5	0,21	33	+
Üh-26	26d02	177,90–188,17	M	29	3,8	0,33	72	+
	26d03	211,75–228,95		18	2,1	8,5	141	+
	26d06	304,21–324,29		87	72,5	13,8	106	+
	26d05	389,81–400,60	D	171	3,8	0,33	129	+
Üh-27	27d04	242,90–253,48	M	37	6,0	3	69	+
	27d05	273,73–284,31		99	5,75	1	106	+
	27d06	380,23–391,04		109	63	9,6	19	+
Üh-28	28d03A	210,18–219,80	M	99	11	1,7	40	+
	28d03B	210,47–219,80		53	5	1,55	40	+
	28d04	246,90–271,45		64	9,6	2,7	53	+
	28d05	149,15–158,10		66	15,3	3,1	48	+
Üh-29	29d01	54,18–65,65	B	93	35,09	5,8	19	+
	29d02	85,26–104,78		47	1,38	0,52	37	+
	29d06	232,54–242,97		24	15	10	25	+
	29d07	254,66–265,09		28	10	6	5	-
	29d08	273,31–284,72		89	23,8	5	17	-
	29d09	232,30–300,33		163	154,6	17	21	+
	29d05	179,23–190,76	M	46	5,53	2,4	94	+
Üh-30	30d01	50,12–78,88	B	102	5,086	0,83	21	+
	30d02	119,72–130,26	D	143	1,16	0,16	92	+
	30d03	148,20–168,26	M	31	15,59	8,47	62	+
	30d05	206,44–241,03		47	32,48	11	73	+
Üh-36	36d01	221,03–236,66	Sz	184,5	0,9	0,08	46	-
	36d04	243,49–255,34	Sz	149,5	2,14	0,24	59	+
Üh-37	37d01	176,19–186,66	M	70	3,37	0,79	76,5	+
Üh-31A	31Ad01	31,75–36,60	B	14	4,21	8	25	+
Üh-31B	31Bd01	34,72–40,00	B	28	1,5	1	4	+
Üh-32A	32Ad01	26,91–50,04	B	44	13,17	5,5	20	+
Mó-7A	7Ad01	37,50–50,04	B	44	10,5	4	16	+
Mó-7B	7Bd01	32,60–42,57	M	23	21,43	16	22	+

Víztermelés módja: B = Grundfos búvárszivattyú; D = dugattyúzás; M = Moyno csavarmélyszivattyú; Sz = szifonos leürítés. Vízmintha: + = volt, - = nem volt.

tuk ki a tesztrudazatból a vizet. A leürítéshez sűrített levegőt használtunk; a vízmintavétel céljából történő, valamint az azt közvetlenül megelőző leürítéseket nitrogéngázzal végeztük.

A telephely környéki mélyfúrásokban (Üh-29 és Üh-30) és a völgytalpi kútcsoportok fúrásaiban (Üh-31A, Üh-31B, Üh-32A, Mó-7A és Mó-7B) a nyugalmi vízszint felszín közeli helyzete lehetővé tette a tesztrudazatba eresztett 2"-os Grundfos búvárszivattyú alkalmazását. Emellett ezekben a kutakban is használtuk alkalmanként a Moyno csavarmélyszivattyút, illetve — egyetlen esetben, a mintázandó szakasz kis vízadó képessége miatt — a vizet szakaszos dugattyúzással termeltük.

Eredmények

A kútvizsgálatok és a kapcsolódó vízmintázás vízföldtani szempontból közvetlenül jellemzik a leendő tároló mel lékközétét, az üde gránitot. A kútvizsgálatok eredménye-

képpen információt kaptunk a vízvezető képességről, a potenciálviszonyokról és a konnektivitásról.

Az alábbiakban az így kialakult képet vázoljuk, majd néhány szót szólnunk a vízmintázásról.

A vízvezető képesség

A vízvezető képesség pakkeres kútvizsgálatok kiértékelésével közvetlenül meghatározható jellemzője a vizsgálati szakaszok *transzmisszivitása*. A transzmisszivitás eredeti jelentésében kétdimenziós, radiális áramlási térben értelmezett mennyiség, amely az egységnyi hidraulikus esés hatására kialakuló áramlás térfogatáramát adja meg a vízvezető réteg teljes vastagságában, egységnyi széles sávban. Hasadékos képződményekben a kút körül kialakuló áramlás valódi geometriája általában eltér a radiálistól. Ezekben a vízvezető képesség mellett a térben is erősen változik, és a teszt során az idő elteltével egyre nagyobb térrész átlagos vízvezető képességéről kapunk információt.

Éppen ezért hasadékos képződmények vízvezető képességét nem célszerű egyetlen mérőszámmal jellemezni.

A teljes vízvezető képesség több nagyságrenddel kisebb, mint a repedéseké, ezért a teszt tulajdonképpen csak a repedések vízáadó képességét jellemzi. Ha egy 10 m hosszú vizsgálati szakaszra csak egyetlen repedés esik, gyakorlatilag ugyanazt a transzmisszivitást kapjuk, ha a repedést 1 m-es pakkerközzel fogjuk közre, vagy ha a vizsgálati szakasz hosszát 25 m-re növeljük. Hasadékos víztartók átlagos szivárgási tényezőjét ezért nem az egyes tesztekéből, hanem az állandó pakkerközzel mért transzmisszivitások statisztikus értékeléséből kell meghatározni.

Az egyedi kútvizsgálatok alapján minden mélyfúrásra folytonos transzmisszivitás-szelvényt szerkesztettünk, majd az így kialakított adatbázison végeztük el a statisztikai vizsgálatokat (3. ábra). Az összes — 330 — teszt log-transzmisszivitása alapján készített gyakorisági diagram szabályos Gauss-görbe alakot mutat, vagyis az összes vizsgálati szakasz transzmisszivitása log-normál eloszlású. Az ebből számított átlagos transzmisszivitás $3,6 \times 10^{-8}$ m²/s; a mért szélső érték $2,93 \times 10^{-11}$ és $5,1 \times 10^{-5}$ m²/s.

Az a körülmény, hogy az egyedi kútvizsgálatok pakkeres szakaszainak transzmisszivitása több mint hat nagyságren-

det változik, az alapkőzet és a repedések vízvezető képessége közti különbséget tükrözi.

A vizsgált viszonylag sekély, a gránfelszíntől 200-400 m mélységig terjedő mélységközben a transzmisszivitás-értékek mélység szerinti eloszlásában nem mutatható ki törvényszerűség (4. ábra), bár több mélyfúrásban (Üh-2, Üh-4, Üh-25, Üh-27) éppen a legalsó részen található a legjobb vízvezető képességű szakaszok.

A transzmisszivitás eloszlása az egyes fúrásokban meglehetősen változatos (9. táblázat), nem minden esetben szabályos, esetenként (Üh-26 és Üh-30) nyilvánvalóan két-maximumos. A vízvezető képességben területileg is jelentős különbségek mutatkoznak.

A telephely *D-i részén* lévő fúrások (Üh-26, Üh-5, Üh-28, Üh-3, Üh-22, Üh-25) transzmisszivitása a telephelyi átlaggal azonos, vagy annál valamivel alacsonyabb. Kivételt képez az Üh-4 fúrás, amelyben igen jó vízvezető képességű szakaszok is előfordulnak, ezért átlagos transzmisszivitása is magas. Hasonlóan jó vízvezető képességű szakaszok találhatóak az Üh-28 fúrásban.

A *középső részen*, az Üh-2 fúrásban figyelhető meg a telephelyi transzmisszivitás legalacsonyabb minimális, átlagos és maximális értéke. Az Üh-2 fúrástól É-ra, az Üh-23

9. táblázat. A transzmisszivitás fúrásonkénti eloszlásának jellemzői

Fúrás	Adatok száma	Mértékegység	Minimum	Maximum	Átlag	Medián	Szórás*	Lapultság	Érdeség
Üh-2	29	log m ² /s	10,54	6,59	8,93	9,01	1,00	0,42	0,78
		m ² /s	$2,9 \times 10^{-11}$	$2,6 \times 10^{-7}$	$1,2 \times 10^{-9}$	$8,8 \times 10^{-10}$	–	–	–
Üh-3	18	log m ² /s	-9,69	-5,34	-7,99	-8,41	1,23	-0,09	0,98
		m ² /s	$2,1 \times 10^{-10}$	$4,6 \times 10^{-6}$	$1,0 \times 10^{-8}$	$3,9 \times 10^{-9}$	–	–	–
Üh-4	18	log m ² /s	-8,51	-4,71	-6,58	-6,80	1,19	-1,07	0,21
		m ² /s	$3,1 \times 10^{-9}$	$2,0 \times 10^{-5}$	$2,6 \times 10^{-7}$	$1,6 \times 10^{-7}$	–	–	–
Üh-5	17	log m ² /s	-10,09	-6,39	-8,24	-8,36	0,99	-0,64	0,11
		m ² /s	$8,1 \times 10^{-11}$	$4,1 \times 10^{-7}$	$5,8 \times 10^{-9}$	$4,4 \times 10^{-9}$	–	–	–
Üh-22	35	log m ² /s	-9,60	-5,74	-7,77	-7,89	0,82	0,20	0,36
		m ² /s	$2,5 \times 10^{-10}$	$1,8 \times 10^{-6}$	$1,7 \times 10^{-8}$	$1,3 \times 10^{-8}$	–	–	–
Üh-23	23	log m ² /s	-9,21	-5,62	-7,77	-7,85	0,91	0,15	0,43
		m ² /s	$6,2 \times 10^{-10}$	$2,4 \times 10^{-6}$	$1,7 \times 10^{-8}$	$1,4 \times 10^{-8}$	–	–	–
Üh-25	21	log m ² /s	-9,25	-6,07	-7,77	-7,93	0,83	-0,39	0,40
		m ² /s	$5,6 \times 10^{-10}$	$8,5 \times 10^{-7}$	$1,7 \times 10^{-8}$	$1,2 \times 10^{-8}$	–	–	–
Üh-26	28	log m ² /s	9,48	4,92	7,49	7,85	1,32	0,56	0,67
		m ² /s	$3,3 \times 10^{-10}$	$1,2 \times 10^{-5}$	$3,2 \times 10^{-8}$	$1,4 \times 10^{-8}$	–	–	–
Üh-27	32	log m ² /s	-8,74	-4,65	-6,99	-7,20	1,15	-0,83	0,40
		m ² /s	$1,8 \times 10^{-9}$	$2,3 \times 10^{-5}$	$1,0 \times 10^{-7}$	$6,3 \times 10^{-8}$	–	–	–
Üh-28	24	log m ² /s	8,79	4,29	7,20	7,68	1,18	0,00	0,97
		m ² /s	$1,6 \times 10^{-9}$	$5,1 \times 10^{-5}$	$6,4 \times 10^{-8}$	$2,1 \times 10^{-8}$	–	–	–
Üh-29	23	log m ² /s	-8,61	-4,72	-6,55	-6,54	1,14	-0,82	-0,05
		m ² /s	$2,5 \times 10^{-9}$	$1,9 \times 10^{-5}$	$2,8 \times 10^{-7}$	$2,9 \times 10^{-7}$	–	–	–
Üh-30	24	log m ² /s	8,91	5,11	6,95	6,74	1,18	1,22	0,15
		m ² /s	$1,2 \times 10^{-9}$	$7,7 \times 10^{-6}$	$1,1 \times 10^{-7}$	$1,8 \times 10^{-7}$	–	–	–
Üh-36	18	log m ² /s	-7,31	-5,58	-6,57	-6,53	0,50	-0,56	0,24
		m ² /s	$4,8 \times 10^{-8}$	$2,6 \times 10^{-6}$	$2,7 \times 10^{-7}$	$2,9 \times 10^{-7}$	–	–	–
Üh-37	20	log m ² /s	8,09	5,43	6,92	6,92	0,76	0,31	0,36
		m ² /s	$8,1 \times 10^{-9}$	$3,8 \times 10^{-6}$	$1,2 \times 10^{-7}$	$1,2 \times 10^{-7}$	–	–	–
Összesen:	330	log m ² /s	10,54	4,29	7,44	7,59	1,23	0,44	0,20
		m ² /s	$2,9 \times 10^{-11}$	$5,1 \times 10^{-5}$	$3,6 \times 10^{-8}$	$2,6 \times 10^{-8}$	–	–	–

* Az egyes mérések korrigált empirikus szórása.

fúrás transzmisszivitás-értékei viszonylag kis mértékben szórnak, a fúrás átlaga a telephelyi átlaggal megegyezik. Szintén csak kis mértékben szórnak az Űh–36 fúrás adatai, itt viszont jóval nagyobb, a telephelyi átlagot közel egy nagyságrenddel meghaladó átlagos transzmisszivitást állapítottunk meg.

A telephely *É-i részén* az Űh–27 és Űh–37 fúrások átlagos transzmisszivitása 3-4-szerese a telephelyi átlagnak. Különösen feltűnő, hogy a viszonylag magas minimális transzmisszivitás-értékek igen jó kőzetmechanikai tulajdonságokkal rendelkező, kevésbé repedezett monzonitos kőzetekhez kapcsolódnak.

A két *völgytalpi* fúrás (Űh–29 és Űh–30) átlagos transzmisszivitása jóval meghaladja a telephelyi átlagot.

A transzmisszivitás a *repedezettséggel* csak a 10^{-8} m²/s-nál kisebb vízvezető képességű szakaszok esetében mutat némi korrelációt, vagyis az épebb vizsgálati szakaszok transzmisszivitása — úgy tűnik — a repedések számával arányosan nő. Az erősebben tört, zúzott intervallumok között egyaránt előfordulnak nagy és kis transzmisszivitású szakaszok, vagyis a töréses övek vízföldtani szerepe többféle lehet. Hasonlóképpen nem volt kimutatható kapcsolat az *elektromos ellenállással* sem.

Annak, hogy a repedezettség mértéke és a vízvezető képesség között nincs egyértelmű kapcsolat, az alábbi három fő oka lehet:

— A repedés transzmisszivitása a repedés szélességének harmadik hatványával arányos, vagyis kétszer olyan széles repedés vízvezető képessége közel egy nagyságrenddel, ötször olyan szélesé több mint két nagyságrenddel magasabb.

— A repedések kitöltése, agyagásványos bontása jelentősen csökkentheti az effektív résméretet, így a transzmisszivitást.

— A fúrás által harántolt repedés vízadó képességét nemcsak az adott repedés mérete határozza meg, hanem az is, hogyan kapcsolódik más, jó vízvezető képességű repedésekhez.

A transzmisszivitás és a *szeizmikus hullámsebesség* között tendenciaszerű egyenes összefüggést lehet kimutatni, azonban a kapcsolat gyenge, elmosódott, számszerűsítése

nem sikerült. A sebesség és transzmisszivitás eloszlása között a RockWorks 2002 szoftverrel készített térmodellben sem találtunk egyértelmű kapcsolatot.

Az üde gránit felszín alatti vízáramlási rendszerében kiemelt szerepet játszanak azok a *fő vízvezető zónák*, amelyek az egyedi kútvizsgálatok adatai szerint minden telephelyi mélyfúrás transzmisszivitás-szelvényében előfordulnak (10. táblázat), az adott fúrásban harántolt képződmények átlagos vízvezető képességét 2-2,5 nagyságrenddel meghaladó szakaszok formájában. A fő vízvezető zónák mentén történik a vízforgalom zöme. E zónák rövid elérési idejű áramlási pályákat képezhetnek a tároló és a felszíni megcsapolási területek között, így — végső soron — közvetlenül befolyásolják a tároló biztonságát.

Az áramlásmérések (SZONGOTH et al. 2004) tanúsága szerint a fő vízvezető zónák főleg egyedi repedések, jóval ritkábban töredezett övek. Az áramlásméréssel vizsgált sekély- és mélyfúrásokban összesen 156 vízbeáramlást mutatunk ki, amelyeket 230 feltételezett vízadó repedéshez kapcsoltunk. A vízadó repedések dőlésirányát és -szögét az akusztikus lyukfal-televíziós mérések alapján állapítottuk meg. A dőlésszögek főleg a 60–80° intervallumba esnek. A fő vízvezető szerkezetek transzmisszivitása $8,9 \times 10^{-6}$ és $5,1 \times 10^{-5}$ m²/s között alakul, vagyis mintegy három nagyságrenddel múlja felül az összes kútvizsgálat alapján a repedezett gránitra meghatározott 3×10^{-8} m²/s-os átlagos transzmisszivitást.

Mind az Űh–27 fúrás 380–411 m, mind az Űh–29 fúrás 232–265 m közötti, kiemelkedően jó vízvezető képességű szakasza a kréta korú Rozsdásserpenyői Formációba sorolt, erősen bontott, trachiandezit összetételű szubvulkáni telérekhez (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) kapcsolódik. Az Űh–29 fúrás pakkeres kútvizsgálata kimutatta, hogy a telérek mindkét oldalán — vertikális harántolásban egy 20-30 m hosszúságú szakaszon — a repedések összeköttetésben állnak. A telérekhez közeledve a pakkerekkel elkülönített vizsgálati szakasz és a szomszédos intervallumok között egyre nagyobb mértékű „áthallás” mutatkozott, ami összefüggő, jól kommunikáló repedésrendszerre mutat.

A fő vízvezető szerkezetek méretéről a hosszú idejű pakkeres tesztek alapján alkothatunk képet. A legnagyobb

10. táblázat. A mélyfúrások fő vízvezető szerkezetei

fúrás	teszt	Egyedi kútvizsgálat			transzmisszivitás (m ² /s)	fúrás	Áramlásmérés	
		vizsgálati szakasz		beáramlás helye (m f. a.)			fajlagos hozam (m ² /s)	
		teleje (m f. a.)	alja (m f. a.)					
Űh 28	5. hosszú idejű teszt	149,15	158,10	$5,1 \times 10^{-5}$	Űh 27	407	$1,4 \times 10^{-5}$	
Űh-27	34. gyors teszt	398,50	411,11	$2,3 \times 10^{-5}$	Űh-3	149	$1,3 \times 10^{-5}$	
Űh-4	13. gyors teszt	259,04	268,12	$2,0 \times 10^{-5}$	Űh-3	177	$1,3 \times 10^{-5}$	
Űh 29	6. hosszú idejű teszt	232,53	242,96	$1,9 \times 10^{-5}$	Űh 27	402,5	$7,9 \times 10^{-6}$	
Űh 29	7. hosszú idejű teszt	254,15	264,58	$1,9 \times 10^{-5}$	Űh 27	406	$7,8 \times 10^{-6}$	
Űh-4	2. hosszú idejű teszt	45,90	71,13	$1,9 \times 10^{-5}$	Űh-29	57	$6,7 \times 10^{-6}$	
Űh-4	8. hosszú idejű teszt	279,98	300,19	$1,2 \times 10^{-5}$	Űh-29	233	$6,5 \times 10^{-6}$	
Űh 26	3. hosszú idejű teszt	211,75	228,95	$1,2 \times 10^{-5}$	Űh 3	107	$5,1 \times 10^{-6}$	
Űh 27	6. hosszú idejű teszt	380,23	391,04	$1,1 \times 10^{-5}$	Űh 29	260,5	$4,8 \times 10^{-6}$	
Űh-26	16. gyors teszt	292,20	303,52	$8,9 \times 10^{-6}$	Űh-3	173	$4,2 \times 10^{-6}$	

Szürkítés — kiemelkedően jó vízvezető képességű szerkezet.

transzmisszivitású szakaszok kiértékelésének log-log diagnosztikai görbéje (l. följebb) számos esetben több log cikluson át tartó, $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{4}$ meredekségű emelkedést mutat, ami egyetlen nagyobb repedés menti, lineárishoz közeli áramlási geometriát jelez. A tesztek számított hatósugara alapján a vízadó szerkezetek kiterjedése elérheti a több száz métert.

Az áramlási rendszerben ugyancsak kitüntetett szerepet játszanak a *rossz vízvezető képességű zónák*. A kutatást végigkísérte az erősen omló, zúzott zónák problémája. Éppen a zónákat kísérő omlás okozta nehézségek miatt pakkeres kútvizsgálattal hosszú ideig nem sikerült külön vizsgálnunk a zónákat és környezetüket. Az elkülönítés első ízben az Üh–22 fúrásban sikerült, ahol kitűnt, hogy maga az omló zóna rossz vízvezető képességű, és a vízbeáramlás a zóna felett lévő — amúgy meglehetősen „ártalmatlannak” tűnő — repedésből származik (BALLA et al. 1999). A rossz vízvezető képességű zónáknak megfelelő agyagos, bontott töréses övek a telephely D-i részén, különösen az Üh–4, Üh–5, Üh–26 fúrásban, gyakrabban fordulnak elő. Az É-i részen, az Üh–23, Üh–27 és Üh–37 fúrás jóval kevesebb ilyen övet harántolt. A szinte mindegyik mélyfúrás transzmisszivitás-szelvényében elkülönülő szakaszok határa számos esetben ilyen töréses övhöz kapcsolható.

A fentiekből következően a telephelyen az üde gránit meglehetősen változékony vízvezető képessége az alábbi három kategóriának megfelelő *objektumokhoz* kötődik:

- háttér repedéshálózat (ún. mátrix-porozitással),
- vízvezető szerkezetek (egymással kapcsolatban álló nyitott repedések rendszerei) a háttér repedéshálózatánál 1–2 nagyságrenddel jobb vízvezető képességgel,
- rossz vízvezető képességű zónák (általában agyagosodott töréses övek) a háttér repedéshálózatánál 1–2 nagyságrenddel rosszabb vízvezető képességgel.

A potenciálviszonyok

A felszín alatti áramlási rendszerben elsősorban a potenciálszintek határozzák meg a vízmozgás irányát: a víz mindig a magasabtból az alacsonyabb potenciálú területek felé áramlik. A potenciálszinteket egyedi kútvizsgálatokkal határoztuk meg.

A telephelyi mélyfúrások *potenciálszintjei* (5. ábra) két, viszonylag jól elkülönülő csoportot alkotnak.

— Az első csoportba tartoznak a telephely D-i részén található fúrások, amelyekre a mélységgel csökkenő potenciálszintek jellemzőek, a 200 m Bf szinten 210–220 m Bf, a 0 m Bf szinten 205–210 m Bf potenciálszintekkel. Ebbe a csoportba tartozik az Üh–26, Üh–5, Üh–4, Üh–3, Üh–22 fúrás, az Üh–25 és Üh–36 fúrások alsó szakasza, valamint az Üh–23 fúrás felső része. Ebbe a csoportba sorolható az Üh–28 fúrás is, habár 25–125 m Bf közötti szakasza nyilvánvalóan valamilyen leszívó hatás alatt áll. A felsoroltak közül az Üh–23 fúrás az egyedüli „kakukktójás”, mivel a többi említett fúrási szakasz mind az Üh–22 fúrástól D-re található.

— A második csoporthoz sorolhatók a telephely középső és É-i részén található fúrások, amelyekre a mélységgel alig változó potenciálérték a jellemző. Ebbe a csoportba tar-

tozik az Üh–2, Üh–27 és Üh–37 fúrás, az Üh–25 és Üh–36 ferde fúrás felső szakasza, valamint az Üh–23 fúrás alsó része. Az Üh–2 fúrás alacsony potenciálszintjei a fúrás helyén anomálisak, de jól egyeznek a telephely É-i részén mért — ott normálisnak számító — 190–200 m Bf közötti értékekkel.

A telephely környéki mélyfúrásokban (Üh–29 és Üh–30) 160–170 m Bf közötti potenciálértékeket mértünk. Mindkét fúrásban a potenciálértékek a mélységgel fokozatosan — illetve kisebb potenciállépcsőkkel — mintegy 5–7 m-t emelkednek. Mindez arra mutat, hogy ezekben a fúrásokban — közeledve a már tisztán a feláramlási övezetbe — már megjelentek a felfelé irányuló vízáramlási komponensek is. Ezt alátámasztják azok a közvetlen megfigyelések is, amelyek szerint a nyitott Üh–29 fúróluk szabadon kifolyó, az Üh–30 fúrás pedig jóval a megütött talajvízszint fölé emelkedő vizet ad. Különösen figyelemre méltó, hogy míg 0 m Bf szinten az Üh–26 fúrástól 950 m-re lévő Üh–37 fúrásig a potenciálszint csupán 13 m-t csökken, addig tovább ugyanebben az irányban az Üh–37 fúrástól a tőle 800 m-re lévő Üh–29 fúrásig a potenciálszint 30 m-t esik.

A *potenciáloszlás* vizsgálatában jelentős előrelépést hozott a kútvizsgálati kiértékelési módszerek továbbfejlesztése. Korábban csak fúrásonként 4–8 szakaszon határoztuk meg a nyugalmi nyomást, most viszont — a továbbfejlesztésnek köszönhetően — a fúrásokról folytonos potenciálszelvényt tudunk szerkeszteni.

Az új kiértékeléssel nyilvánvalóvá vált, hogy a fúrásokban gyakoriak a több tíz métertől száz-százötven méterig terjedő hosszúságú, függőlegesen kis potenciálesésű szakaszok, amelyeket 5–20 m-es potenciállépcsők választanak el. Jelentősebb hosszúságú, nagy potenciálesésű szakaszt az Üh–5 fúrásban 70 m Bf fölött, az Üh–23 fúrásban 50 m Bf alatt, és az Üh–4 fúrás teljes hosszában lehetett kimutatni. A többi potenciálszelvényre inkább a hirtelen potenciálugrások a jellemzők.

A hirtelen potenciállépcsőket *torlasztó-szigetelő zónák*ként értelmezzük. Ezek rendszerint egy-egy töréses övhöz kapcsolódnak. Azt a töréses övet, amelyhez a telephely egyik legfontosabb vízföldtani szerkezetét képező torlasztó-szigetelő zóna kapcsolódik, az Üh–25 fúrás 215,8–227,1 m között keresztezte (6. ábra). Alatta a potenciálértékek 15–18 m-rel magasabbak, mint a fúrás felső részén.

A 12 telephelyi mélyfúrásban összesen 87 töréses övet különítettünk el (MAROS et al. 2004), közülük azonban nem mindegyik képez torlasztó-szigetelő zónát. A töréses öveket nem sikerült úgy tipizálnunk, hogy a kijelölt típusok jól körvonalazható különbséget mutassanak, azonban nyilvánvaló, hogy az öv intenzív agyagásványosodása hozzájárulhat a szigetelő hatás kialakulásához. A 10 m-nél nagyobb vastagságban harántolt töréses övek túlnyomó része tartalmaz vetőbreccsát és vetőagyagot, de a szigetelő hatás kialakulásához ennél kisebb vastagság is elegendő.

Az alacsony vízvezető képességű torlasztó zónák többé-kevésbé elkülönülő egységekre tagolják a felszín alatti áramlási rendszert, gátolják a hidraulikai kapcsolatokat és csökkentik az áramlási sebességet (TÓTH et al. 2003). Egyes

szigetelő zónák mögött áramlási „holtterek” is kialakulhatnak, igen lassú vízmozgással. A szigetelő-torlasztó zónák jelenléte a földtani gát olyan kedvező tulajdonsága, amely növeli a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely biztonságát.

A konnektivitás

Kis léptékben, rövid ideig tartó folyamatokban az üde gránit vízvezetése a repedések méretétől, nyitottságától, gyakoriságától, más repedésekkel való kapcsolatától, azaz a repedésrendszer konnektivitásától függ. A konnektivitásra a hosszú idejű monitoringból és az interferenciás kútvizsgálatokból kaptunk információt.

A hosszú idejű monitoring alatt álló fúrások egy része „megérezte” a 2002–2003. évi fúrások mélyítését és kútvizsgálatát (7. ábra). A legerősebb válaszokat az Üh–2 fúrás középső szakasza adta az Üh–25 és alsó szakasza az Üh–27 fúrásban végzett víztermelésre, továbbá az Üh–3 fúrás az Üh–28, valamint Üh–5 fúrás az Üh–26 fúrás vizsgálatára.

A válaszok térbeli eloszlásából hasonló kép rajzolódik ki, mint a transzmisszivitásból és a potenciálviszonyokból (l. följebb): elkülönül egy — két részből álló — D-i terület (Üh–26 és Üh–5, valamint Üh–28, Üh–3, Üh–4 és Üh–22 fúrás, továbbá az Üh–25 és valószínűleg az Üh–36 alja), és egy É-i terület (Üh–27 és az Üh–2 alja). A kettő között húzódik a telephely fő torlasztó-szigetelő zónája, amelynek függő szárnyában egy lefelé kiékelődő középső egység van (az Üh–2 és Üh–25 felső része).

Az interferenciás kútvizsgálatok kb. ugyanolyan kapcsolatokat mutattak ki, mint a hosszú idejű monitoring. Igazolták, hogy az Üh–37 fúrás a monitoringválaszok alapján körvonalazott É-i egységbe tartozik. Emellett a telephely É-i részén az Üh–37, Üh–27 és Üh–2 fúrás között, valamint az Üh–2 és Üh–36 fúrás vonalában az átlagosnál jobb nyomásvezető képességű hidraulikai kapcsolatot regisztráltak, amelynek kiterjedése néhány száz méter lehetett.

A vízmintázás

A telephelyi mélyfúrásokból 17, a völgytalpi mélyfúrásokból 12 és a völgytalpi sekélyfúrásokból 5 mélységi vízmintát vettünk. A korábbi adatokkal együtt az ezekből kapott elemzési eredmények szolgálták alapul a víz-geokémiai kép (HORVÁTH et al. 2004) kialakításához.

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely fúrásaiban lefolytatott kútvizsgálatok közvetlen mérési információt adtak a kőzetek vízvezető képességéről és a hasadékvizek potenciálviszonyairól. A kútvizsgálatokat korszerű eszközökkel, mérési és kiértékelési módszerekkel folytattuk le.

Az üde gránit *transzmisszivitása* — hat nagyságrendet átfogva — egészében véve lognormális eloszlást mutat. A mélységgel nincs összefüggésben, kapcsolata a repedezettséggel és a szeizmikus hullámsebességgel igen laza. A fúrásonkénti kép változó, a területi eloszlásban bizonyos törvényszerűség mutatkozik: D-en a transzmisszivitás kisebb, É-on nagyobb az átlagnál, a középső részen az értékek erősen ingadoznak. A háttér-repedezettség mellett jó és rossz vízvezető képességű zónák különböztethetők meg, vastagságukra merőleges kiterjedésük néhány száz méterre becsülhető.

A *potenciálszintek* D-en a mélységgel csökkennek, É-on a mélységgel alig változnak. A középső részen — az É-ira jellemző kép hátterén — erős anomáliák figyelhetők meg. A fúrásokban 5-20 m-es potenciállépcsőket mutattunk ki, amelyek rossz vízvezető képességű zónákra — agyagosodott töréses övekre — esnek, így torlasztó-szigetelő zónákat jeleznek. E zónák jelenléte a földtani gát olyan kedvező tulajdonsága, amely növeli a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely biztonságát.

A fő vízvezető zónákat jellemző *konnektivitás* alapján a telephely D-i és É-i része jól elkülönül egymástól, s a legnagyobb torlasztó-szigetelő zónától É-ra egy lefelé ékszerűen kiékelődő középső egység különül el.

Az egyedi kútvizsgálatokból származó transzmisszivitás- és potenciálértékeket a telephelyi vízföldtani modellek kalibrálásához (TÓTH et al. 2004), az interferenciás kútvizsgálatok eredményeit a telephely szerkezeti modelljének megalkotásához (MAROS et al. 2004) és a telephelyi vízföldtani modellek kalibrálásához (TÓTH et al. 2004) használtuk fel, a nyomjelző anyagáramlás-vizsgálat eredményét pedig a vízföldtani transzportmodellezés (TÓTH et al. 2004) és a telephely biztonsági értékelése (GOLDSWORTHY et al. 2004) során hasznosítottuk. A vízmintákból kapott elemzési eredmények alapul szolgálták a víz-geokémiai kép (HORVÁTH et al. 2004) kialakításához.

Geological-tectonic documentation in the Bátaapáti (Üveghuta) Site

LÁSZLÓ GYALOG¹, GERGELY HAVAS¹, VERA MAIGUT¹, GYULA MAROS¹ and GÉZA SZEBÉNYI²

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Kömlődi Korrekt Ltd., H-2853 Kömlőd, Perczel Mór utca 26.

Key words: boreholes, cores, exploration, granites, Hungary, loess, Mórág Block, photographs, South-eastern Transdanubia, video methods

Abstract

During the geological investigations conducted in 2002–2003 new methods in geological documentation were introduced. These were primarily the geological-tectonic logging of drill cores and dug wells and the mapping of trenches. Combined with digital data input these new methods facilitated the digital display and systematisation of the large volume of geological-tectonic data from the research area as well as their organisation into a database. Using specific applications elaborated for pocket PCs the gathering of the geological-tectonic information of the borehole and dug well data into a database was organised or it was loaded directly into a PC database. The application of pocket PCs supports direct input into a database in the field. By building uniform queries and stores of information a uniform database suitable for the solution of some subsequent database-supported tasks was created. Geological-tectonic logging is a multiphase process. With regard to basement rocks it comprises the following steps: preliminary geological logging → sample selection → photo documentation → tectonic logging → core scanning → detailed geological logging → taking samples. For overlying beds tectonic logging and core scanning are omitted but the other steps are implemented.

New display techniques in trench mapping were elaborated by introducing photo-based documentation including the demonstration of geological features fitted to the true-to-scale absolute relief contour lines as well as the tectonic interpretation of the top view map of the trenches. Mapping by drawing on detailed, 1:50-scale field photos was considerably more convenient than on a sheet of millimetre drawing-paper. Later the drawing was processed by GIS-based computer-assisted methods.

Introduction

During the geological investigations conducted in 2002–2003 there was an opportunity to introduce a number of new methods in geological-tectonic documentation concerning first of all data processing of boreholes, dug wells and trenches. These methods embrace the fields of digital data input, structuring data into a database, and PC-based graphic display. In this period some 23 boreholes were completed amounting to 3298.72 running metres. 2892.65 running metres yielded an undisturbed core of which 287.00 m and 2605.65 m were described as overlying beds and basement rocks (*i.e.* Mórág Granite, Cretaceous volcanic dykes), respectively. Furthermore, 3 dug wells were penetrated to a total length of 73.3 m (71.0 m overlying beds, 2.3 m basement rocks, respectively). Another 2 trenches were dug with a mapped length of 1506.91 m. Mapping of them

was carried out mainly by personnel of the Geological Institute of Hungary (MÁFI). The Mecsekérc Co. performed the geological-tectonic logging of Borehole Group Üh-32 and a quarter of the two trenches, whereas technical pre-processing and video recording of trench mapping were executed by Kömlődi Korrekt Ltd.

Geological-tectonic and geological logging of drill cores and dug wells

Instead of the generally accepted method of drill core logging under open air this task was performed in a Geological-tectonic Field Laboratory established for this special purpose. The personnel was thus engaged in a thorough work process undisturbed by adverse weather conditions. In fact, dug wells were logged in the field. Owing to the similar

system of logging the latter is reported together with the core logging.

Geological logging concerned the mineralogical composition, texture, structure and alteration of drill cores facilitating primary lithological qualification. Subsequently the results were corrected after microscopic laboratory analyses. These basic geological data were then used in geological, tectonic, hydrogeological and geophysical interpretations and, at the end, in the final report (BALLA et al. 2003) of the ground-based exploration.

The logging varied depending on whether it concerned overlying beds or basement sections.

In the *overlying beds* and the uppermost, strongly disintegrated part of the granitic body (as well as in dug wells) only geological logging was carried out. Tectonic logging was omitted due to the lack of observed tectonic phenomena. In the related borehole sections separate beds were indicated in the traditional way — *i.e.* intervals of tripping-out specified by technical supervision during the drilling process were considered. The accuracy of layer boundary definition and interpretation in this section was enhanced by well logging.

In the *basement* section core logging was divided into the following phases:

- preliminary geological description (separation and enumeration of geological layers),
- fixing the spots of regularly designated samples in the drilling core,
- photo-documentation of core boxes,
- tectonic logging,
- core scanning,
- geological logging,
- core sampling.

Only the unbroken sections were scanned. Acoustic borehole televiwer measurements concerned occasionally broken sections as well but they did not deal with the crashed intervals. Instead of measuring layer boundaries in basement rocks of the surface (based upon the value of tripping-out intervals) they were specified in accordance with their distance from the subsequent upward tripping-out section. If core recovery was below 100% and some smaller or larger core sections were jammed and recovered only in the next tripping, this facilitated a more accurate definition of the depth. Using this method all geological and tectonic elements (*e.g.* layer top: 231.25+1.25 m, layer bottom: 233.12+0.21m) were fixed. True depth values were defined following the correlation of this data with core scanning and borehole televiwer measurements. The same method was used to define the depth and indicate the spot of samples taken for laboratory tests. Consequently, the described procedure meant that specific layer boundaries, the position of tectonic objects and the depth of the bottom of tripping-out intervals could not be defined accurately before the final documentation had been prepared. The resulting equal depth values ensured the compatible correlation of geological and tectonic descriptions as well as the scanning and borehole televiwer measurements.

In the following passage the following themes are described in more detail: geological and tectonic core logging, core scanning, and data input into a database.

Geological core logging

Instead of insisting on traditional core logging in a field journal pocket PCs were deployed, the related data were subsequently loaded into a PC in the Laboratory.

During planning different data sheets for basement rocks and loose sediments were set up. First as a test and later in a final version, the respective structures of these sheets were universally implemented on pocket PCs (HP Jornada pocket PC) together with a specific software application. It allowed some elements of the description to be loaded directly at the core box. On the other hand, pre-processed stores of information were set up for the different properties, which simply involved selecting the appropriate expression. While loading into a PC, the core logging data of each layer were put into a single file of XML format. Consequently, the number of files assigned to a drilling was equal with the number of the layers described by the geologist. Using SQL commands these files were converted into an optional database with a standard database connection (ODBC). To ensure easy handling MS Access was selected for transitional processing with the application of Excel tables. Subsequently, basic filtering and grouping procedures allowed overview of the database — *i.e.* the comparison of expressions used by different persons for the single elements of the core logging to become easy, thus paving the way for posterior standardisation.

Uniform pictures of each core box were taken using digital cameras; the resulting photoset is part of the borehole database. Specific phenomena revealed were documented by acquiring detailed images.

To denote layers a continuous numbering sequence was applied from the top downwards. In the case of the posterior division of a layer a supplementary number “.1” was given (the layer 11.1. can thus be found between the layers 11 and 12). Assuming that a sub-layer is distinguished within a layer (*e.g.* an inclusion in granite) it got an additional “.01” sign (*e.g.* the sub-layer 11.01 is within the layer 11). Table 1 gives an overview of the geological database of boreholes and dug wells, classifying them on the basis of the layers of the overlying beds and the basement.

Logging and sampling of overlying beds

In the following passage the logging procedure of the core of the *boreholes* from overlying beds is covered in detail.

During the first phase there was a thorough look at the complete core material. The geologist responsible for logging specified layer boundaries and denoted the single layers by numbers on the edge of boxes. He defined the spots of regular samples and indicated them on the dividing slat of the core box as well, in the same system as layer enumera-

Table 1. Overview of the geological database of boreholes and dug wells

Borehole/ dug well	Logging of the core from overlying beds					Logging of the core from basement					Full geological core logging				
	uppermost		lowermost		length	uppermost		lowermost		length	uppermost		lowermost		length
	layer	metre	layer	metre	metre	layer	metre	layer	metre	metre	layer	metre	layer	metre	metre
Üh 25						1	87.25	93	300.70	213.40	1	87.25	93	300.65	213.40
Üh 25A	1	0.00	33	54.64	54.64	34	54.64	35	72.29	17.65	1	0.00	35	72.29	72.29
Üh-26	1	36.00	8	49.00	13.00	9	49.00	218	400.60	351.60	1	36.00	218	400.60	364.60
Üh-26A	1	0.00	32	49.33	49.33	–	–	–	–	–	1	0.00	32	49.33	49.33
Üh-27	–	–	–	–	–	1	75.38	315	411.11	335.73	1	75.38	315	411.11	335.73
Üh 28	1	39.80	6	44.80	5.00	7	44.80	170	300.60	255.80	1	39.80	170	300.60	260.80
Üh 28A	1	0.00	48	43.77	43.77	49	43.77	50	45.91	2.14	1	0.00	50	45.91	45.91
Üh-29	1	0.00	4	4.20	4.20	5	4.20	148	300.40	296.18	1	0.00	148	300.40	300.38
Üh-30	1	0.00	3	1.40	1.40	4	1.40	135	300.30	298.93	1	0.00	135	300.33	300.33
Üh 31A	1	0.00	6	7.70	7.70	7	7.70	27	36.60	28.90	1	0.00	27	36.60	36.60
Üh 31B	1	0.00	9	6.95	6.95	10	6.95	20	40.00	33.05	1	0.00	20	40.00	40.00
Üh-31C	1	0.00	7	6.60	6.60	8	6.60	21	33.40	26.80	1	0.00	21	33.40	33.40
Üh-32A	1	0.00	4	5.25	5.25	5	5.25	19	50.04	44.79	1	0.00	19	50.04	50.04
Üh 32B	1	0.00	9	4.60	4.60	10	4.60	18	30.00	25.40	1	0.00	18	30.00	30.00
Üh 32C	1	0.00	3	2.60	2.60	4	2.60	11	32.55	29.95	1	0.00	11	32.55	32.55
Üh-32D	1	0.00	11.2	5.10	5.10	12	5.10	33	40.00	34.90	1	0.00	33	40.00	40.00
Üh-36	–	–	–	–	–	1	29.06	111.1	255.34	226.28	1	29.06	111.1	255.34	226.28
Üh 37	1	0.00	11	55.90	55.90	12	55.90	128	300.34	244.44	1	0.00	128	300.34	300.34
Mó 7A	1	0.00	4	5.00	5.00	5	5.00	24	50.04	45.04	1	0.00	24	50.04	50.04
Mó-7B	1	0.00	6	5.20	5.20	7	5.20	21	42.57	37.37	1	0.00	21	42.57	42.57
Mó-7C	1	0.00	5	5.77	5.77	6	5.77	17	34.01	28.24	1	0.00	17	34.01	34.01
Mó 7D	1	0.00	7	4.99	4.99	8	4.99	15	34.05	29.06	1	0.00	15	34.05	34.05
Total					287.00					2,605.65					2,892.65
K2	1	0.0	32	35.0	35.0	–	–	–	–	–	1	0.0	32	35.0	35.0
K3	1	0.0	21	18.5	18.5						1	0.0	21	18.5	18.5
K4	1	0.0	17	17.5	17.5	18	17.5	18	19.8	2.3	1	0.0	18	19.8	19.8
Total					71.0					2.3					73.3
Grand Total					358.00					2,607.95					2,965.95

Overlying beds = Quaternary sediments, basement = basement rocks.

tion. He then took the picture of the core box (with a borehole number and a core box number within the borehole) and marked the depth of the top and the bottom of the core in the core box on the basis of tripping-out tags. He acquired some close-up, digital pictures of significant phenomena and occasionally of some spots of samples. He also filled in a sampling sheet of the data of designated samples (*i.e.* sampling spot, aim of analysis, and type of analysis).

This procedure was followed by detailed geological logging comprising data input into the database through the PC-based data input interface. In between, some other samples could be designated with the filling in of sampling sheets.

Owing to the conditions of the logging and the nature of the investigated matter the logging of *dug wells* was slightly different.

Dug wells were logged on the basis of the material brought to the surface and stored separately at approximately 20 cm depth intervals. At the same time, the features of the geological profile were loaded into the database structure established for the borehole database using pocket PCs in the field, or they were put directly into the PC database in the Laboratory. The photoset of the sidewall was taken during descents in the hole.

Samples were taken partially from the dug well bottom (for hydrogeological, pF and K-factor tests) and partially from the material brought to the surface (for all other tests). (Perched ground water was observed in well K3, here a sample was taken.) Logging and laboratory analysis of dug wells was closed by a report including the geological description of penetrated rocks, pictures of the sidewalls of the wells, drawing documentation and summarising tables of the results of laboratory analyses (GYALOG et al. 2003d).

Logging and sampling of basement rocks

Geological–petrographical logging of basement rocks also started with the overall inspection of the entire core. Layer boundaries were specified and single layers were enumerated on the edge of the boxes and primary sampling spots were designated for analyses already deemed necessary at this early phase. These spots were indicated in the core and on the dividing slat of the core box as well (in compliance with the enumeration system of layers) in order to fix these data during core scanning. Digital images of every single box were acquired and then the number of the core box and the identifier of the borehole were indicated as well. As

Figure 1. Types of petrographical logs

a) – overlying beds of a borehole on hilltop and dug well (Üh-25A), b) – overlying beds of a borehole in valley (Üh-31C), c) – basement rocks of deep wells (Üh-29), 1 – monzogranite of porphyritic texture; 2 – monzogranite of rare porphyritic texture; 3 – small-grained – aphyric melanocratic diorite; 4 – fine-grained – small-porphyritic melanocratic diorite; 5 – tectonic breccia; 6 – absent (N), weak-absent, weak (Gy), intermediate-weak, intermediate (K), strong-intermediate, strong (E); 7 – dip direction (degree) / dip angle (degree), HPF inflow (l/min); 8 – repeated sections in subsequent pages (overlap)

1. ábra. Rétegsorszelvény-típusok

a) – dombtetői fúrás és ásott kút fedőüledéke (Üh-25A), b) – völgyi fúrás fedőüledéke (Üh-31C), c) – mélyfúrások alaphegységi kőzete (Üh-29) 1 – porfirós szövetű monzogranit; 2 – ritkaporfirós szövetű monzogranit; 3 – aprószemcsés-afiros melanokrata diorit; 4 – finomszemcsés-aprópofiros melanokrata diorit; 5 – tektonikus breccsa; 6 – nincs (N), gyenge-nincs, gyenge (Gy), közepes-gyenge, közepes (K), erős-közepes, erős (E); 7 – dőlésirány (fok) / dőlésszög (fok), HPF beáramlás (l/min); 8 – egymás utáni A4-es oldalakon ismétlődő szakaszok (átfedés)

far as possible some close-up pictures of sampling spots were also taken. A sampling sheet was filled in giving details about the designated samples.

Geological description — *i.e.* the geological logging — took place after tectonic core logging and scanning. The content of logging was defined on data sheets. If needed, some textual supplements were added to the data sheets. Some 15 geologists took part in the geological logging. The overlying beds, as well as the strongly disintegrated part and the hard granite bedrock were interpreted by different authors. Consequently, almost all borehole profiles have been logged by several geologists.

In the meantime further samples were designated (by indicating their spot on the core box). Provided that the state of the core allowed it to be possible, some additional tectonic observations were performed as well. During the drilling campaign, description invariably kept pace with drilling progress.

The layer number served as a connection to the tectonic database. A database was built of the data files including some 1789 records corresponding to the number of layers.

Separate geological reports were compiled using a standard system on each borehole and each pair of boreholes (*e.g.* Üh-27 – GYALOG, ZSÁMBOK 2003, Üh-25 and Üh-25A – GYALOG et al. 2003a), as well as borehole groups (*e.g.* Üh-31 – GYALOG et al. 2003c). After the general information the following were included in these reports: the detailed geological core logging with proper depth values; attached pictures of the drill cores as photosets of core boxes together with colour drawings of the boreholes' detailed geological sections to a 1:100 scale; and finally an overview was given on the laboratory analyses with the results summarised in tables.

Generation of the petrographical logs of the database

The principal geological data of boreholes and dug wells completed within the framework of the research are demonstrated on 1:100-scale profiles. They appear as long bands when displayed true-to-scale and therefore it was decided to publish them on A4 sheets with overlapping boundaries. Concerning the displayed themes, some three different figures can be distinguished as follows (Figure 1):

- dug wells,
- overlying beds of boreholes,

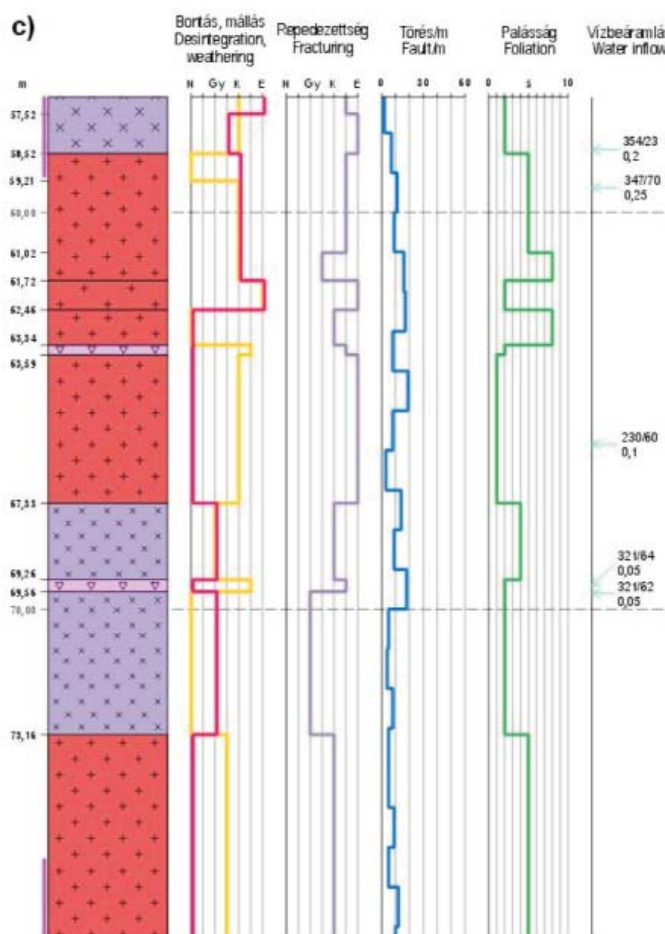
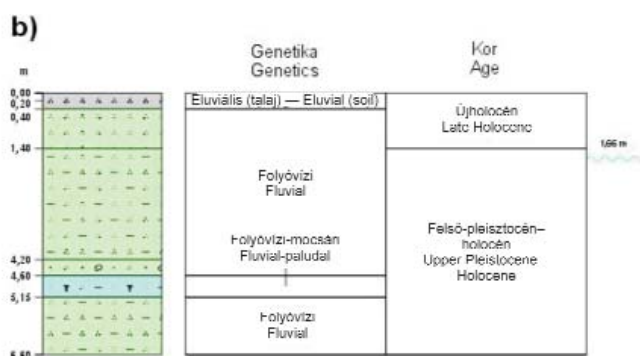
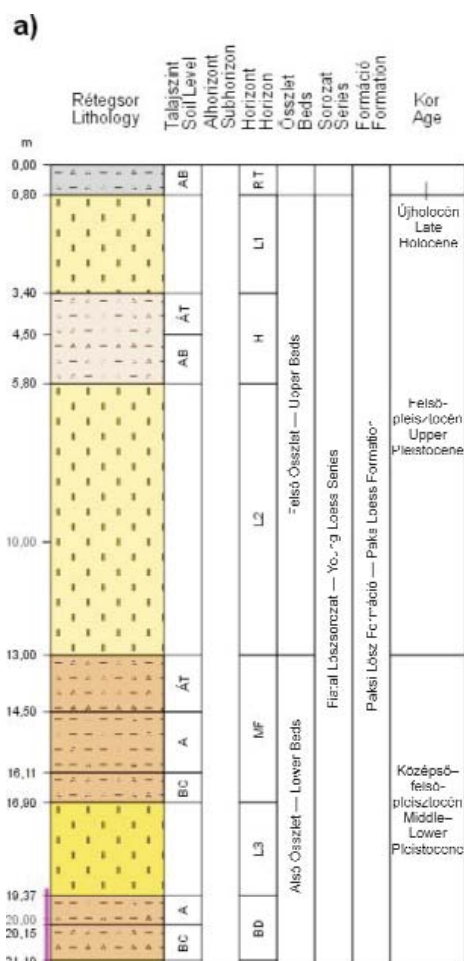
— basement rocks of boreholes.

Detailed borehole data are stored in a database. A large volume of data was selected and processed for display. With regard to the three figure types a lot of similar data had to be displayed in a similar way and this provided an excellent chance to develop special software applications. As a result, instead of manually displaying the geological sequence and supplementary data they were generated from the database by a Visual basic application developed for this special purpose.

The software processes are shown in two relational tables. One includes geological data selected from the detailed geological database, and the other graphic information typical of the related type of figure. Though the graphic structure of the three figure types — *e.g.* sizing, typography, rotation angle of texts and the colour of the formations — have been predefined, they can optionally and easily be modified as required. Graphic display of the figure can thus be governed from the database. Single formations are identified by both colour and lithological symbol. A standard system was set up which allowed the symbol of any formations combining the standard ones to be created. The relation of the petrographical name and its symbol is unambiguous. Due to their structure petrographical symbols make up an open system that can optionally be extended.

The prerequisite of automatic processing is the standard organisation of thematic data. Data check and debugging were resolved after simple examinations. Following eventual manual correction, the software reads thematic data from the geological database and through the appropriate relation it attaches different pieces of graphic information. It executes certain comparisons and calculations — *e.g.* if the geological features of two or more superimposed layers are identical they are integrated; or it determines the position of the figure's text elements — *e.g.* the position of the soil horizon and the age characteristics of the dug wells. In another instance it generates a band diagram for representing disintegration-weathering, jointing, fracture/m, and foliation in the sections made up of basement rocks.

Running of the software brings about a command file that can be read by MicroStation and incorporates graphic information needed for generating the figure. As a result of loading the command file into MicroStation the ready-made figure is got in the predefined structure. Apart from some checking, only some minor cartographic routines are need-



ed — like adding standard elements (title, ruler). Pre-processing for printing — *i.e.* the makeup of figures to A4 pages — breaks the lithological log only visually. In other words, although A4 figures are printed the log is preserved as one unit in the background.

Automatic processing ensures the standard appearance of figures and reduces errors. Its substantial advantage is that, despite the handling of large volumes of data, figures are generated simply and quickly and data of subsequently processed boreholes can later also be loaded in the system.

Tectonic logging

Tectonic logging took place in close association with core scanning. The latter needs intact cores in their original orientation. Therefore tectonic logging always slightly preceded the scanning procedure since the first one provided some preliminary documentation for scanning and both of them needed intact, undisturbed cores. Geological logging having its greatest affect on the cores followed only afterwards.

During tectonic description cores were prepared for scanning, provided that the state (jointing) of the core allowed it. There were attempts to assemble core fragments that had disintegrated along fractures which were already in

the core boxes (they were fixed to one another by rubber rings when needed), and it was checked if the respective positions of the cores were correct. The first decision to be taken during core logging concerned the suitability of the given core section for scanning. Subsequent data input was different, depending on the properties of the cores.

Scanning was omitted for core sections that had been: disintegrated into small pieces which could not be reassembled into a cylindrical core; had been subjected to mechanical abrasion during drilling at such a rate that some of their parts were completely destroyed; or had forms which prevented scanning. In this scenario logging became poorer but the data content was identical with that of the scanned sections and it was loaded in the same database. Obviously, these data could not be provided with orientation afterwards and therefore they were considered in frequency analyses of different phenomena. In this case the depth of single objects from the tags was also measured. Jointing, the average filling material, and the type of fracture stress were characterised. Description of the so-called fracture zones also followed essentially in this passage. In these boreholes they can be described as certain zones affected by strong fracture stress, made up of genetically and obviously coherent planes and fractured segments. Characterisation of these zones is a complex geological-geophysical process and this is why their properties were recorded in some fields of the tectonic logging or described with simple text. Reports of tectonic logging were compiled by boreholes (*e.g.* Üh-25 – MAROS et al. 2003a) or borehole groups (*e.g.* Borehole Group Üh-31 – MAROS et al. 2003b).

Core scanning

In the basement section of boreholes completed in the frame of the exploration in 2002–2003 some 80% of the cores were suitable for scanning.

For this purpose an ImaGeo core scanner was used. This personally-developed application (MAROS, PÁSZTOR 2001) supports the optical imaging of the superficies of cylindrical cores made up of joinable pieces with nearly 400 DPI resolution. In the resulting image mineral grains as small as 0.07 mm can still clearly be distinguished. The file name of the scanned image was the depth of the related section defined upon the tags. In the image file some identifiers determining the depth of the core top were fixed; the “north” axis of the superficies of the coordinate system defined the core and the borehole identifiers. An extremely detailed interpretation of the resulting raster images was performed using some other personally-developed software (MAROS, PALOTÁS 2000). Interpretation was substantially facilitated by the fact that the entire core section could be inspected simultaneously since the core scanner displays the image of its unfolded superficies.

These observations were not affected by adverse weather and the personell did not suffer physical stress either. The information content of the documentation thus became homo-

geneous. Interpretation proceeded in the computer beside the core boxes; the main software module used was CoreDump. It allowed vector objects to be interpreted on raster images. These vector objects were vectors with two endpoints, planes defined by three points; and polygons or zones bordered by planes. These objects were structured into a flexible database tailored for the needs of the “user” — *i.e.* the rock — describing the objects basically by two features: a primary feature (answering the question “what is it”, *e.g.* joined fracture) and some secondary features (answering the question “what is it like”, *e.g.* the filling, thickness and form of the fracture, its geometric relationship with other objects, reliability of the observation, *etc.*). Since the recorded properties can be extended optionally and the number of secondary features describing the objects is not restricted, these two levels are sufficient for the detailed description of geological objects. During the interpretation some traditional methods and tools of examination (*e.g.* touching, acidisation, and lens) were also applied. It made possible to register some properties in the input fields that could not be observed on the superficies image (*e.g.* striae on the fracture surface, roughness of the surface of open fractures, and the intrusion of drilling mud on the fracture surface). Depending on the time available for documentation the detail of the interpretation was enhanced in several steps. Documentation performed in the field laboratory was supplemented with even more detailed documentation in the office. In this frame not only the position and primary features of the objects were recorded but also their secondary properties and the relationships of several objects to one another (*e.g.* fracture pair, parallel, bound and terminating fractures).

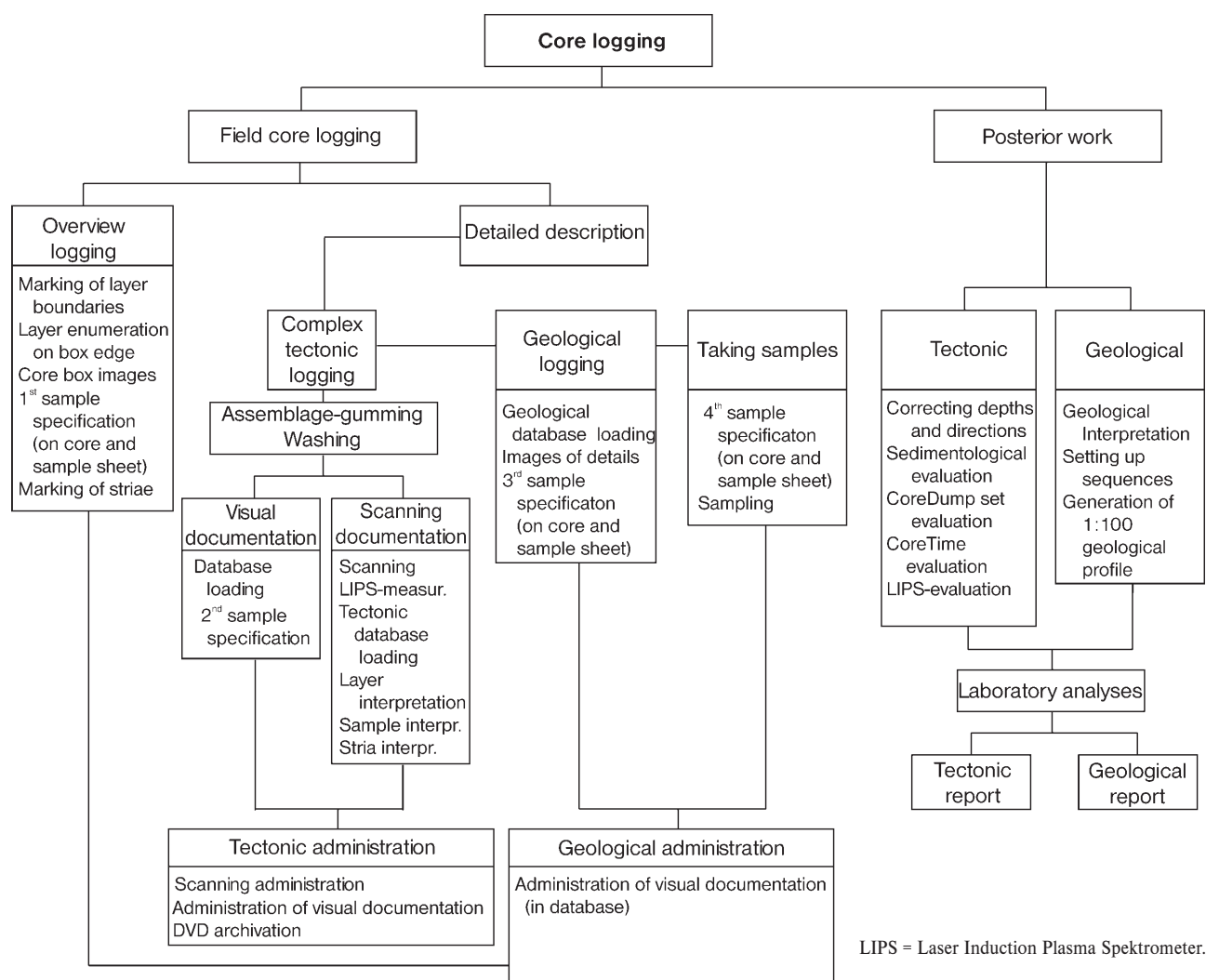
Interpreted elements of the vector database were compared with the oriented, image-based dataset of the acoustic borehole televiewer recorded in the borehole (SZONGOTH et al. 2003). The objects of the scanned images were rotated to overlap with the borehole televiewer image. The whole scanned dataset thus regained its original position as well as its real orientation; this provided another opportunity for evaluation based upon borehole data. The related data and scanned images were put in an archive when the storage capacity of the computers had been depleted; whatever the case the data were stored at least every second day. The documentation process of sections suitable for scanning is demonstrated in Table 2.

Loading borehole and tectonic data into the database

Within the framework of the Bátaapáti (Üveghuta) research, geological and tectonic descriptions of drill cores were executed using HP Jornada pocket PCs. Their use was aimed at building immediately digital datasets with mobile tools that:

- can quickly and easily be loaded into a database,
- include items in predefined lists (as far as possible and avoiding typing errors),

Table 2. The process of borehole documentation (in those cases of sections suitable for scanning)



— have the same structure.

The personal application developed by a contracted firm was made up of two modules:

- the data-loading module running on Jornada,
- a data-loading and -editing module implemented on a high-performance PC.

The software is based on the use of an XML file format (see www.xmlinfo.hu):

“XML is the abbreviation of the expression «eXtensible Markup Language». It is the XML 1.0 recommendation of the World Wide Web Consortium offering a special syntax. If this syntax is observed it provides an opportunity to set up different markup languages with defined command sets. It is the reason why it is widely regarded as meta-language or “language-describing” language. An XML document is made up of items whose name (*vocabulary*), relationship and content can be fixed by rules (*grammar*). The XML specification defines a syntax for both the XML documents — *i.e.* the markup of elements — and the description of rules. If complying with the syntactic rules anybody can prepare a proper language (*document type*) that can be checked and processed by any XML-compatible tools. Definition of

grammar and vocabulary is not indispensable. As a result, the document:

- is *eXtensible* since personal elements can be declared;
- is *Markup* since the items can be distinguished by markup in a given way;
- is *Language* since vocabulary and rules can be fixed.”

The contracted software developers set up a personal file whose structure complies with the XML file format. It could be adjusted to the needs of the research in a flexible way even if changes occurred during the research process.

The key feature of the system is the template file set up by an information expert and which meets the requirements of the given task. Concerning its function, this empty XML file can be regarded as a blank worksheet that has to be filled in by the geologist. Due to its nature the format of different data types (character, number, date, *etc.*) and the methods of data input (continuous text, filling cells, title, list, check stroke, *etc.*) are embedded in the worksheet.

Since the data to be loaded were on different levels of hierarchy, in the programme the so-called “tree structure”

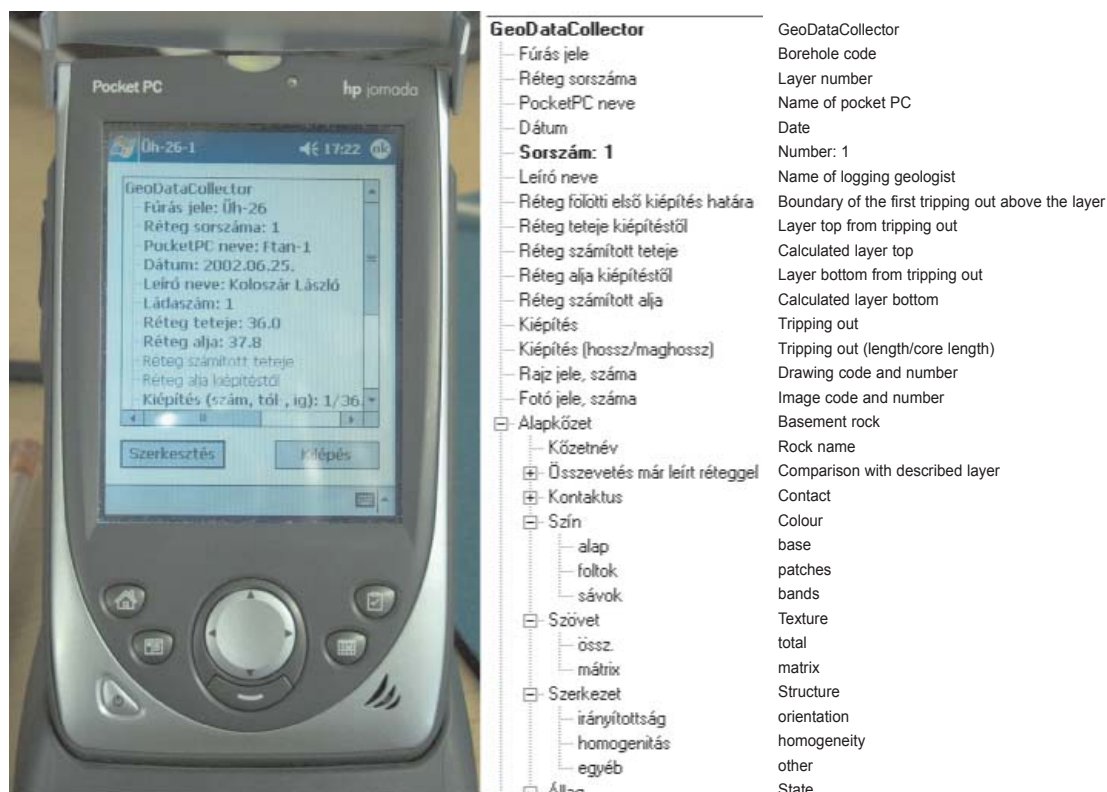


Figure 2. Detail of the HP Jornada pocket PC used for geological and tectonic logging of boreholes and of the "tree-structure" input field of geological logging

2. ábra. A fúrások földtani és tektonikai dokumentálásához használt HP Jornada kézisámítógép és a földtani dokumentálás „fa struktúrá” beviteli mezőjének részlete

input method was applied (Figure 2). Consequently, two data types can be distinguished with regard to display:

- *tree*: the pull-down part (like directories in Windows),
- *leaf*: the data items themselves (like files in Windows).

Leaves can be of different types which correspond to the types occurring in the database. Input methods are different as a function of types:

- number: only numbers can be entered,
- text: text can be entered freely,
- date: only date can be entered,
- counter: automatic counter (*e.g.* the layer which is in a continuous sequence),
- enum: selection from list (that can be extended).

Table 3 and Figure 3 give the explanations for adjustable parameters pertaining to different data types.

The process of data generation and its input in the database can be described as follows:

- the information expert creates the blank template file (worksheet; concerning its content, the file should meet the needs of geologists and its structure should enable subsequent information processing),
- the geologist describes the drill core layer by layer using the software of the Jornada pocket PC,
- the information expert loads the files of the pocket PC into the database using the software of the high-performance PC,
- the geologist checks the items of the database.

Table 3. Explanation of adjustable parameters pertaining to tree and leaf data types

Parameter	Data type	Explanation
name	<i>tree, leaf</i>	denomination of the given value (data) in the program
tblname	<i>tree</i>	Knowing the given tree, what table of the destination database should the programme put content "under"?
allowed	<i>tree</i>	yes/no switch, allowing selection of the needed one from the trees on the same level of hierarchy
dbname	<i>leaf</i>	What field of the table in the destination database should the programme put the data into?
e1, e2, e3, ..., ex	<i>leaf (enum)</i>	items of the list-type leaf
filename	<i>leaf</i>	The name of the XML file is composed automatically of the data in which the filename parameter is present (in our documentation system it is composed of the given value of the "Borehole number" and the "Layer number" leaves).
minvalue, maxvalue	<i>leaf (number)</i>	In the case of number types the minimum and maximum values that can be typed in
value	<i>leaf</i>	The data written by the geologists and loaded into the database

```

<?xml version="1.0" ?>
_ <tree name="GeoDataCollector" tblname="tblHeader">
_ <leaf type="text" name="Fúrás jele" dbname="FURAS_JELE" filename="" />
_ <leaf type="number" name="Réteg sorszama" dbname="RETEG_SORSZAMA" minvalue="1" maxvalue="9" filename="" />
_ <leaf type="text" name="PocketPC neve" dbname="PPCNAME" />
_ <leaf type="date" name="Dátum" dbname="DATUM" />
_ <leaf type="counter" name="Sorszám" dbname="SORSZ" />
_ <leaf type="enum" name="Leíró neve" dbname="LEIRO_NEVE" e1="Chikán Géza" e2="Kókai András" e3="Marsi István"
e4="Don György" e5="Zsámbok István" e6="Peregi Zsolt" e7="Koroknai Balázs" e8="Király Edit" />
_ <leaf type="text" name="Réteg fölötti első kiépítés határa" dbname="RETEG_FOLOTTI" />
_ <leaf type="text" name="Réteg teteje kiépítéstől" dbname="RETEG_TETEJE" />
_ <leaf type="text" name="Réteg számított teteje" dbname="RETEG_SZAMITOTT_T" />
_ <leaf type="text" name="Réteg alja kiépítéstől" dbname="RETEG_ALJA" />
_ <leaf type="text" name="Réteg számított alja" dbname="RETEG_SZAMITOTT_A" />
_ <leaf type="text" name="Kiépítés" dbname="KIEPITES" />
_ <leaf type="text" name="Kiépítés (hossz/maghossz)" dbname="Kiepites_MH" />
_ <leaf type="text" name="Rajz jele, száma" dbname="RAJZ_JELE" />
_ <leaf type="text" name="Fotó jele, száma" dbname="FOTO_JELE" />
_ <tree name="Alapkőzet" tblname="tblAlap">
_ <leaf type="enum" name="Kőzetnév" dbname="KOZETNEV" e1="monzogranit" e2="monzonit" e3="granodiorit" />
_ <tree name="Összevetés már leírt réteggel">
_ <leaf type="text" name="a réteg melyik szakasza" dbname="RETEG_SZAKASZA" />
_ <leaf type="text" name="mihez hasonló (korábbi réteg)" dbname="MIHEZ_HASONLO" />
_ <leaf type="text" name="mi közt átmenet (korábbi rétegek)" dbname="KOZT_ATMENET" />
_ <leaf type="text" name="miben hasonló" e1="szín" e2="szerkezet" e3="szövet" dbname="MIBEN_HASONLO" />
_ <leaf type="text" name="miben tér el" dbname="MIBEN_TER_EL" />
_ </tree>
_ <tree name="Kontaktus">
_ <tree name="felső">
_ <leaf type="enum" name="jelleg" dbname="FELSO_JELLEG" e1="éles" e2="elmosódott" e3="átmeneti" />
_ <leaf type="text" name="település" dbname="FELSO_TELEPULES" />
_ <leaf type="text" name="kísérőjelenség (belső/kívüli)" dbname="FELSO_KISEROJELENSEG" />
_ <leaf type="text" name="elvetés (vetősík, anyag, mélység azonosító, bezárt szög, elmozdulás, jelleg)"
dbname="FELSO_ELVETES" />
_ </tree>
_ <tree name="alsó">
_ <leaf type="enum" name="jelleg" dbname="ALSO_JELLEG" e1="éles" e2="elmosódott" e3="átmeneti" />
_ <leaf type="text" name="település" dbname="ALSO_TELEPULES" />
_ <leaf type="text" name="kísérőjelenség (belső/kívüli)" dbname="ALSO_KISEROJELENSEG" />
_ <leaf type="text" name="elvetés (vetősík, anyag, mélység azonosító, bezárt szög, elmozdulás, jelleg)"
dbname="ALSO_ELVETES" />
_ </tree>
_ </tree>
_ <tree name="Szín">
_ <leaf type="enum" name="alap" dbname="ALAP" e1="Fekete" />
_ <leaf type="enum" name="foltok" dbname="FOLTOK" e1="Fekete" />
_ <leaf type="enum" name="sávok" dbname="SAVOK" e1="Fekete" />
_ </tree>
_ <tree name="Szövet">
_ <leaf type="enum" name="össz." dbname="OSSZ" e1="nagyporfiros" e2="középporfiros" e3="apróporfiros" />
_ <leaf type="enum" name="mátrix" dbname="MATRIX" e1="durvaszemcsés" e2="középszemcsés" e3="finomszemcsés" />
_ </tree>

```

Figure 3. Internal structure of the "tree-structure" XML file on the HP Jornada pocket PC at geological logging of boreholes

Explanation of specific parameters and data types can be found in the text and in Table 3

3. ábra. A fúrások földtani dokumentálása során a HP Jornada kézziszámítógépen „fa struktúrában” megjelenő XML-fájl belső szerkezete. Az egyes paramétereknek és adattípusoknak a magyarázata a szövegben és a 3. táblázatban

Mapping of trenches

During 2002 two trenches were excavated in Bábaapáti: Trench A1 and Trench A2 in the Éva Valley and Mészkemence Valley, respectively. They can be described essentially as the manual stripping of 1.5–2 m high trench sides on the floor of steep valleys and to a lesser extent — in the case of the presence of thicker Quaternary cover — 80–100 cm wide trenches, which are a maximum 2 m deep in their hillside wing.

Mapping was affected by the regulation of expert authorities thus allowing a total length of only 100 m to be opened at the same time and the extracted material had to be stored,

albeit just temporarily, separate from the surface (on foil, Figure 4). This made impossible carrying out correlations of more distant phenomena if the earlier observation had already been buried by the time the subsequent observation took place.

Requirements of digital mapping were conceived during the mapping process. The first action in the field system set up for the digital documentation of trenches was the layout of marker points and the placement of the level marker line; this ensured the georeferencing of the geological mapping. Instead of drawing trench features on a sheet of millimetre paper, this system allowed — in most cases — the 1:50 (occasionally 1:25)-scale colour photomon-



Figure 4. Temporary storage of the material extracted from the trench
 4. ábra. Az árokba kitermelt kőzetanyag ideiglenes tárolása

tage of digital, nearly true to scale images to be used as the virtual basis of documentation. (Millimetre paper was used for mapping only when the trench was too narrow for taking appropriate images.) The digital interpretations (video pictures and photosets, maps and profiles, *etc.*) resulting from the executed preliminary, field and office work were visualised using a standard, interactive multimedia system on CD.

Field-work

Preliminary activities of the field mapping included the layout of marker points, their preliminary and instrumental calibration as well as acquiring digital and video images (Table 4). The key to success of the trench mapping was the accurate georeferencing of its image. It was facilitated by the so-called marker points laid out in the trench wall 2-3 m from one another. Using a Silverline libel laser level kit a reference level was set up in the trench by means of horizontally laid out marker points. This made certain the accurate positioning of fractures and geological information and made possible applying the photomontage as the reference system for mapping.

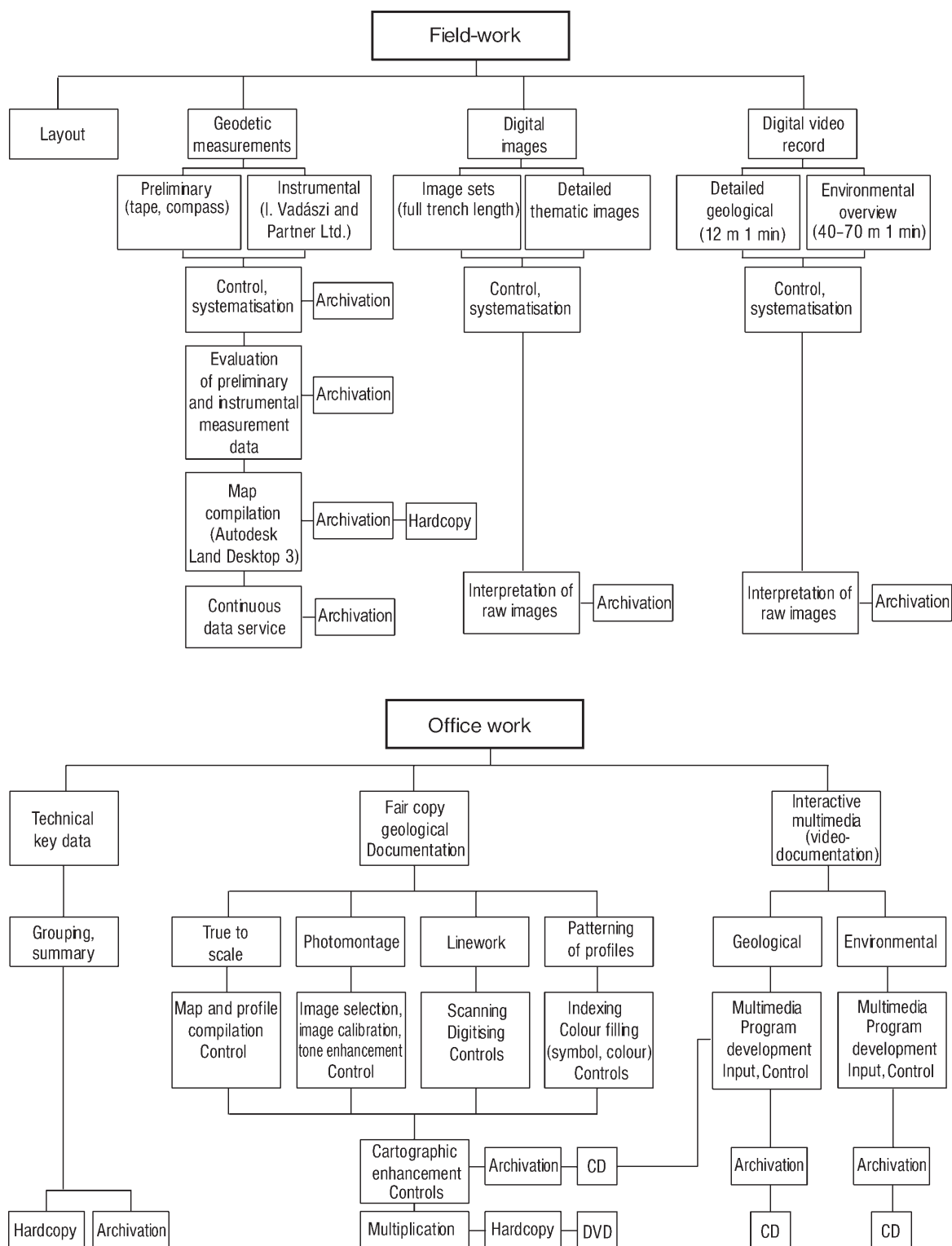
Marker points were fixed by means of spikes or by hilti concrete nails beaten into hard rocks. Wooden wall-plugs were used in soils or in soft rocks. Thorough the work with the Silverline level kit made it possible to stay under 1 cm of error. Between the points a white, thin plastic bale ligament wire was used. To start with aluminium plates were applied to mark marker points. Though weatherproof, they had some disadvantages because they were too small and too shiny. They mirrored the images but even if they did not, it was still impossible to read them. Therefore, from the last section of Trench A1 (marker 152) onwards a change to larger (10×10 cm), white plastic tag tables was made. There were certain problems with fitting wide-angle images if the distance between marker points exceeded 2 metres. Therefore attempts were made to take images of longer sections from farther on with middle-angle adjustment (provided there was enough space). These images yielded materials of least distortion.

Simultaneously with the layout the following were recorded: the distance between marker points by tape-measure; the orientation of the section between them by Freiberg compass; and the dip and height of the wall at every point by both tools. Data were registered in tabular format.

Imre Vadászi and Partner Ltd. executed the geodetic survey of the marker points section by section in three cases: (i) after finishing a 100 m section, (ii) if there was some reason to check records and (iii) if additional measurements were needed. During geodetic work it was suggested that the last one or two marker points of buried sections were left in place so as to facilitate any other subsequent check measurements.

During *video-recording* detailed images were taken every 3 metres, whereas more distant images allowed 30-50 m sections to be presented as a function of relief characteris-

Table 4. Field-work performed during trench mapping



tics. Recording for the archives was executed by continuous scanning. There also was the task of taking time series of images (e.g. before extraction, in-between and after). Apart from high-resolution pictures some overview images were also acquired during each specific period. The precise technology of the work was elaborated following the definition of the technical content. A Panasonic NV-DA1 mini DC

camera was used. Extreme changes in humidity as well as the hardly recognisable but important fluctuation of low illumination generated problems in the work.

During the taking of the digital pictures the following possibilities of errors were faced:

— Blurred picture (reason: the automatic system had a too long exposition time so that “hand trembling” becomes

discernible or illumination is so low that automatic system cannot cope with it). To eliminate this, a pedestal stand was used for taking pictures.

— Light infiltrations. In this case the photographer is almost helpless. Random light infiltration subdues considerably the quality of the pictures making them useless, even if there is only slight infiltration. Changes in contrast resulting from different illumination often significantly exceeded the differences due to geological variability. In this case the photos were repeated during better light conditions.

Pictures of each trench section were acquired at least once. The pictures had an overlap of at least 50%. It had great significance when compiling a fair copy of the documentation, since in several cases continuous photomontages of the sections imaged by the mapping geologist could be assembled by using reserve pictures. Due to applied cameras (NikonCOOLPix995, HP735) and local relief characteristics the distance between marker points could not exceed 2–2.5 m. If it was larger the multiple of time was needed to fit pictures. Apart from the afore-mentioned picture set some specific thematic pictures were also taken for trench reports.

Field geological-tectonic mapping proceeded in the pre-fabricated photomontage or, if it could not be assembled, on millimetre paper. The printed photomontages – only approximately true to scale and created by 12 m sections using a CorelDraw9 package – was compiled essentially by mapping geologists and to a lesser extent by the experts of the Kömlódi Korrekt Ltd.

During mapping clearly visible fractures were marked. There was no need to measure their position and orientation on the photomontage, only to search for, and mark them on the picture. Strike and dip values were recorded next to or under the marked fracture. Special emphasis was put on observing striae and registering their values. Firstly, different rock types were provided with temporary and — following unification — with standard symbols. The dip and strike of inferior fractures and joints were measured section by section but were not marked on the drawing documents, they were simply used for statistic analyses. Simplified characterisation of the formations was presented under the photomontages and they were used to distinguish rock types and to elaborate individual legend units.

Preparation of the *top view tectonic map series* followed after the termination of sidewall mapping, partly using some of its results. Horizontal mapping was based on the 1:50-scale top view map of geodetically measured marker points. It served as the basis on which the top view of tectonic elements was marked and could thus be displayed on map. It gave help for better understanding of certain fractures and to unite them into groups and zones.

Tectonic mapping proceeded within the framework of two themes. On the one hand mapping geologists measured significant tectonic elements, faults, fracture zones, foliation, striae and joints on the mapped sections in a pre-defined system, and put them in tables. In order to reveal changes in fracture density they took fracture samples from sections of different jointing. In other words, they

measured every single joint occurring in a 10 m long section. The other major task was the preparation of a 1:50-scale tectonic map. Apart from the main structures this map was conceived essentially for representing combinable structural elements. Mylonitic sections, foliation (and its intensity), fracture zones at variance with each other, striae and single fractures were also measured. Single elements were displayed by projecting them vertically on the plane of the marker line. Following the visualisation of measurements the coherent, traceable elements were joined and the phenomena were typified. The 1:50-scale map, demonstrating tectonic phenomena by different colours, was supplemented with the figures of the stereogram-based distribution of observed joints in the related sections for both principal and aggregate joints. Stria data were involved in the interpretation of palaeo-stress fields; mylonite and foliation records were used for designating foliation belts, whereas fracture zones provided help in preparing the Site's fracture model, compiled on the basis of borehole and trench data.

Preliminary data processing included continuous checking and systematisation of the collected data, compilation of profiles and maps, a continuous data service and coordination of the work. Field measurements were invariably compared with geodetic data, in uncertain cases even with digital images. Unchecked data were not registered. By means of field notes and photos geodetic survey data were checked during the compilation of trench sections and maps. The length of trenches was also checked virtually continuously for each geodetic measurement; this resulted in the slight modification of the field register based on field measurements.

Simultaneously with field-work every piece of information (*i.e.* field and geodetic measurements, digital images) was put in a digital dataset after systematisation. Digital images were stored in JPG — *i.e.* compressed — format while other data were placed in Excel files. Final marker point distances and section orientations read from trench maps and based on geodetic measurements were also loaded in Excel tables.

A multistage control system was adopted which marks each step with a different version number. Each stage of revision could thus be re-established. At each step the related dataset was placed on CD and on the hard disk of several PCs by means of portable hard discs (RACK) which were used extensively in the project.

Deploying an Autodesk Land Desktop 3 application, spatial maps were almost immediately generated from the geodetic data and these maps were then processed in DWG format.

Within two days of finishing the geodetic measurements coordinate lists were processed. Almost on the same day the map and the precise data relating to the coordinates also became available. Coordinates of the marker points, the respective lengths of the trenches based on geodetic measurements, and the results of the field survey were continuously updated. It gave the opportunity to provide an updated data service at any time for each piece of information concerning the trench map-

ping (*i.e.* layout position, emerging problems, field survey data, distance between marker points, trench length, extraction register, and coordinates of marker points).

Office work

Office work involved the compilation of the necessary technical documentation and the fair copying of geological profiles. Finally, the integrated evaluation was prepared using interactive multimedia applications and it was saved on CD (Table 4).

Basic technical data

As soon as the field period was over the following technical documentation was compiled:

- coordinate list of the marker points of Trenches A1 and A2 in the Uniform National Projection System;
- 3D map of Trenches A1 and A2 (in a computer) using Autodesk Land Desktop software and in a DWG format;
- register of the final (geodetically measured) distance and orientation data (as well as DZ) between the marker points of Trenches A1 and A2, by trenches, sections and in total;
- table of the length of Trenches A1 and A2 (divided between the geologists doing the mapping), and also a daily and monthly summary.

Fair copy of the geological-tectonic profiles

Compilation of the fair copy geological profiles was a multistage interactive process; it was the result of labour-intensive, creative cooperation between geologists involved in field documentation and experts of the Kömlődi Korrekt Ltd. It can be divided into the following stages:

- compilation of a true-to-scale base map,
- assemblage of a true-to-scale photomontage,
- setting up the legend,
- compilation of final linework, free of distortion,
- preparation of the colour geological documentation,
- cartographic procedures,
- multiplication.

Digital processing of the detailed fair copy geological profiles took virtually 5 months. The true-to-scale base map — using the technical documentation — was compiled with an Autodesk Land Desktop3 application. This is the true-to-scale basis of the vertical profile of the trenches divided upon the continuously extracted sections on the same side — in other words, the scheme of the profile. The same picture is displayed in the fair copy profiles to show it as it is in reality.

The profile base satisfied some predefined, fundamental cartographic (display) criteria, the most important of which are as follows:

- the profiles should be bordered by linear scales with vertical coordinates marked at each metre of each linear scale;
- all marker points should be compiled true-to-scale, their sign and the distance from the beginning of the trench

should be marked above the trench by a vertical added line; the distance as well as the orientation of sections between marker points should be also recorded.

Digital images were fitted on the true-to-scale profile base using an Autodesk Raster Design3 application. If needed, single pictures were subjected to some distortion by Helmert transformation (*i.e.* shift, rotation, zoom-in, and zoom-out). Some of their parts were cut off and their tones were occasionally modified. Some 3000 items of digital images were thus processed. It was attempted to use raw pictures taken by the mapping geologists since in this way the assembled fair copy geological picture overlapped better with the profile base. Of the sections prepared with the afore-mentioned method a 1:50-scale print on paper was made for geological profiles.

Every expert concerned — *i.e.* 9 staff members — participated in the elaboration of the integrated geological knowledge-base — the legend. The legend that can be regarded as the fundamental professional aspect of the compilation of the trench profile.

Geologists involved in the preparation of the geological key profile drew together the field geological survey data divided by 12 m sections on the delivered photomontage (*i.e.* on the superimposed size-proof foil). The resulting linework was scanned, then vectorised and some cartographic enhancement was applied according to the required display format. In this phase the artificial 12 m division was eliminated and instead a division was applied upon trench sections viewed in one piece under natural conditions. The documentation drawn on millimetre paper was scanned immediately and it was fitted to the marker points by Helmert transformation before vectorisation.

The resulting linework was thoroughly checked by the processing and surveying geologist and corrected several times. Formation of the final linework of the geological profile was followed by the determination of the colour and pattern symbols and these were checked at least once.

“Cartographic enhancement” means the creation of the final display. Its main feature is that the final geological profile displays two types of interpretation. On the top part of the profile only the photomontage is displayed (and on which the linework was drawn), whereas the bottom part can be regarded as the “classical” geological profile with colour and symbols, but without images.

Instead of completing everything in one step, cartographic enhancement was applied in each work phase as a result of checking and unification. Prior to multiplication one set of the fair copy series was printed for the so-called “fair copy” check. Obviously, this check also resulted in fairly significant cartographic modifications.

The volume of technical-geological and digital photo documentation amounted to 6.5 GB. The final fair copy documentation is represented in Figure 5, having been processed through the reduction of the original 1:50-scale documentation.

In the full documentation of the trenches (GYALOG et al. 2003b), alongside general data the geological description of

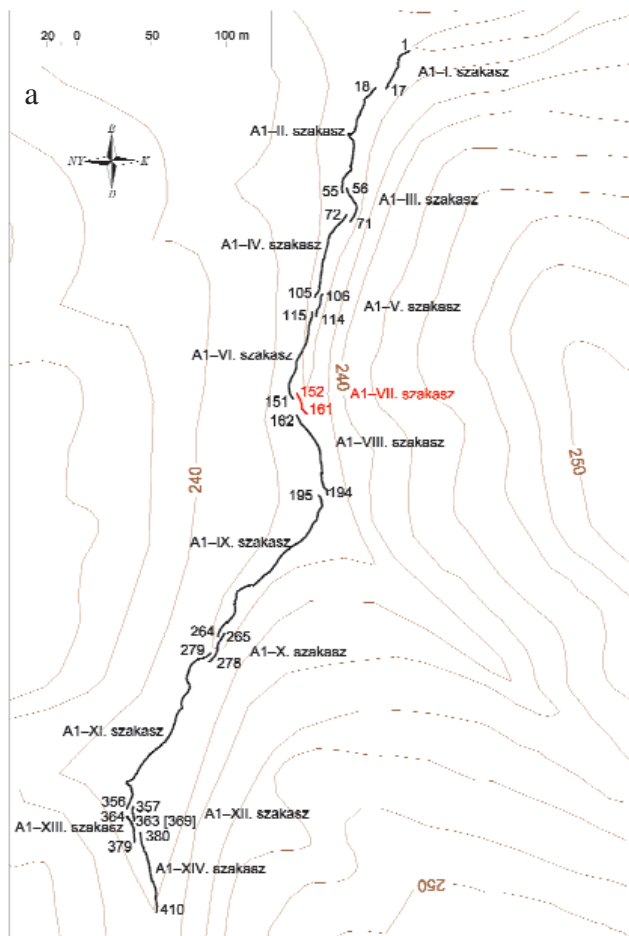


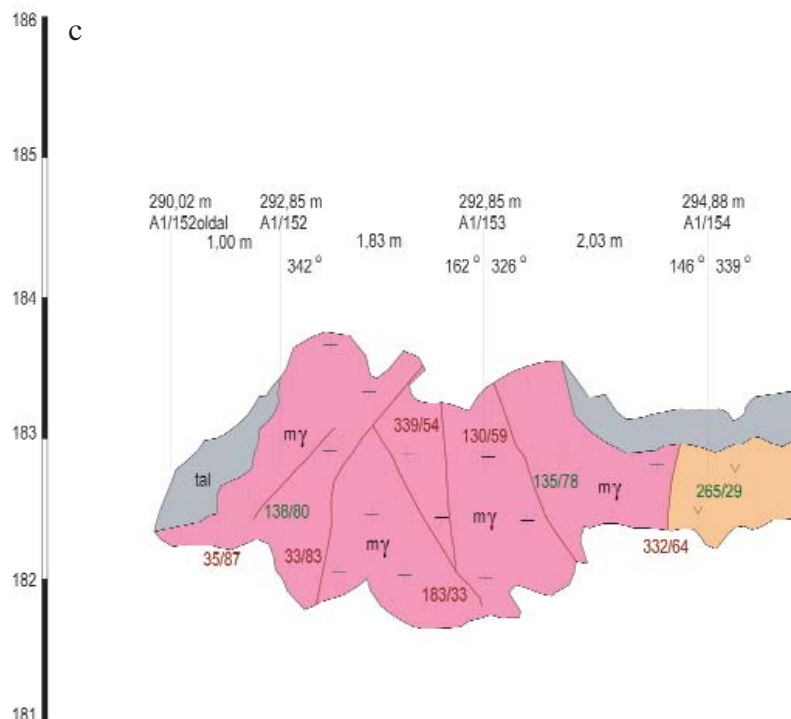
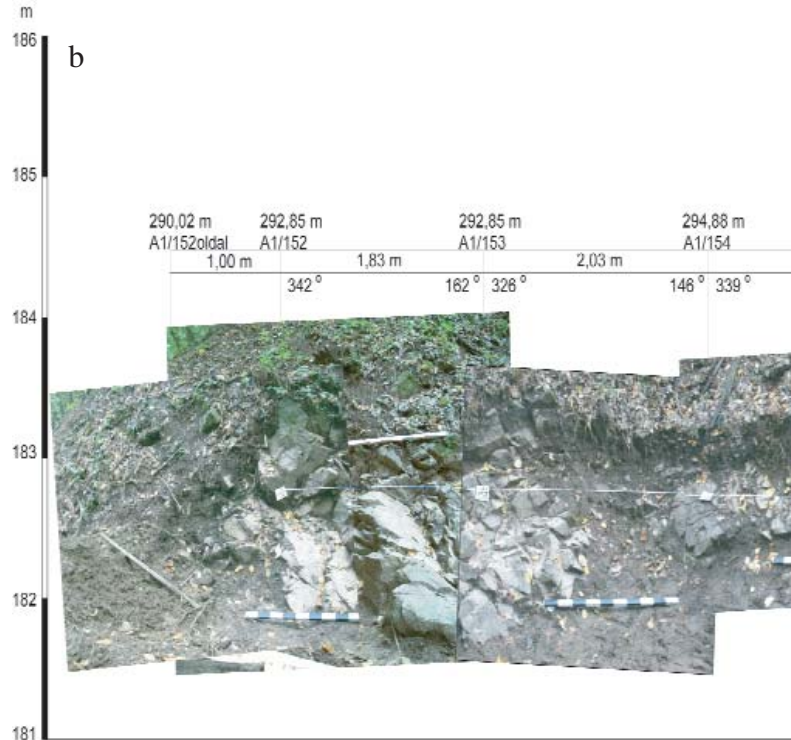
Figure 5. Detail of the final fair copy documentation of Trench A1 in Éva Valley (section VII, between 290–308 m)

a – map of the trench with the number of sections (the displayed section is red) and with the number of the first and last marker points, b – horizontal projection of the photomontage of trench section A1–VII with geological linework, c – geological profile of trench section A1–VII. *Quaternary*: tal = soil; g^l = slope loess; g^s = slope clay; g^{my} = clayey rubble; *Paleozoic, Mórággy Granite Formation*: mγ = rare porphyritic monzogranite; mž = rare porphyritic monzosyenite; γ^{lc} = small-grained, leucocratic granite. *Other*: a = fault clay; triangles (+ lithological symbol) = crushed zone; X = rubble of trench digging; Q (blue) = spring

5. ábra. Az Éva-völgyi A1 árok földtani tisztázati dokumentációjának részlete (VII. szakasz, 290–308 m között)

a – az árok térképe a szakaszok számával (piros a megjelenített szakasz), valamint a szakaszok kezdő és végső markerpontszámával, b – az A1–VII árokszakasz fotómontázsa a földtan vonalművével, vízszintesbe transzformálva, c – az A1–VII árokszakasz földtani szelvénye. *Negyedidőszak*: tal = talaj; g^l = lejtőlöss; g^s = lejtőagyag; g^{my} = agyagos-murvás közettörmelék; *Paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció*: mγ = ritkaporfirós monzogranit; mž = ritkaporfirós monzoszenit; γ^{lc} = aprószemcsés, leukokrata gránit. *Egyéb*: va = vetőagyag; háromszögek (+ közetjel) = zúzott, morzsolt öv; X = árokásás törmelék; Q (kék) = forrás

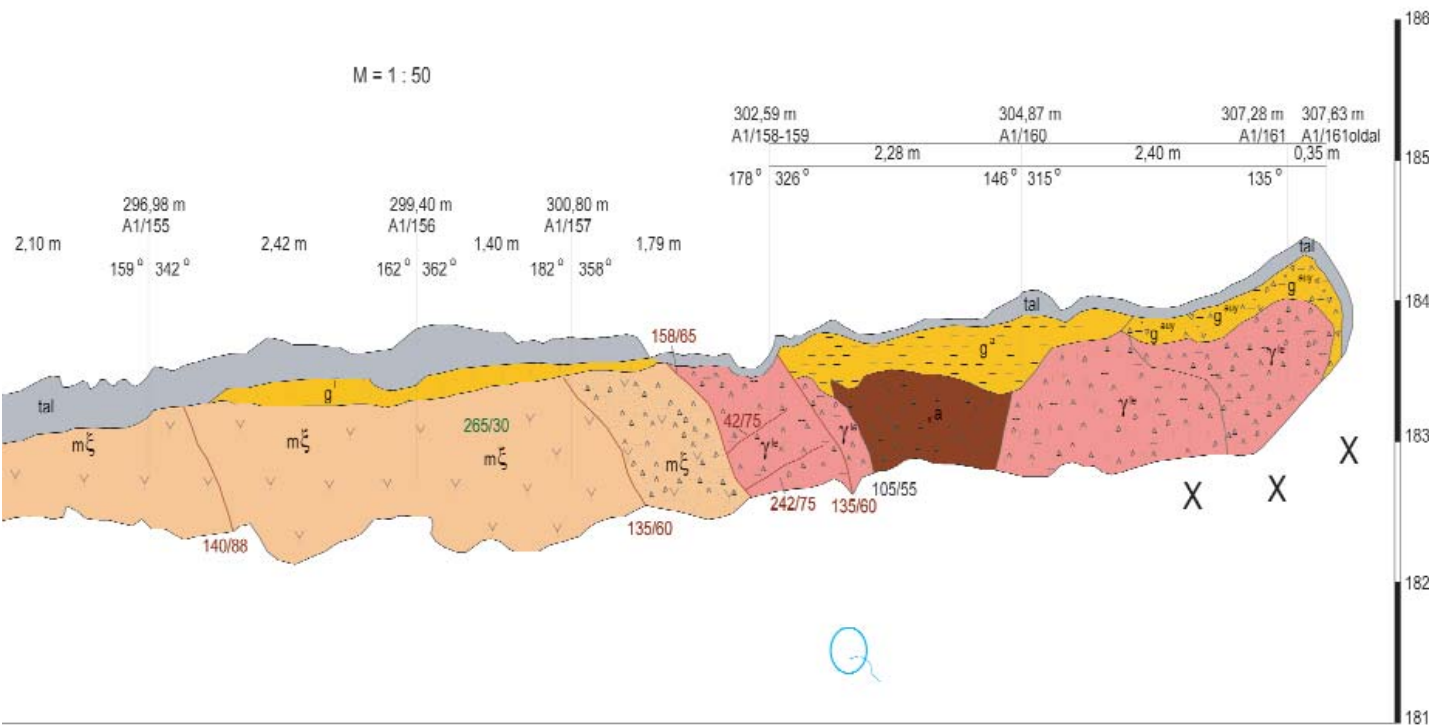
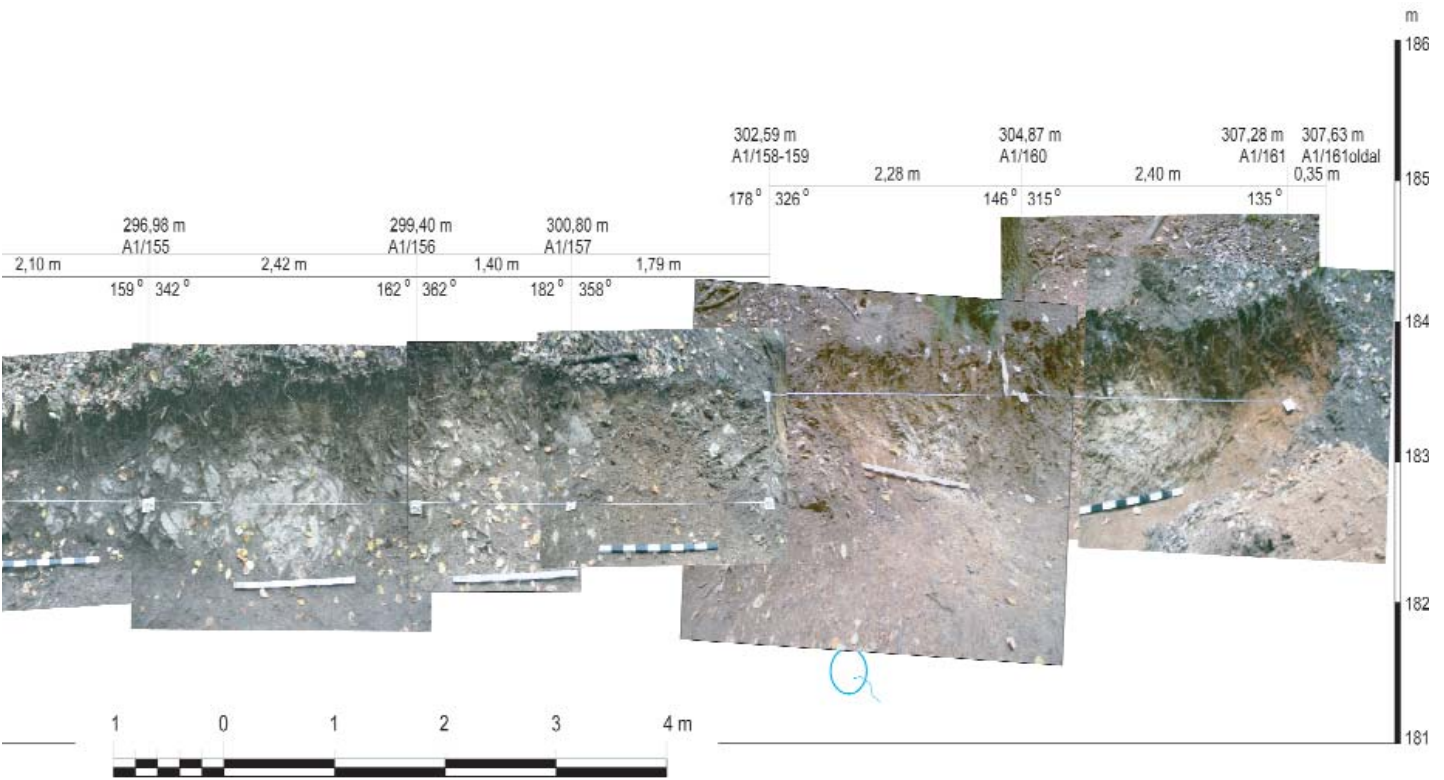
the formations and the laboratory analysis of the samples were covered in detail. In the annexes of the documentation there were presented: the petrographical profile in the bottom of the trenches marked in m; the coordinates of the marker points; the geological profile of the hillside wing of the trenches on the original photoset (together with the top view map of the trenches displaying the tectonic features in a separate continuous colour figure); and the results of laboratory analyses.



Interactive multimedia processing (video record)

Separate fair copy digital films of the field video images (edited, clipped, ordered, entitled) were processed using the Pinnacle DVPlus software.

The interactive video record aimed at displaying the geological and environmental setting was processed during multimedia programming (with the assistance of a multime-



dia expert) making use of the edited video raw pictures, technical key documentation (maps) and digital datasets of the fair copy geological profiles. Several types of software were used, including Adobe Illustrator 9, Autodesk AutoCAD2000, Asymetrix ToolBook 6.0, and Macromedia Flash 6.0. Multimedia CDs comprised the integrated processing of 13 GB electronic data volume by set.

Figure 6 presents the integrated interpretation using an interactive application in a CD set demonstrating the geo-

logical video record. The figure displays the screen of the multimedia system.

The main features of the display interface are as follows:

- By clicking on the 1:10,000-scale overview map a selection among the trenches can be made.

- By clicking on the appropriate section name the section for display can be selected (the name of the selected trench section becomes red below the mouse arrow).

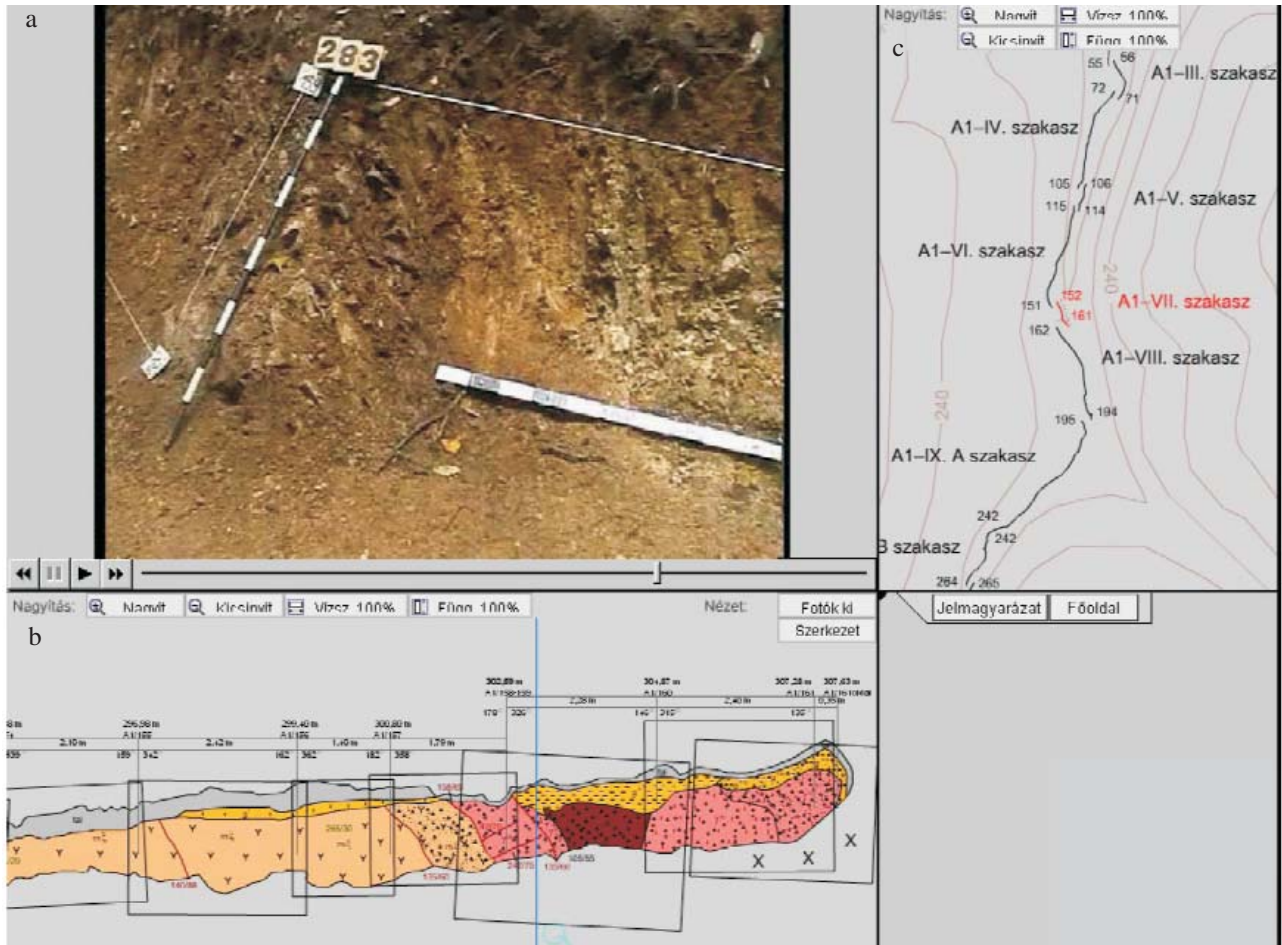


Figure 6. Presentation of the screen of the multimedia system (Section VII of trench A1 between 290–308 m)

a – video record of the profile site marked with blue line on the profile b, b – geological profile of the related section (its legend see on Figure 5), c – presentation of the trench section (corresponds to a of Figure 5)

6. ábra. A multimédiás rendszer képernyőjének bemutatása (A1 árok 297–308 m közötti szakasza)

a – a b szelvényrajzon kék vonallal jelölt szelvényhely videóképe, b – a szakasz földtani szelvénye (jelkulcsát lásd az 5. ábrán), c – az árokszakasz bemutatása (mint az 5. ábra a pontjának megfelelője)

— A horizontal and vertical line divides the monitor into four compartments and their sizes can be adjusted. A video can be played in the upper left window, the upper right window presents the top view map of the trench, and the lower left compartment demonstrates the fair copy profile (on which particular photos can optionally be switched on one by one and observed at any zoom). The legend and the quit button were placed in the lower right rectangle.

— By clicking on any point of the map or profile of the opened section (indicated by the first finger) the video film shifts to the selected point from which it can be restarted.

— The video play takes 1 minute and displays a 12 m length of trench profile.

— The geological profile and the top view map can be zoomed in and out optionally within their respective windows.

— Graphic windows are harmonised with one another — *i.e.* the actual position of the video display is indicated by a blue point and a blue line on the top view map and on the

profile, respectively. This shifts in coherence with the displayed picture.

— The geological interactive CD set provides an integrated display and it supports an optional thematic interpretation. It is an easy and efficient tool for browsing and examining the related information.

Environmental video record

Like the geological one, the environmental video record is also demonstrated on a coherent interactive CD set. The main features of the display interface are as follows:

— By clicking on the 1:10,000-scale overview map selection among the trenches can be made.

— By clicking on the appropriate section name the approximately 40–60 m long section can be selected for display.

— The video film presenting the state of the selected section portion before extraction, in between and after is displayed for about one minute.

Summary

During the geological exploration conducted in 2002–2003 new methods in geological documentation were introduced, especially in the geological-tectonic logging of boreholes and dug wells and mapping trenches. Combined with digital data input these new methods facilitated the digital display and systematisation of the large volume of geological-tectonic data from the research area as well as their organisation into a database. Using specific applications

elaborated for pocket PCs the geological-tectonic information was organised into a database or loaded directly into a PC database. By building uniform queries and stores of information a uniform database was created. It was suitable for the solution of some subsequent database supported tasks. New display techniques with respect to trench mapping were elaborated by introducing photo-based mapping. This included the demonstration of geological features as fitted to the true-to-scale absolute relief contour lines as well as the tectonic interpretation of the top view map of the trenches.

References — Irodalom

- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSÁ A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., ZSÁMBOK I. 2003: Az Üveghuta Üh-27 fúrás földtani leírása (in Hungarian: Geological mapping of Borehole Üveghuta Üh-27). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., CHIKÁN G., KOLOSZÁR L., GULÁCSI Z., MARS I. 2003a: Az Üveghuta Üh-25 és Üh-25A fúrás földtani leírása (in Hungarian: Geological mapping of Boreholes Üveghuta Üh-25 and Üh-25A). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003b: A bábaapáti A1 és A2 árok földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Trenches A1 and A2). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., KOROKNAI B., GULÁCSI Z., MARS I., KOLOSZÁR L. 2003c: A Mórágý Üh-31 fúrás csoport (Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C fúrás) földtani leírása (in Hungarian: Geological mapping of Borehole Group Mórágý Üh-31 (Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C)). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., MARS I., DON GY. 2003d: A bábaapáti K2, K3 és K4 ásott kút földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Dug Wells K2, K3 and K4 at Bábaapáti). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., PALOTÁS, K. 2000: Evaluation of planar features in Boreholes Üveghuta Üh-22 and Üh-23 with CoreDump software (Az üveghutai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 315–340.
- MAROS, GY., PÁSZTOR, SZ. 2001: New and oriented core evaluation method IMAGEO. — *European Geologist* 12, pp. 40–43.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003a: Az Üveghuta Üh-25 fúrás tektonikai dokumentációja (in Hungarian: Tectonic log of Borehole Üveghuta Üh-25). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS GY., BALLÁNÉ DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2003b: Az Üveghuta Üh-31 fúrás csoport tektonikai dokumentációja (in Hungarian: Tectonic logs Borehole Group Üveghuta Üh-31). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., BANNÉ GYÓRY E., TÓTH I., KASZA Z., TONKA P. 2003: Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-28A, Üh-29, Üh-30, Üh-36A, Üh-36, Üh-37 fúrások mélyfúrás-geofizikai, közetfizikai, BHTV méréseinek kiértékelése (in Hungarian: Interpretation of well-logging, petrophysical, BHTV data from Boreholes Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-28A, Üh-29, Üh-30, Üh-36A, Üh-36, Üh-37). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

Földtani-tektonikai dokumentálási rendszerek a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

GYALOG LÁSZLÓ¹, HAVAS GERGELY¹, MAIGUT VERA¹, MAROS GYULA¹, SZEBÉNYI GÉZA²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Kömlödi Korrekt Kft., 2853 Kömlőd, Perczel Mór utca 26.

Tárgyszavak: árkolás, Délkelet-Dunántúl, fényképek, fúrások, fúrómagok, gránitok, kutak, kutatás, lösz, Magyarország, Mórággyi-rög, videomódszerek

Összefoglalás

A 2002–2003-ban végzett földtani kutatás során a földtani dokumentálásban, ezen belül a fúrások és az ásott kutak, valamint a kutatóárkok földtani-tektonikai dokumentálásában alkalmazott új módszereink digitális adatrögzítés alkalmazásával lehetővé tették a kutatási területről származó hatalmas mennyiségű földtani-tektonikai adat digitális megjelenítését, rendszerezését, adatbázisba szervezését. A fúrások és az ásott kutak esetén kézisámítógépekre kidolgozott külön programokkal oldottuk meg a földtani és tektonikai információ adatbázisba vitelét, illetve közvetlenül a számítógépes adatbázisba töltését. (Ez a megoldás a terepen is lehetővé teszi az azonnali adatbázisba vitelt.) Ezután az adatbázist szűrésekkel, szövegtáblák készítésével és egységesítésével tettük homogénné, adatbázisra épülő későbbi feladatok megoldására alkalmassá. A földtani-tektonikai dokumentálás többlépcsős folyamat, amely alaphegységi kőzetek esetén az átnézetes földtani dokumentálás → mintakijelölés → fényképek elkészítése → tektonikai dokumentálás → magszkennelés → részletes földtani dokumentálás → mintavétel lépésekből áll. A fedőüledékek esetén ebből a sorból a tektonikai dokumentálás és magszkennelés lépései maradnak ki, a többi változatlanul elvégezzük.

Az árkok dokumentációjánál a fénykép alapú dokumentálás bevezetésével és a földtani tartalomnak a mérethelyes, abszolút magasságvonalakra illesztett megjelenítésével, akárcsak az árkok felülnézeti térképének tektonikai értelmezésével, új megjelenítési formákat hoztunk létre. Már a terepi részletes, 1:50 méretarányú fényképekre történő rajzos dokumentálás is jelentősen könnyebb volt, mint a milliméterpapírra történő. A későbbiekben ennek GIS alapú számítógépes feldolgozása történt meg.

Bevezetés

A 2002–2003-ban végzett földtani kutatás során a földtani-tektonikai dokumentálásban, ezen belül a fúrások és az ásott kutak, valamint a kutatóárkok földtani-tektonikai dokumentálásában számos új módszer alkalmazására nyílt lehetőségünk. Ezek a módszerek a digitális adatrögzítés, az adatok adatbázisba szervezése, a számítógépes megjelenítés témakörét ölelik fel. Ebben az időszakban 23 fúrás mélyült 3298,72 folyóméter összhosszban, 2892,65 m hosszan maggal, amelyből a dokumentálás során 287,00 m fedőüledéket és 2605,65 m alaphegységi képződményt (Mórággyi Gránit, kréta vulkáni telérek) írtunk le. Ezen kívül 3 ásott kút mélyült, 73,3 m összhosszban (71,0 m fedő, 2,3 m alaphegység), továbbá 2 árkot létesítettünk, 1506,91 m dokumentált hosszúságban. A dokumentálás legnagyobb részét a MÁFI szakemberei végezték, a fúrásoknál az Üh-32 fúrás csoportnak és a két árok egynegye-

dének földtani-tektonikai dokumentálását a Mecsekérc, az árokdokumentálás technikai előkészítését és végső összeállítását, valamint a videodokumentálást a Kömlödi Korrekt Kft. végezte.

Fúrómagok földtani-tektonikai és ásott kutak földtani dokumentálása

A kutatás során a fúrómagok dokumentálását nem az általában megszokott módon, a fúrás mellett, a szabad ég alatt, hanem a külön erre a célra létrehozott Földtani-tektonikai Terepi Laboratóriumban végeztük, ahol az időjárási körülményektől független és ezáltal alapos munkavégzésre nyílt lehetőség. Az ásott kutak dokumentálása természetesen a helyszínen történt, de a dokumentálás rendszerének hasonlósága miatt ezt is a fúrásdokumentálással együtt ismertettük.

A földtani dokumentálás során a fúrómagok ásványos összetételét, szövetét, szerkezetét és elváltozásait vizsgáltuk, ezek alapján végeztük el az előzetes közettani minősítést, amelyet (elsősorban mikroszkópos) vizsgálatok elvégzése után pontosítottunk. Ezeket a földtani alapadatokat a későbbiekben a földtani, tektonikai, vízföldtani, geofizikai értékelések, végül a felszíni kutatás zárójelentése (BALLA et al. 2003) használták fel.

A dokumentálás rendje eltérő volt a fedőösszletben és a legfelső, murvásodott gránitban, valamint az alaphegységi szakaszokon.

A *fedőösszletben* és a gránittest legfelső, erősen murvásodott részén (akárcsak az ásott kutakban) csak földtani dokumentálást végeztünk, tektonikai dokumentálást nem, mivel tektonikai jelenségeket nem észleltünk. Ezekben a szakaszokon a fúrásokban a rétegeket a hagyományos módon jelöltük, vagyis a fúrás mélyítése során a műszaki ellenőrzés által megadott kiépítmélységeket vettük figyelembe. Itt a komplex mélyfúrás-geofizikai mérések is segítettek a réteghatárok pontosítását és az értelmezést.

Az *alaphegységi szakaszokon* a dokumentálási folyamatok sorrendje a következő volt:

— átnézetes földtani leírás (a rétegek kijelölése és beszámozása),

— a rendszeresen kijelölhető minták helyének rögzítése a fúrómagon,

— a magládák lefényképezése,

— tektonikai leírás,

— magszkennelés,

— földtani leírás,

— magmintázás.

Csak a nem széttört szakaszokon készült szkennelés, akusztikus lyukfal-televíziós mérés részben a tört szakaszokról is készült, de a zúzott zónákról már az sem. Az alaphegységi kőzetekben a réteghatárokat nem a felszíntől mértük (a fúrási kiépítés értéke alapján) —, hogy a nem 100%-os magkihozatal vagy a bennmaradt és későbbi kiépítéskor felszínre került kisebb-nagyobb magszakaszok esetén pontosabban állapíthatjuk meg a réteg valódi mélységét —, hanem a felfelé következő kiépítéstől való távolságát adtuk meg. Így rögzítettük az összes földtani és tektonikai elemet (pl. réteg felső határa: 231,25+1,25 m, réteg alsó határa: 233,12+0,21 m). Ezeket valódi mélységre a magok szkennelése és a lyukfal-televíziós mérésekkel való összevetése után számítottuk át. Ugyanígy adtuk meg a vizsgálatra kivett minták mélységét is, és jelöltük meg a fúrómagon is. A fenti módszer természetesen azt jelenti, hogy az egyes réteghatárokat, a tektonikai objektumok helyét, valamint a kiépítéskori magszakaszok aljának valódi mélységét csak a végleges dokumentáció elkészítésekor tudtuk pontosan megadni. Ez az egységes érték biztosította a földtani és a tektonikai leírás, továbbá a szkennelés és az akusztikus lyukfal-televíziós mérések egybevetőségét.

Az alábbiakban a földtani és tektonikai dokumentálást, a magszkennelést és az adatbázisba vitel módszereit ismertetjük.

Földtani dokumentálás

A dokumentálást a korábbi gyakorlattól eltérően nem folyamatos szövegben, hanem kézisámítógépekkel végeztük, majd a Laboratóriumban számítógépes adatbázisba töltöttük.

A tervekészítés során az alaphegységi képződményekre és a laza üledékekre külön adatlapokat dolgoztunk ki. Ezeknek az adatlapoknak a szerkezetét a munka során elsőként kísérleti jelleggel, majd általánosan bevezetve kézisámítógépekre (Pocket-PC, HP Jornada típusú kézisámítógép) vittük, amihez külön programot fejlesztettünk. Ezáltal már a magláda mellett gépre lehetett vinni a leírás egyes elemeit, illetve az egyes jellemzők esetén előre gyártott szólistákat tudtunk készíteni, ezekből kellett kiválasztani a megfelelőt. A dokumentálási adatok a PC-re való letöltéskor rétegenként külön XML formátumú fájlba kerültek, vagyis egy fúrás annyi fájlból állt, ahány réteget a dokumentáló geológus leírt. A fájlokat SQL-parancsok segítségével tetszőleges standard adatbázis-kapcsolattal (ODBC) rendelkező adatbázisba konvertáltuk. Az egyszerű kezelhetőség érdekében a közbülső feldolgozás MS Access adatbázisban történt, amelyből Excel táblázatokat készítettünk. Így lehetővé vált alapvető szűréssel, csoportosítással az áttekintés, vagyis a különböző leírók által a leírások egyes elemeire használt elnevezések könnyen összehasonlíthatóvá váltak, ami megteremtette a későbbi egységesítés lehetőségét.

A magládákat egységesen lefényképeztük digitális kamerával, az így kapott képsorozat része a fúrási adatbázisnak. Az egyes megfigyelhető jelenségekről részletes fényképeket készítettünk.

A dokumentálás során felülről lefelé folyamatosan adtunk a rétegeknek sorszámot. Amennyiben utólag egy réteget több részre kellett bontani, kiegészítő rétegszámot „.1” kiegészítéssel adtunk (a 11.1. réteg a 11. és 12. réteg közé került), ha rétegen belül alréteget különítettünk el (pl. zárvány a gránitban), ezt „.01” jellel írtuk le (a 11.01 alréteg a 11. rétegen belül van). A fúrások és ásott kutak földtani adatbázisának áttekintését a fekü és az alaphegységi rétegek szerinti bontásával az 1. táblázat mutatja be.

Fedőüledékek dokumentálása és mintázása

A *magfúrások* fedőüledékeinek dokumentálási menetét alább ismertetjük.

Az első fázis a beszállított maganyag áttekintése volt. A dokumentáló geológus kijelölte a réteghatárokat, és a magláda szélén számozással látta el az egyes rétegeket. Kijelölte a rendszeres minták helyét, amelyet a magláda elválasztó léceire is rárajzolt, ráírt a rétegszámozáshoz hasonló rend szerint. Ezután elkészítette a magláda fényképét (a fúrás jelével és a magláda fúráson belüli sorszámával), amihez megadta a láda tetejének és aljának mélységét a magok kiépítéseinek tiktettái alapján. Közeli, digitális felvételt készített a fontosnak minősített részjelenségekről, esetenként a mintavételi helyekről is. A kijelölt minták adatairól (min-

1. táblázat. A fúrások és ásott kutak földtani adatbázisának áttekintése

Fúrás / ásott kút	Fedő dokumentálása					Fekü dokumentálása					Teljes földtani dokumentálás				
	kezdő		befejező		hossz	kezdő		befejező		hossz	kezdő		befejező		hossz
	réteg	méter	réteg	méter	méter	réteg	méter	réteg	méter	méter	réteg	méter	réteg	méter	méter
Üh 25						1	87,25	93	300,70	213,40	1	87,25	93	300,65	213,40
Üh 25A	1	0,00	33	54,64	54,64	34	54,64	35	72,29	17,65	1	0,00	35	72,29	72,29
Üh-26	1	36,00	8	49,00	13,00	9	49,00	218	400,60	351,60	1	36,00	218	400,60	364,60
Üh-26A	1	0,00	32	49,33	49,33	—	—	—	—	—	1	0,00	32	49,33	49,33
Üh 27						1	75,38	315	411,11	335,73	1	75,38	315	411,11	335,73
Üh-28	1	39,80	6	44,80	5,00	7	44,80	170	300,60	255,80	1	39,80	170	300,60	260,80
Üh-28A	1	0,00	48	43,77	43,77	49	43,77	50	45,91	2,14	1	0,00	50	45,91	45,91
Üh-29	1	0,00	4	4,20	4,20	5	4,20	148	300,40	296,18	1	0,00	148	300,40	300,38
Üh 30	1	0,00	3	1,40	1,40	4	1,40	135	300,30	298,93	1	0,00	135	300,33	300,33
Üh-31A	1	0,00	6	7,70	7,70	7	7,70	27	36,60	28,90	1	0,00	27	36,60	36,60
Üh-31B	1	0,00	9	6,95	6,95	10	6,95	20	40,00	33,05	1	0,00	20	40,00	40,00
Üh 31C	1	0,00	7	6,60	6,60	8	6,60	21	33,40	26,80	1	0,00	21	33,40	33,40
Üh 32A	1	0,00	4	5,25	5,25	5	5,25	19	50,04	44,79	1	0,00	19	50,04	50,04
Üh-32B	1	0,00	9	4,60	4,60	10	4,60	18	30,00	25,40	1	0,00	18	30,00	30,00
Üh-32C	1	0,00	3	2,60	2,60	4	2,60	11	32,55	29,95	1	0,00	11	32,55	32,55
Üh 32D	1	0,00	11,2	5,10	5,10	12	5,10	33	40,00	34,90	1	0,00	33	40,00	40,00
Üh 36						1	29,06	111,1	255,34	226,28	1	29,06	111,1	255,34	226,28
Üh-37	1	0,00	11	55,90	55,90	12	55,90	128	300,34	244,44	1	0,00	128	300,34	300,34
Mó-7A	1	0,00	4	5,00	5,00	5	5,00	24	50,04	45,04	1	0,00	24	50,04	50,04
Mó 7B	1	0,00	6	5,20	5,20	7	5,20	21	42,57	37,37	1	0,00	21	42,57	42,57
Mó 7C	1	0,00	5	5,77	5,77	6	5,77	17	34,01	28,24	1	0,00	17	34,01	34,01
Mó-7D	1	0,00	7	4,99	4,99	8	4,99	15	34,05	29,06	1	0,00	15	34,05	34,05
Összesen					287,00					2 605,65					2 892,65
K2	1	0,0	32	35,0	35,00	—	—	—	—	—	1	0,0	32	35,0	35,00
K3	1	0,0	21	18,5	18,50	—	—	—	—	—	1	0,0	21	18,5	18,50
K4	1	0,0	17	17,5	17,50	18	17,5	18	19,8	2,30	1	0,0	18	19,8	19,80
Összesen					71,00					2,30					73,30
Mindösszesen					358,00					2 607,95					2 965,95

Fedő = negyedidőszaki üledékek, fekü = alaphegységi képződmények.

tavétel helye, vizsgálat célja, vizsgálat típusa) mintavételi lapot vett fel.

Ezt követte a részletes földtani dokumentáció, ami a földtani adatbázis kitöltését jelentette PC-s adatbázis-beviteli felületen. Eközben további minták kijelölésére kerülhetett sor (mintavételi lapok kitöltésével).

Az ásott kutak dokumentálása ettől a dokumentálás helye és a vizsgálati anyag formája miatt részben eltért.

Az ásott kutak vizsgálatokor a dokumentálás a kútásás során a felszínre hozott és mélységzakaszonként (kb. 20 cm-enként) külön tárolt anyag alapján történt. A rétegsor viszont ugyanúgy a fúrásokhoz kidolgozott adatbázis-szerkezetbe vagy a mélyítés helyszínén kéziszámitógépekbe, vagy a Laboratóriumban közvetlenül a PC-adatbázisba került. A lyukfal fényképsorozata a lyukba való leereszkedések folyamán készült.

A mintavétel részben lent az ásott kút talpán (hidrogeológiai pF- és K-tényező-vizsgálatokra), részben a felszínre hozott anyagból (az összes többi vizsgálatra) történt (a K3 kútban függő talajvizet észleltünk, itt vízmintát is vettünk). A kutak dokumentációjáról és anyagvizsgálatáról jelentés készült, amely a harántolt képződmények földtani leírását, a rétegenkénti dokumentációt, a kútfalak fényképeit, a rajzos dokumentációt és az anyagvizsgálati eredmények összefoglaló táblázatait tartalmazza (GYALOG et al. 2003d).

Alaphegységi képződmények dokumentálása és mintázása

Az alaphegységi képződmények földtani-kőzettani dokumentálása is a fúrómag átnézésével kezdődött. Ennek során kijelöltük a réteghatárokat, és a magláda szélén számozással láttuk el az egyes rétegeket, majd elsődleges mintavételi helyeket jelöltünk ki a már ekkor szükségesnek tartott vizsgálatokra. Ezeket a fúrómagon és a magláda elválasztó léccén jelöltük meg (a rétegszámozáshoz hasonló rend szerint), hogy ezeket az adatokat a mag szkennelése során rögzítsük. Ezután elkészítettük minden magláda digitális fényképét, amelyen magláda sorszáma és a fúrás jele is szerepelt. Lehetőség szerint külön részletes felvételt készítettünk a mintázási helyekről is. A kijelölt mintákról mintavételi lapot vettünk fel.

A földtani leírás — a tulajdonképpeni földtani dokumentálás — a tektonikai leírás és a magszkennelés után következett. A leírás tartalmát az adatlapok határozták meg, szükség esetén az adatlapokhoz szöveges kiegészítést fűztünk. A földtani leírásban 15 geológus vett részt, a fedőüledéket, az erősen murvásodott és a kemény gránittestet más-más leíró dolgozta fel, így szinte mindegyik fúrási rétegsor több leíró munkája.

Eközben további mintákat jelöltünk ki (helyüket szintén megjelöltük a magládán). Amennyiben a maganyag állapota

lehetővé tette, kiegészítő tektonikai megfigyelésekre is sor került. A leírás a fúrási tevékenység során mindvégig lépést tartott a fúrások előrehaladásával.

A kapcsolatot a tektonikai adatbázissal a rétegsorszám szolgálja. Az adatfájlokból adatbázist építettünk fel. Az adatbázis rekordjainak száma 1789 db, megegyezik a rétegek számával.

Valamennyi fúrásról és fúrás párról (pl. Üh-27 — GYALOG, ZSÁMBOK 2003, Üh-25 és Üh-25A — GYALOG et al. 2003a), illetve fúrás csoportról (pl. Üh-31 — GYALOG et al. 2003c) önálló földtani jelentés készült, azonos szerkezetben. Ezekben az általános adatok után megadtuk a fúrás részletes földtani leírását, valódi mélységgel, mellékeljük a fúrómagok fényképeit a magládákról készült fényképsorozatként, a fúrás részletes rajzos földtani rétegsorát 1:100 méretarányban, végezetül összefoglalást adtunk az anyagvizsgálatokról, az elkészült anyagvizsgálati eredményeket táblázatokban összesítettük.

Rétegsorszervény generálása adatbázisból

A kutatás során lemélyített fúrások és ásott kutak legfontosabb földtani adatait 1:100 méretarányú rétegsorszervények ábrázolják. A méretarány miatt hosszú csíkként megjelenő ábrákat a nyomtatásban A/4-es oldalakra tördeltük, és az egyes lapok között átfedési sávot alakítottunk ki. A megjelenített tematikák szerint három különböző felépítésű ábra készült (1. ábra):

- az ásott kutakról,
- a fúrások fedőüledékeiről,
- a fúrások alaphegységi kőzeteiről.

A részletes fúrási adatokat adatbázis tartalmazza. Az ábrázoláshoz nagy mennyiségű adatot válogattunk le és dolgoztunk fel. A három ábratípusnál sok hasonló adatot kellett hasonló módon ábrázolnunk, ami kiváló lehetőséget teremtett automatizmusok felépítésére. Ennek megfelelően a rétegsort és a kiegészítő adatokat nem manuálisan jelenítettük meg, hanem az ábraanyagot az adatbázisból generáltuk. Ehhez a feladatra szabott célszoftvert készítettünk Visual Basic felületen.

A szoftver két relációs táblát kezel. Az egyik a részletes földtani adatbázisból leválogatott földtani, a másik pedig az ábratípusra jellemző grafikus információt tartalmazza. A három ábratípus grafikai felépítését — például a méretezést, tipográfiát, a szöveg elforgatásának szögét vagy a képződmények színét — természetesen előre rögzítettük, de ezek a tulajdonságok szükség esetén tetszőlegesen és egyszerűen változtathatók, így az ábra grafikus megjelenése az adatbázisból vezérelhető. Az egyes képződményeket a szín- és kőzetjel együttese azonosítja. A kőzetjelek esetében olyan standard rendszert alakítottunk ki, amelyben az alapjelek kombinációjával bármely képződmény jele létrehozható. A kőzetnév és a jel viszonya kölcsönösen egyértelmű. A kőzetjelek rendszere a felépítéséből adódóan nyitott, tetszőlegesen bővíthető.

Az automatikus feldolgozás előfeltétele a tematikus adatok egységessége. Az adatellenőrzést és a hibák feltárását

egyszerű szűréssel oldottuk meg. Az esetleges manuális javítás után a szoftver a földtani adatbázisból kiolvassa a tematikus adatot, majd a megfelelő reláció alkalmazásával hozzárendeli a különböző grafikus információkat. Elvégez bizonyos összehasonlításokat és számításokat: ha például az egymást követő rétegek adott földtani tulajdonsága azonos, akkor összevonja azokat, vagy meghatározza az ábrára kerülő szöveges információ pozícióját — ásott kutak esetén pl. a talajszintet és a kort; az alaphegységi kőzeteket bemutató szakaszokon pedig a bontás-mállás, a repedezettség, a törés/m és a palásság bemutatására szalagdiagramot generál.

A szoftver futtatásával egy olyan parancsfájl keletkezik, amely tartalmazza az adott ábra generálásához szükséges grafikus információt, és a MicroStation számára értelmezhető. A parancsfájlt a MicroStationbe beolvasva egy megfelelően strukturált állományban megkapjuk a kész ábrát. Ezután az ellenőrzésen kívül csak kisebb mértékű kartografálási munka — az állandó elemek (fejléc, vonalzó) beépítése — szükséges. A nyomtatásra való előkészítés, vagyis az ábrák A/4-es oldalakra tördelése csak látszólagosan szabdalja fel a rétegsort, vagyis, noha A4 méretű ábrákat nyomtatunk, a háttérben a rétegsor egy egységként marad meg.

Az automatizmus biztosítja az ábrák egységességét, és csökkenti a hibalehetőséget. A feldolgozási módszer előnye, hogy a nagymennyiségű adat ellenére az ábrák egyszerűen és gyorsan generálhatók, és a rendszerbe a később feldolgozott fúrások adatai is beépíthetők.

Tektonikai dokumentálás

A tektonikai dokumentálás szoros kapcsolatban van a fúrómagok szkennelésével. A szkenneléshez ép, lehetőleg eredeti helyzetükbe összerakott magok szükségesek. Ezért a tektonikai dokumentálás mindig kissé megelőzte a szkennelést, mivel azt részben elő is készítette, és mindkettőhöz még ép, bolygatatlan maganyag szükséges. A földtani dokumentálás, amely részben a maganyag roncsolásával is jár, csak ez után következett.

A tektonikai leírás során összeállítottuk szkenneléshez a maganyagot, ahol a mag állapota (töredezettsége) ezt lehetővé tette. A törések mentén szétesett magdarabokat már a magládában megpróbáltuk összeállítani (szükség esetén gumigyűrűvel rögzítettük egymáshoz őket), egyúttal ellenőriztük a magok helyzetének helyességét. A dokumentáció első döntése, hogy az adott magszakasz szkennelhető-e vagy sem. Az ezt követő adatrögzítés módja eltérő.

Nem szkennelhetők azok a magszakaszok, amelyek vagy olyan apróra összetörtek, hogy nem lehet őket hengeres maggá összeállítani, vagy a fúrás következtében olyan mérvű mechanikai koptatódást szenvedtek, amelynek következtében jelentős részük hiányzik, vagy az alakjuk nem teszi lehetővé a szkennelést. Ebben az esetben a dokumentáció szegényesebb lett, de adattartalma megegyezett a szkennelt szakaszokéval, és ugyanabba az adatbázisba

került. Természetesen ezek az adatok a későbbiek során sem váltak orientált adatokká, ezért ezeket elsősorban a különböző jelenségek gyakorisági vizsgálatánál használtuk fel. Az egyes objektumok mélységét ebben az esetben is a tikettáktól mér-tük. Jellemeztük az összetörtség mértékét, a szakasz átlagos kitöltésanyagát, a szerkezeti igénybevétel fajtáját. A legtöbb esetben ehhez kapcsolódott az úgynevezett töréses övek jellemzése is. Ezek a fúrásokban egyfajta zónaként értelmezhetők, amelyben a töréses igénybevétel nagymértékű, és ahol sok, genetikailag nyilvánvalóan összetartozó síkokra, összetört szakaszokra bomló törészónával van dolgunk. Az ilyen zónák jellemzése komplex geológiai–geofizikai folyamat, ezért e zónákat egyrészt a tektonikai dokumentáció egyes mezőivel, másrészt szövegesen jellemeztük. A tektonikai dokumentációról fúrásenként (pl. Üh–25 — MAROS et al. 2003a), illetve fúrás csoportonként (pl. Üh–31 fúrás csoport — MAROS et al. 2003b) készítettünk jelentést.

Magszkennelés

A kutatás keretében a 2002–2003. évi fúrások alaphegységi szakaszain a magmintáknak mintegy 80%-a volt szkennelhető.

A magszkennelést az ImaGeo magszkennelvel végeztük. Ezzel a saját fejlesztésű eszközzel (MAROS, PÁSZTOR 2001) összeállítható darabokból álló, hengeres fúrómagok palástját lehet optikailag rögzíteni, közel 400 DPI felbontással, amely a 0,07 mm nagyságú ásványszemcséket is jól elkülöníthetővé teszi. A szkennelt kép fájlneve a szkennelt szakasznak a tiketták alapján megadott mélysége volt. A képfájlból azonosítókat is rögzítettünk, amelyek meghatározzák a mag tetejének mélységét, a maghoz rögzített koordináta-rendszer „észak” palástalkotóját, a fúrás azonosítóit. Az elkészült raszteres információt tartalmazó képeken nagyrésztességű kiértékelést végeztünk a szintén saját fejlesztésű szoftverek segítségével (MAROS, PALOTÁS 2000). Az értékelést megkönnyítette, hogy az adott fúrómagszakaszt teljes terjedelmében, egy időben láthatjuk, mivel a magszkennel annak kiterített palástképét jeleníti meg.

Megfigyeléseinket az időjárás hatásai nem befolyásolták, és a fizikai megterhelés által okozott dekoncentráció is elkerülhető volt. Ezért a dokumentáció információ-tartalma homogén. Az értékelés számítógépen történt, amelyet a magládák mellett helyeztünk el, fő szoftvermodulja a CoreDump szoftver. Ennek segítségével a raszteres képeken vektoros objektumokat értelmeztünk, amelyek két ponttal definiált vektorok, három ponttal meghatározott síkok, sok pont által leírt sokszögek vagy síkok által közrezárt zónák lehetnek. Ezeket az objektumokat testre — kőzetre — szabható, rugalmas adatbázisba szerveztük, amely alapvetően két tulajdonságszinttel jellemzi az objektumokat: egy elsődleges tulajdonsággal (amely a „mi ez” kérdésre felel, pl. összeforrt törés) és másodlagos tulajdonságokkal (amely a „milyen ez a valami” kérdésre felel, pl. az adott repedéskitöltés anyaga, vastagsága, alakja, egyéb objektumokhoz

való geometriai viszonya, az észlelés megbízhatósága stb.). Mivel a tulajdonságok korlátlanul bővíthetők, és egyazon objektumhoz korlátlan számú másodlagos tulajdonság rendelhető, ezért a két szint elegendő a geológiai objektumok részletes jellemzésére. Az értékelés közben természetesen a kőzetet hagyományosan (tapintással, savazással, lupéval) is vizsgáltuk. Ezáltal a beviteli mezőkben olyan tulajdonságokat is meg tudunk adni, amelyek a palástképről nem ismerhetők meg (pl. vetőkarc a törés felületén, nyílt törések felületének érdessége, fúróiszap behatolása a törésfelületre stb.). Az értékelés részletességét a rendelkezésre álló dokumentációs idő függvényében több lépcsőre bontottuk, a terepi (a terepi laboratóriumban történő) dokumentációt még részletesebb irodai kiegészítés tette teljesebbé. Ennek keretében nemcsak az objektumok helyét és elsődleges tulajdonságait rögzítettük, hanem másodlagos tulajdonságaikat és több objektum egymáshoz való viszonyát is (töréspár, párhuzamos, fonódó, megálló törések stb.).

A vektoros adatbázis értékelt elemeit a fúrólyukban mért akusztikus lyukfal-televízió orientált, képként megjelenített adattömegével (SZONGOTH et al. 2003) vetettük össze, és az egyező törések alapján a szkennelt képek objektumait a lyukfal-televíziós képpel fedésbe forgattuk. Így az egész szkennelt adattömeg visszanyerte eredeti pozícióját, és orientációja a valóságnak megfelelő lett, ami a fúrások alapján történő értelmezés új lehetőségeit teremtette meg. Amennyiben a számítógépek tároló-kapacitása megtelt, de legalább kétnaponta, az adatokat és a szkennelt képeket archiváltuk. A szkennelésre alkalmas szakaszok dokumentálásának menetét a 2. táblázat mutatja be.

A fúrási és tektonikai adatok adatbázisba vitele

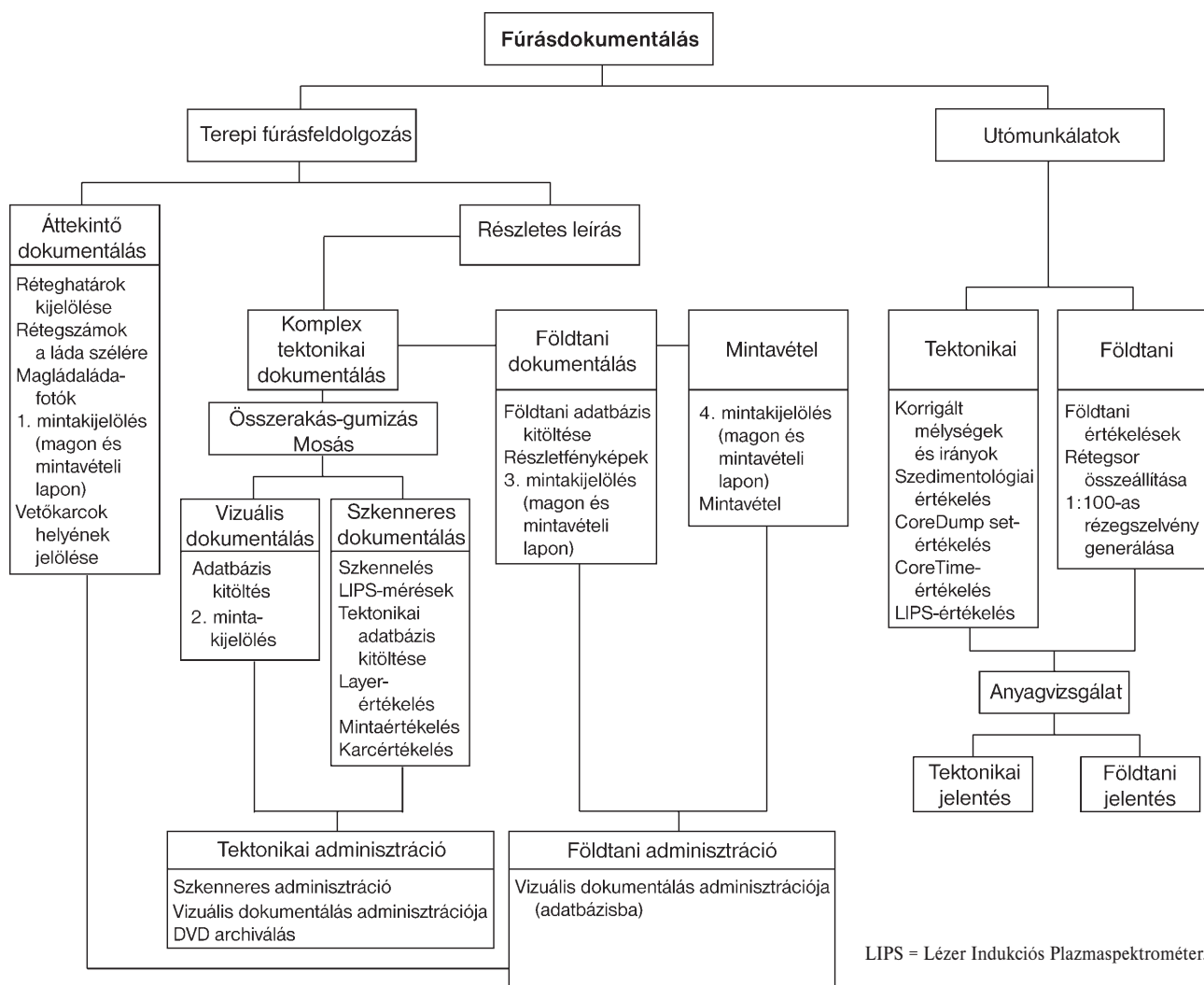
A bátaapáti (üveghutai) kutatás keretében a fúrómagok földtani, valamint a tektonikai leírását HP Jornada kézisámítógépek segítségével végeztük. A cél az volt, hogy mobil eszközökkel rögtön olyan digitális állományok keletkezzenek, amelyek:

- gyorsan és egyszerűen adatbázisba tölthetők,
 - lehetőleg előre rögzített listákon alapuló elemeket tartalmaznak (gépelési hibák kiszűrése),
 - azonos szerkezetűek.
- A külső cég által fejlesztett célszoftver két modulból áll:
- a Jornadán futó adatbetöltő modul,
 - egy nagy teljesítményű PC-n (munkaállomáson) működő adatfeltöltő-szerkesztő modul.

A szoftver alapját az XML fájlformátum képezi (l. www.xmlinfo.hu):

„Az XML, vagyis eXtensible Markup Language: bővíthető jelölő nyelv. Ez a World Wide Web Consortium XML 1.0 ajánlása, amely egy olyan szintakszist ad meg, amelyet betartva különböző (definiált parancskészletű) jelölő nyelvek hozhatóak létre. Éppen ezért szokták meta-nyelvnek, nyelvleíró nyelvnek is nevezni. Egy XML-dokumentum elemekből áll, amelyek neve (*szókincs*), egymáshoz való kapcsolata és

2. táblázat. A fúrások dokumentálásának menete (szkennelésre alkalmas szakaszok esetén)



tartalma szabályokkal rögzíthető (*nyelvtan*). Az XML-specifikáció megad egy szintakszist mind az XML-dokumentumokra — vagyis az elemek jelölésére —, mind a szabályok leírására. A megadott szintaktikai szabályok betartásával bárki saját nyelvet (*dokumentum-típust*) készíthet, s azt a megfelelő XML-konform eszközzel ellenőrizheti, feldolgozhatja. A nyelvten és a szókincs megadása nem kötelező. A dokumentum a fentiek alapján:

— bővíthető (*eXtensible*), mert saját elemeket lehet deklarálni;

— jelölő (*Markup*), mert az elemek — egy megadott módon — jelöléssel különböztethetők meg egymástól;

— nyelv (*Language*), mert rögzíthető a szókincs és a szabály.”

Szoftverfejlesztőink egy olyan egyedi, az XML fájlformátumnak megfelelő szerkezetű fájl típust hoztak létre, amely rugalmasan igazítható volt a kutatás — esetleg menet közben változó — igényeihez.

A rendszer alapja a template fájl, amelyet az adott feladat szükségéi szerint informatikus szakember állított elő. Ez az üres XML fájl funkcióját tekintve leginkább egy kitöltetlen

űrlaphoz hasonlítható, amelyet a geológusnak ki kellett tölteni. Az űrlap természeténél fogva magában hordozza a különböző adattípusok formátumát (szöveg, szám, dátum stb.), valamint a bevitel módját (folyószóveg, cella kitöltése, fejléc, lista, pipajel stb.).

Mivel a betöltendő adatok a hierarchia különböző fokán álltak, ezért a programban ún. „fa struktúrák” beviteli mezőt alkalmaztunk (2. ábra). Ennek megfelelően a megjelenítés szempontjából kétféle adattípus létezhet:

— *tree* (fa): a lenyitható rész (mint a Windowsban a könyvtárak),

— *leaf* (levél): maga az érték hordozó (mint a Windowsban a fájlok).

A *leaf*ek különböző típusúak lehetnek, amelyek az adatbázisban előforduló típusoknak felelnek meg. Az adatbevitel módja típusonként különbözik:

— *number* (szám): csak számot lehet begépelni,

— *text* (szöveg): szabadon lehet szöveget begépelni,

— *date* (dátum): csak dátumot lehet bevinni,

— *counter* (számláló): automatikus számláló (pl. folyamatos rétegleírásnál hányadik réteg),

— enum (lista): listából lehet választani (amely bővíthető).

A 3. táblázat és a 3. ábra a *tree* és *leaf* adattípusokhoz tartozó különböző állítható paraméterek magyarázatát tartalmazza.

3. táblázat. A *tree* és *leaf* adattípusokhoz tartozó, állítható paraméterek magyarázata

Paraméter	Adattípus	Magyarázat
name	<i>tree, leaf</i>	a kérdéses érték (adat) elnevezése a programban
tblname	<i>tree</i>	az adott fá „alatti” tartalmat a céladatbázisban melyik táblába töltse a program
allowed	<i>tree</i>	igen/nem kapcsoló, mellyel több, azonos szinten álló fá közül lehet a szükségést kiválasztani
dbname	<i>leaf</i>	a céladatbázis táblájában melyik mezőbe töltse az adatot a program
e1, e2, e3, ..., ex	<i>leaf (enum)</i>	a lista típusú levél elemei
filename	<i>leaf</i>	az xml fájl neve automatikusan rakódik össze azokból az adatokból, ahol szerepel a <i>filename</i> paraméter (dokumentálási rendszerünkben a „Fúrás jele” és a „Réteg sorszám” levelek adott értékei adják).
minvalue, maxvalue	<i>leaf (number)</i>	számítás esetében a megadható minimum- és maximumérték
value	<i>leaf</i>	a geológus által beírt a céladatbázisba betöltött – adat

Az adatok előállításának és adatbázisba töltésének menete az alábbi:

— az informatikus előállítja az üres template (űrlap) fájlt (a fájl tartalmilag megfelel a geológusok elvárásainak, szerkezetileg pedig alkalmas a későbbi informatikai feldolgozásra),

— a geológus rétegenként leírja a fúrómagot a Jornada kézisámítógépen futó szoftverbe,

— a kézisámítógépen keletkezett fájlokat a munkaállomáson levő szoftverrel az informatikus az adatbázisba tölti,

— a geológus ellenőrzi az adatbázis adatait.

Kutatóárkok dokumentálása

Bátaapátiban 2002-ben két kutatóárcot hajtottunk ki, az A1 árcot az Éva-völgyében és az A2 árcot a Mészkemence-völgyben. Ezek nagyjából a meredek völgy talpán, kézi módszerrel végzett, 1,5-2 m magas árokoldal-letakarítások, kisebbrészt — vastagabb negyedidőszaki fedő esetén — 80–100 cm széles, hegyfelőli oldalainak max. 2 m magas árcok voltak.

A dokumentálást megnehezítette az a szakhatósági előírás, amely szerint egyidejűleg maximum 100 m árok lehet nyitva, és az árokból kitermelt kőzetanyagot ideiglenesen is csak a felszíntől elkülönítve (fóliára rakva) lehet tárol-

ni (4. ábra). Így nem volt lehetséges az egymástól távolabbi jelenségek összehasonlítása, amennyiben a későbbi észleléskor a korábbi észlelés már be volt temetve.

A digitális dokumentáció követelményei a dokumentálás során alakultak ki. A kutatóárkok digitális dokumentációjához kialakított terepi rendszerünkben a dokumentálás első elemeként a jelölő (marker) pontok kitűzése, a szintjelző zsinór elhelyezése biztosította a földtani alpdokumentáció helyhez köthetőségét. A rendszer lehetővé tette, hogy milliméterpapírra készítendő árokdokumentáció helyett a legtöbb esetben a dokumentálás tényleges alapja digitális fényképek közel mérethelyes, 1:50 (egyes esetekben 1:25) méretarányú színes fotómontázs lett (csak amikor egyes árkok keskeny volta miatt nem volt hely megfelelő fényképek elkészítésére, végeztünk milliméterpapír alapú dokumentálást). Az elvégzett előkészítő, terepi és kamerális munka eredményeként a digitálisan előkészített kiértékelést (video- és fényképfelvételek, térképek, szelvények stb.) egységesen kezelő, interaktív multimédiás rendszerben (CD lemezek) tettük megjeleníthetővé.

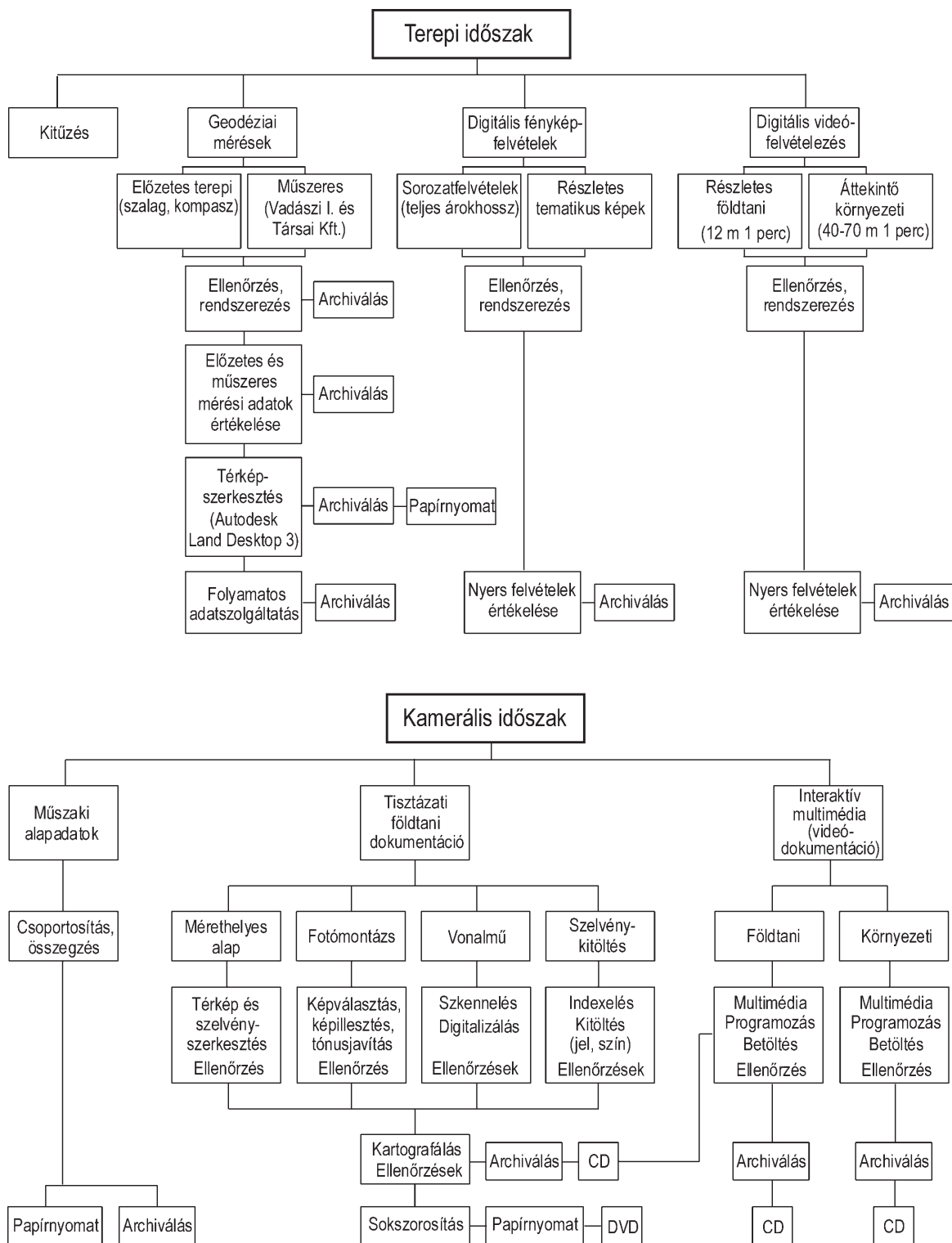
A terepi időszak munkái

A terepi dokumentálás előkészítése a markerpontok kitűzését, előzetes és műszeres bemérését, a digitális fénykép- és videofelvételek elkészítését foglalta magában (4. táblázat). Az árokdokumentáció alapja a feltárás képének pontos helyhez kötése. Ezt az árkok falában egymástól max. 2-3 m távolságra elhelyezett, ún. markerpontok szolgálták. A Silverline típusú libellás lézerszintezővel vízszintesen elhelyezett markerpontok segítségével egyben olyan viszonyító szintet is telepítettünk az árkokban, amely a törések és a földtani információ helyhez köthetőségét is megoldotta, valamint lehetővé tette a fotómontázs dokumentációs alapként való alkalmazását.

A markerpontok rögzítéséhez kampószögeket, illetve — kemény kőzetekben — beverhető hilti betonszögeket használtunk. Talajban, illetve puha kőzetekben fatipliket alkalmaztunk a jelzőpontok telepítésére. A Silverline lézerszintezővel egyszerűen, figyelmes munkavégzés esetén 1 centiméteren belüli eltérésekkel lehetett dolgozni. A pontok között fehér színű, vékony műanyag bálakötöző zsinórt alkalmaztunk. A markerpontok jelölésére először vékony alumíniumlemezt használtunk, amely időjárásállósága ellenére több hátránnyal járt. Túl kicsi és túlságosan fényes volt. A felvételeken betükröződött, de ha nem, akkor sem lehetett elolvasni a jelölést. Ezért az A1 jelű árok utolsó szakaszától (a 152 jelű markertől) kezdve nagy (10×10 cm-es), fehér műanyag etikett-táblákat használtunk. A markerpontok közötti 2 méternél nagyobb távolság a nagylátószöggel készített fényképek illesztésekor nehézséget okozott, ezért igyekeztünk az esetleges hosszabb szakaszokat közepes gyújtótávolságú állásban, távolabbról fényképezni, amennyiben a terepi helyigény ezt lehetővé tette. Az ilyen felvételek adták a legkevésbé deformált alpanyagot.

A kitűzéssel egyidejűleg mérőszalaggal lemértük a markerpontok közötti távolságot, Freibergi-kompasszal a pon-

4. táblázat. Az árokdokumentálás terepi és kamerális időszakának munkái



tok közötti szakaszok irányát, továbbá minden pontnál a fal dőlését és magasságát. Az adatokat táblázatos formában rögzítettük.

Valamennyi elhelyezett markerpontot a kivitelezéstől függően, szakaszonként a Vadászi Imre és Társa Kft. geodéziailag bemérte, ha egy-egy százméteres kihajtás kitzűzése elkészült, illetve ha valamilyen okból ellenőrző mérések

vagy pluszmérések kellettek. A geodéziai munkák során is felmerült, hogy hasznos, ha a betemetett szakasz utolsó 1-2 markerpontját nem szedik ki, mert ellenőrző visszaméréseket lehet rájuk végezni.

A *videó-felvételezés* során a részletes képeket 3 méterenként vettük fel, a távolabbi felvételek a terepviszonyoktól függően 30-50 m bemutatását teszik lehetővé. Az archi-

válási célzatú felvételezést folyamatos pásztázással végeztük. Feladatunk volt az idősoros (kihajtás előtti, közbeni és utáni) felvételek elkészítése. A részletes felvételeken kívül, minden egyes említett időszakaszban áttekintő videofelvételek is készültek. A munka pontos technológiája a műszaki tartalom rögzítése után alakult ki. Műszakilag a kivitelezés Panasonic NV-DA1 mini DV kamerával történt. Nehezítő körülmény volt a páratartalom extrém ingadozása, illetve az általában csekély megvilágítás nehezen észlelhető, de igen jelentős fluktuációja.

A digitális fényképek készítése során az alábbi hibalehetőségek adódtak:

— Életlen kép (keletkezése: az automatika olyan hosszú expozíciós időt állít be, hogy a kézremegés észlelhető, vagy oly csekély a megvilágítás, hogy azt az automatika nem tudja kiegyensúlyozni). Ezt kiküszöbölendő, egyaránt állványról fényképeztünk.

— Fénybeszűrődések. Ezzel szemben a fotós szinte tehetetlen. A teljesen rapszodikus fénybeszűrődések már viszonylag kis előfordulásuk esetén is élvezhetetlenné vagy használhatatlanná tették a felvételt. Ilyenkor a megvilágítási eltérések miatti kontrasztkülönbség sokszor lényegesen meghaladta a feltárás földtani változékonyságából fakadó eltéréseket. Ilyen esetekben a megoldás a fényképezés megismétlése volt kedvezőbb fényviszonyok között.

Minden egyes árokszaksaszt legalább egyszer lefényképeztünk, a felvételek legalább 50%-os átfedésekkel készültek. A tisztázati dokumentáció elkészítése során ennek rendkívüli jelentősége lett, mert több ízben még a dokumentáló geológus által fényképezett szakaszokon is csak a tartalékban meglévő fényképekből tudtunk folyamatos fotómontázst készíteni. A markerpontok közötti távolság az alkalmazott fényképezőgépek (Nikon COOLPix995, HP735), illetve a helyi terepviszonyok esetében nem lehetett több 2-2,5 méternél, nagyobb távolságoknál a képillesztésekhez sokszoros időre volt szükség. A fentiekben ismertetett sorozatfelvételeken kívül az árokjelentésekhez tematikus részletfényképek is készültek.

A terepi földtani-tektonikai dokumentálás az előkészített fotómontázson, illetve ha ezt nem lehetett megfelelő módon elkészíteni, milliméterpapíron történt. A kinyomtatott — CorelDraw9 programcsomaggal 12 méteres szakaszokra előállított, csak megközelítőleg mérethelyes — fotómontázsokat nagyobbrészt a dokumentáló geológusok, kisebbrészt a Kömlödi Korrekt Kft. szakemberei szerkesztették.

A dokumentálás során bejelöltük a jól látható töréseket, ezek helyét és irányát a fotómontázsokon nem kellett bemérni, csak meg kellett rajtuk keresni és bejelölni. A csapás- és dőlésértékeket a törés bejelölése mellé vagy alá írtuk. Külön figyelmet fordítottunk a vetőkarcok megfigyelésére és értékük rögzítésére. A közzétípusokat először ideiglenes, majd — egyeztetések után — egységesített szimbólumokkal jelöltük. Az alacsonyabb rendű törések és litoklázisok dőlését és csapását szakaszonként mértük végig, de nem ábrázoltuk a rajzos anyagon, csak statisztikai kiértékeléshez használtuk fel. A képződmények egyszerűsített jellemzését

a fotómontázsok alá írtuk, ezeket a közzétípusok elkülönítéséhez, az önálló jelkulcsi egységek kialakításához használtuk fel.

A tektonikai térképsorozat felvétele a faldokumentáció elkészülte után, részben annak felhasználásával történt. A dokumentáció alapja a geodéziailag bemért markerpontok felülnézeti térképe volt, 1:50 méretarányban. Erre került a fő tektonikai elemek felülnézeti képe, amely ezeknek térképi ábrázolását tette lehetővé. Így érthetőbbé váltak az egyes törések, és azokat csoportokba, zónákba tudtuk gyűjteni.

A tektonikai dokumentálást két fő téma keretében végeztük. Egyrészt a geológusok a dokumentált szakaszokon táblázatos formában, előre definiált rend szerint mérték a jelentősebbnek ítélt tektonikai elemeket, vetőket, töréses öveket, palásságot, vetőkarcot, litoklázisokat, valamint a töréssűrűség változásait követve törésmintákat vettek a különböző töredezettségű szakaszokból. Ez azt jelentette, hogy az adott, kb. 10 méteres szakaszon minden litoklázist lemérték. A másik fő feladat egy 1:50 méretarányú tektonikai térkép elkészítése volt. Ez a térkép a jelentősebb és főképp az összeköthető szerkezeti elemek ábrázolását tűzte ki célul. Mértük a milonitos szakaszokat, a palásságot, a palásság intenzitását, a különböző típusú töréses öveket, a vetőkarcokat és az egyedi töréseket. Az egyes elemeket a markervonal síkjába függőlegesen vetítve ábrázoltuk. A mérések felszerkesztése után az összetartozó, követhető elemeket összekötöttük, a jelenségeket tipizáltuk. A tektonikai jelenségek 1:50 méretarányú, különböző színekkel megjelenített térképét kiegészítettük az adott szakaszokon észlelt litoklázisok sztereogram alapú eloszlásaival mind a főbb, mind az összes litoklázis alapján. A vetőkarcadatokat bevontuk a paleo-feszültségterek értékelésébe, a milonit- és palássági adatokat a palássági pászták kijelölésébe, a töréses öveket a fúrások és árok alapján szerkesztett telephelyi törésmodell készítésébe. A térképhez szerkezetföldtani magyarázó készült, amely beépült az árok földtani dokumentációjába.

Az előzetes adatfeldolgozás a gyűjtött adatok folyamatos ellenőrzését-rendszerezését, szelvény-, illetve térkép-szerkesztést, folyamatos adatszolgáltatást és a munka koordinációját foglalta magában. A terepi mérési adatokat minden esetben összevetettük a geodéziai adatokkal, kétséges esetekben a digitális fényképekkel is. Ellenőrizetlen adat nem került a nyilvántartásba. Terepi jegyzeteink és fényképeink segítségével a geodéziai mérési adatokat árok-szelvény és térképszerkesztés közben is ellenőriztük. Gyakorlatilag folyamatos ellenőrzés folyt az árokhosszat illetően is, mivel a terepi mérésekre alapuló terepi nyilvántartás minden geodéziai mérés után valamelyest módosult.

A terepi munkavégzéssel egyidejűleg minden adatot (terepi mérések, geodéziai mérések, digitális fényképek) rendszerezve, elektronikus formában, digitális állományokban rögzítettünk. A digitális fényképek JPG, tehát tömörített formátumban készültek, a többi adatot általában Excel állományokban tároltuk. Az ároktérképekről leolvasott — geodéziai méréseken alapuló — végleges markerpont-távolságokat és szakaszirányokat is Excel táblázatokba vittük be.

Többlépcsős ellenőrzést (lépcsőnként külön verziószámokkal) végeztünk, így a javítások minden lépcsője visszakereshető volt. Munkaközi archiválási célból rendszeresen CD-re írtuk az elkészült adatállományokat, illetve több számítógép merevlemezére átmásoltuk a munkavégzéshez alapvetően alkalmazott RACK-ról (hordozható merevlemezről).

Autodesk Land Desktop 3 program segítségével a geodéziai mérések adataiból gyakorlatilag azonnal térbeli térképet szerkesztettünk, amelyet DWG állományokban kezeltünk.

A geodéziai mérések után két napon belül elkészültek a koordináták listái. Szinte még aznap a térkép és a koordinátákból leolvasható pontos adatok is rendelkezésre álltak. Naprakészen rögzítettük a markerpontok koordinátáit, az árok geodéziai méréseken alapuló hosszát, valamint a terepi mérések eredményeit is. Így bármikor lehetséges volt a naprakész adatszolgáltatás valamennyi, az árokdokumentálást érintő adatról (kitűzés helyzete, előforduló problémák, terepi mérési adatok, markerpontok közötti távolságok, árokhossz, kihajtási nyilvántartás, markerpontok koordinátái).

A kamerális időszak munkái

A kamerális időszakban előállítottuk a szükséges műszaki dokumentációt, elkészítettük a tisztázati földtani dokumentációt és interaktív multimédia adathordozókon az integrált értékelést (4. táblázat).

Műszaki alapadatok

A terepi időszakot követően az alábbi műszaki dokumentációt állítottuk össze:

- az A1 és A2 árok markerpontjainak koordinátajegyzéke Egységes Országos Vetületi rendszerben;

- az A1 és A2 árok háromdimenziós térképe (számítógépes állományban) Autodesk Land Desktop3 szoftverrel, .dwg kiterjesztésű állományban;

- az A1 és A2 árok markerpontjai közötti végleges (geodéziai adatok alapján mért) távolságok és irányok (valamint ΔZ) jegyzéke áronként, kihajtási szakaszonként és összesítve;

- az A1 és A2 árok hosszának táblázata dokumentáló geológusok szerinti felbontásban napi és havi összesítéssel.

Tisztázati földtani-tektonikai dokumentáció

A tisztázati földtani dokumentáció elkészítése soklépcsős, interaktív munka, a terepi dokumentációt készítő geológusok és a Kömlödi Korrekt Kft. közötti munkaidényes, közös alkotó tevékenység volt. A következő fő szakaszokra bontható:

- mérethelyes alap megszerkesztése,
- mérethelyes fotómontázs elkészítése,
- jelmagyarázat összeállítása,
- végleges, deformációmentes vonalmű elkészítése,
- színezett, kitöltött földtani dokumentáció kialakítása,

- kartografálás,

- sokszorosítás.

A részletes tisztázati földtani dokumentáció digitális elkészítése gyakorlatilag 5 hónapig tartott. A mérethelyes alapot — a műszaki dokumentációt felhasználva — Autodesk Land Desktop3 program segítségével készítettük el. Ez a kutatóárkoknak az azonos árokoldalon folyamatosan kihajtott szakaszok szerint tagolt, mérethelyesen megszerkesztett, függőleges szelvényalapja, a szelvény váza. A tisztázati dokumentációban azt látjuk egyben, amit a természetben is.

A szelvényváz kielégített bizonyos előre egyeztetett alapvető kartografálási (megjelenítési) kritériumokat, amelyek közül a legfontosabbak a következők:

- vonalas méretarány zárja a szelvényeket, amelyeken a vertikális koordinátákat méterenként feliratoztuk;

- minden egyes markerpontot koordinátahelyesen szerkesztettünk meg, jelét és az árokkezdetétől mért távolságot az árok felett — egy függőleges irányvonallal felvezetve — tüntettük fel, és ugyancsak a szelvényalapon rögzítettük a pontok közötti szakaszok hosszát, valamint irányát.

A mérethelyes szelvényalapra illesztettük Autodesk Raster Design3 programmal a digitális fényképeket. A fotómontázst szükség szerint Helmert-transzformációval (eltolás, elforgatás, kicsinyítés-nagyítás lépésekkel) torzítva, egy-egy részt vágva, színeken, tónusokon módosítva raktuk össze. Mintegy 3000 db digitális fényképet dolgoztunk össze. Törekedtünk a dokumentáló geológus által készített nyers fényképek felhasználására, mivel a tisztázati földtani kép összerakása így a felvételi alappal jobban egyezett. A földtani dokumentáció elkészítéséhez a fenti módon elkészített szakaszokból 1:50 méretarányban papírra kinyomtattunk 1-1 példányt.

Az árokdokumentáció összeállításában a legalapvetőbb szakmai feladat a többszörös egyeztetésen kialakított integrált földtani ismerethordozó, a jelmagyarázat kialakítása, amelyben minden érintett szakember, tehát 9 fő vett részt.

A földtani alapidokumentációt készítő geológusok a megkapott fotómontázsra (illetve ráfektetett mérettartó fóliára) rajzolták össze a 12 méterenként tagolt terepi földtani felvételi anyagokat. Az így megrajzolt vonalművet beszkenneltük, majd vektorizáltuk, és a kívánt megjelenítési módnak megfelelően kartografáltuk. Ekkor szüntettük meg a mesterséges 12 méteres szakaszolást, helyette a tagolás alapja a természetes körülmények között egyben látható nyitott árokszakasz lett. A milliméterpapírra rajzolt dokumentációt egyből szkenneltük, és vektorizálás előtt Helmert-transzformációval illesztettük a markerpontokhoz.

A fenti módon, számítógépen elkészített vonalművet a szerkesztő és felvételező geológus több lépcsőben egyeztetette, ellenőrizte, javította, módosította. A földtani szelvény vonalművének véglegesítése után a szín- és jelkulcsi kitöltések következtek, természetesen legalább egy ellenőrzéssel.

Kartografálásban a végleges megjelenítés kialakítását értjük. Ennek legfontosabb jellemzője, hogy a végleges földtani szelvény kétfajta értékelést jelenít meg. A felső szelvénycsíkon a fotómontázs látszik, amelyre csak a vonal-

művet rajzoltuk rá, az alsó szelvénycsík — fényképek nélkül — a szín- és jelkitöltött „klasszikus” földtani szelvény.

A kartografálás nem egyszeri munka volt, hanem minden egyes munkaszakasz során lefolytatott egyeztetés, ellenőrzés közben alakult ki. A sokszorosítást megelőzően kinyomtattunk egy tisztázati sorozatot az ún. tisztázati ellenőrzés érdekében. Természetesen ezt az ellenőrzést is elég jelentős kartografálási változtatások követték.

A műszaki-földtani és digitális fotódokumentáció volumene 6,5 GB volt. A végleges tisztázati dokumentációt az eredeti 1:50 méretarányú dokumentum kicsinyítésével előállított 5. ábra szemlélteti.

Az árkok teljes dokumentációjában (GYALOG et al. 2003b) ismertettük az általános adatokon túl a képződmények földtani leírását, a minták anyagvizsgálatát. A dokumentáció függelékeiben megadtuk az árkok rétegsorrendjét az árok alján m-ben megadva a markerpontok koordinátáit, az árkok hegyfelőli oldalainak földtani szelvényét az eredeti fényképsorozaton, illetve külön színes folyamatos ábrán, az árkok felülnézeti térképét a tektonikai elemek térképi megjelenítésével, valamint az anyagvizsgálati eredményeket.

Interaktív multimédia (video-dokumentáció) készítése

A terepi videofelvételekről külön (szerkesztett, vágott, sorba rendezett, feliratozott) tisztázati digitális filmanyagot is készítettünk Pinneacle DVPlus szoftverrel.

A multimédiás programozás során a szerkesztett videonyersanyagból, a műszaki alapidokumentációból (térképek) és a tisztázati földtani dokumentáció digitális állományaiból alkottuk meg (multimédiás szakember segítségével) az interaktív földtani és környezeti állapotot rögzítő videodokumentációt. Ehhez több szoftvert (Adobe Illustrator 9, Autodesk AutoCAD200, Asymetrix ToolBook 6.0, Macromedia Flash 6.0) alkalmaztunk. A multimédiás CD-lemezek sorozatonként 13 GB nagyságú elektronikus adatállomány integrált feldolgozását tartalmazzák.

A földtani videodokumentációt bemutató interaktív CD-sorozatban létrehozott integrált értékelést a multimédiás rendszer képernyőjének bemutatásaként előállított 6. ábra szemlélteti.

A lejátszási környezet főbb jellemzői:

— A kutatóárok között kattintással az 1:10 000 méretarányú áttekintő térképen választhatunk.

— Ezután az adott árkon belül a szakasznévre kattintva választjuk ki a megtekinteni kívánt szakaszt (az éppen kiválasztott árokrész neve az egérnyíl alatt piros színűvé válik).

— A képernyőt egy függőleges és egy vízszintes vonallal 4 külön-külön változtatható méretű részre osztottuk. A bal felső ablakban játszható le a videó, a jobb felső ablakban látható az árok felülnézeti térképe, a bal alsó részben látható a tisztázati szelvény (amelyen opcionálisan bekapcsolhatók és egyenként tetszőlegesen nagyítással megtekinthetők a rész-

letfényképek). A jobb alsó rész téglalapjára a jelmagyarázat és a kilépés lehetősége került.

— A megnyitott szakasz térképén vagy szelvényén bármely pontra kattintva (mutatóujj megjelenése jelzi) a videofilm a kiválasztott pontra áll, és onnan tovább indítható.

— A videofilm lejátszása 1 perc alatt általában 12 m árokhosszat mutat be.

— A földtani szelvény és a felülnézeti térkép az ablakon belül is több módon nagyítható-kicsinyíthető.

— A grafikus ablakok kölcsönösen összehangoltak, nevezetesen a videolejátszás aktuális helyét a felülnézeti térképen kék pont, a szelvényen vékony kék vonal jelöli, ezek együtt mozognak a lejátszón bemutatott képpel.

— A földtani interaktív multimédiás CD-sorozat integrált megjelenítést ad, tetszőleges tematikus kiértékelést tesz lehetővé. Könnyed és hatékony lehetőséget teremt mintegy az információk közötti tallózásra, az információ tanulmányozására.

Környezeti video-dokumentáció

A környezeti videodokumentációt, a földtani videodokumentációhoz hasonlóan összefüggő interaktív CD-sorozatban mutattuk be. A lejátszási környezet főbb jellemzői:

— A kutatóárok közül kattintással az 1:10 000 méretarányú áttekintő térképen választhatunk.

— Az adott árkon belül a szakasznévre kattintva választjuk ki a megtekinteni kívánt kb. 40-60 méteres szakaszt.

— A kiválasztott szakaszrész kihajtás előtti, közbeni és utáni állapotát bemutató videofelvétel feliratokkal elkülönítve folyamatosan (nagyjából 1 perc időtartamban) lejátszódik.

Összefoglalás

A 2002–2003-ban végzett földtani kutatás során a földtani dokumentálásban, ezen belül a fúrások és az ásott kutak, valamint a kutatóárok földtani-tektonikai dokumentálásában alkalmazott új módszereink digitális adatrögzítés alkalmazásával lehetővé tették a kutatás területéről származó hatalmas mennyiségű földtani-tektonikai adat digitális megjelenítését, rendszerezését, adatbázisba szervezését. Ezen belül kézisámítógépekre kidolgozott külön programokkal megoldottuk a fúrási és tektonikai információ adatbázisba vitelét, illetve közvetlenül a számítógépes adatbázisba töltését. Ezután az adatbázist szűrésekkel, szölisták készítésével és egységesítésével tettük homogénné, adatbázisra épülő későbbi feladatok megoldására alkalmassá. Az árkok dokumentációjánál a fénykép alapú dokumentálás bevezetésével és a földtani tartalomnak a mérethelyes, abszolút magasságvonalakra illesztett megjelenítésével, akár csak az árkok felülnézeti térképének tektonikai értelmezésével, új megjelenítési formákat hoztunk létre.

Implementation and examination of mining and technical facilities at the Bábaapáti (Üveghuta) Site

LÁSZLÓ GYALOG¹, ISTVÁN SZEGŐ² and GYULA SZIEBERT³

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Golder Associates (Magyarország) Ltd., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

³Calamites Ltd., H-7630 Pécs, Tüskeréti út 2.

Key words: cuttings, excavations, exploration, gauging, geological methods, Hungary, Mórággy Block, South-eastern Transdanubia, trenching, wells

Abstract

Apart from boreholes, some mining and technical facilities were implemented during the ground-based geological explorations in 2002–2003. The mining facilities included trenches and dug wells, whereas the technical facilities involved gauging stations (overfalls).

Trenches provided the opportunity to extend geological and tectonic knowledge laterally as implemented along the bottom of the two valleys closest to the Site. (These valleys were eastward and westward of the Site, in the Éva Valley – Trench A1, and in the Mészkemence Valley – Trench A2, respectively, both of them approximately 750 m long.) Some fracture zones were also traced. Geophysical surveying and hand drilling provided help in selecting the best possible track. Trenches were excavated by using two methods: exposing walls and virtual trenches. These methods resulted in the creation of an outcrop of basement rocks at least 0.5 m high. Trench sections with lengths of 100 m have already been reclaimed during the excavation of their farther parts.

Dug wells were penetrated essentially for hydrogeological purposes in the overlying beds (for examining the three-phase zone). At the same time they facilitated the examination of the geological setting – including primarily palaeosols – thus increasing knowledge about the setting. Three dug wells were penetrated: the 35.0 m deep Well K2 near Borehole Üh-22 on the hilltop; below, in the hillside the 18.5 m deep Well K3; and in the hillside above Borehole Üh-30, the 19.8 m deep Dug Well K4. Their penetration was not at all easy but ended in success: achievement of the required or feasible depth, logging and sampling as well as reinforcement by well rings, were all accomplished.

Implementation of mining facilities was supported by partial technical supervision ensuring the application of appropriate excavation methods and the efficient recording of quantitative data as well.

The establishment of gauging stations (overfalls) facilitated a more accurate examination of the surface water budget. Altogether, some 9 overfalls were set up during the ground-based exploration in 2002–2003. Along with the previous 4 overfalls, they provided accurate knowledge on the surface water budget of the Site.

Introduction

Mining and technical facilities together with related activities, were *aimed* at getting support in acquiring knowledge about the geological, tectonic and hydrogeological setting of surface and near-surface objects. They had the *task* of ensuring the feasibility of observations on some surface or near-surface objects and to execute the required geological, tectonic and hydrogeological examinations. The implementation was performed by Calamites Ltd.

During the ground-based geological exploration in 2002–2003 the implemented mining facilities included 2 trenches and three dug wells with total lengths of 1500 m and 77.3 m, respectively. 9 overfalls were set up as technical

facilities (BALLA et al. 2003b). Simultaneously with their excavation, trenches were subjected to detailed geological-tectonic logging (with additional hydrogeological documentation). Geological and hydrogeological documentation was executed in dug wells. The structure of the rest of the report is as follows:

- excavation and examination of trenches,
- penetration and examination of dug wells,
- installation of gauging stations.

Golder Association (Hungary) Ltd. executed detailed technical supervision during the implementation of both the trenches and dug wells. During this period — when activity was taking place — this company supervised the quantity and quality of the work on a daily basis and recorded all

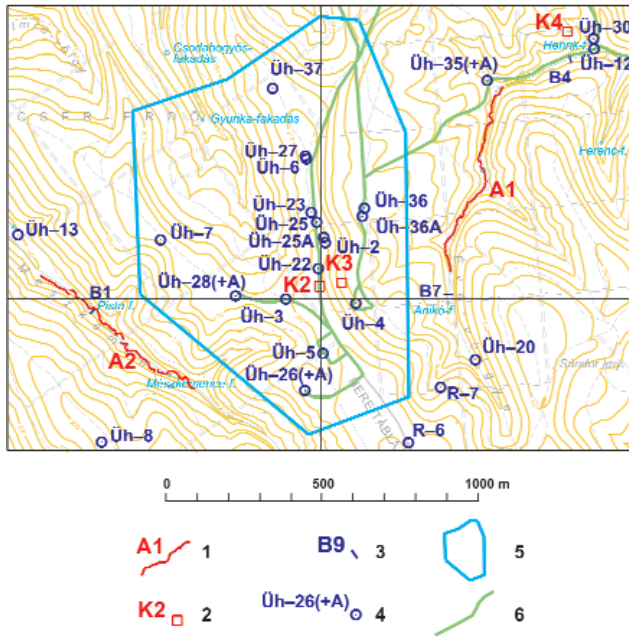


Figure 1. Mining facilities implemented in 2002–2003

1 – exploratory trench; 2 – dug well; 3 – overfall; 4 – borehole; 5 – site boundary; 6 – restored road

1. ábra. A 2002–2003-ban mélyített bányászati létesítmények helyszínrajza

1 – kutatóárok; 2 – ásott kút; 3 – bukó; 4 – fúrás; 5 – telephely határa; 6 – felújított út

events occurring at the objects. It is presented in the basic technical documentation of the trenches and dug wells (SZEGŐ et al. 2003a). As far as gauging stations (overfalls) are concerned, their installation was supervised by the Geological Institute of Hungary (MÁFI) and Bátatom Ltd. Figures 1 and 2 represent the layout of the mining and technical (overfalls) facilities, respectively.

Implementation of trenches and dug wells

The objective of the implementation and mapping of the trenches was to trace the fracture zone which passed through the lower part of Borehole Üh–2. The task was to ensure observations would be possible in the valleys crossing the presumed strike of the fracture zone as well as to support the execution of required geological, tectonic and hydrogeological investigations. The latter included the exposition of fracture zones in the granite and the determination of the parameters of the fractures (orientation, size, frequency and distribution). Trenches were excavated eastward and westward of the Site, in the Éva Valley – Trench A1, and in the Mész-kemence Valley – Trench A2. The orientation of both valleys suggests that they should cross at a comparatively steep angle the presumed fracture zone striking between NE(SW) and E(W) through Borehole Üh–2.

Starting from the bottom end of the valley the excavation of Trench A1 proceeded upwards along the valley in a

SSW direction (Figure 1). According to the preliminary design it may have recovered a fracture zone from the bottom (northern) end of the valley to its SSW end, passing through Borehole Üh–2 and striking between $49\text{--}229^\circ$ and $103\text{--}283^\circ$. The planned virtual length of the trench made up of the total length of the sections marked on the 1:10,000-scale map amounted to 570 m.

The main point in defining the orientation of Trench A2 was to ensure the recovery of the fracture zone in a certain overlap with the orientations revealed in Trench A1 in Éva Valley, even if the strike changed slightly. At the NW beginning and the SE end of the trench it may have recovered a $84\text{--}264^\circ$ and a $42\text{--}222^\circ$ striking fracture zone, respectively. It included the most probable strike interval — between $(70\text{--}87^\circ)$ and $(250\text{--}267^\circ)$ — of the fracture towards both trenches. The trench started 300 m from the NW mouth of the valley and it was stripped upwards along the valley in a SE direction with a total length of 620 m, made up of the total length of the sections marked on the 1:10,000-scale map.

Trenches were excavated mainly in the steeper, left wing of the valleys. Thus they followed the outcrops and provided the highest probability for recovering bedrocks.

Implementation of trenches

Contracted by the Calamites Ltd., trenches were implemented by the Légkalapács Deposit Company (DCo.) under the technical supervision of MÁFI. Implementation design was prepared by Mecsek Szénterv Ltd. Soil-mechanical expertise for determining the track and the implementation of the trench was furnished by the Anomália DCo. and the Trilobita DCo., respectively. Base maps and other surveying material were provided by Imre Vadászi and Partner Ltd.

To lay out the trace-line of the trenches the following factors had to be taken into consideration:

- granite should be near the surface (in the bedrock or under thin cover),
- large deforestation should be avoided,
- protected vegetation should not be damaged,
- implementation should be realised by comparatively simple methods,
- large-volume excavation should be avoided.

Since granite occurred extensively in the rubble, or it was frequently totally buried, the layout of the final trace needed some preliminary survey. For this purpose 1–3 m deep soil-mechanical boreholes were penetrated every 50 m through hand drilling. An additional three boreholes were penetrated in sections and at right angles to the planned trace line. These boreholes were in the spots where the primary drilling had not furnished enough information for trace definition. Moreover, a geoelectric survey was performed (VÉRTESY et al. 2004) in order to define the depth of the top of the granite body.

The research plan approved by the authorities included the following regulations of the Danube–Drava National

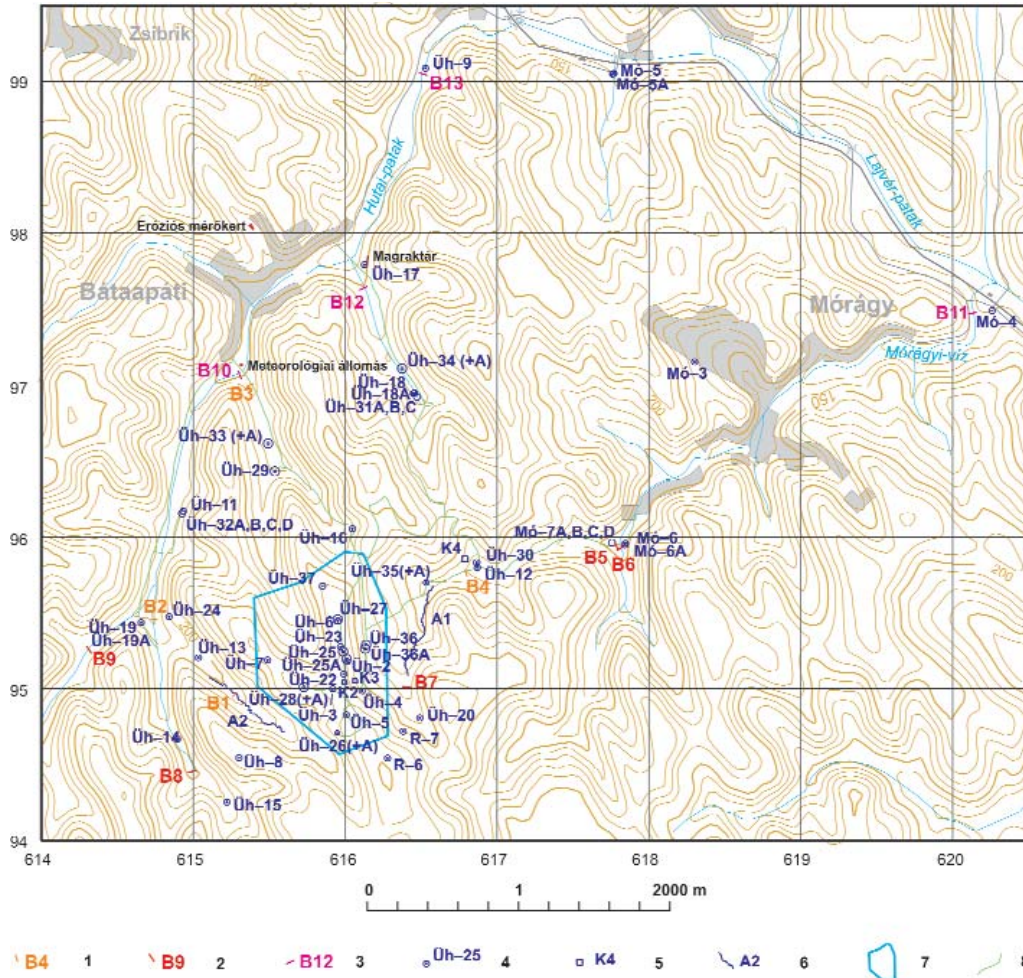


Figure 2. Gauging stations (overfalls)

Water flow recording engineering structure (overfall): 1 – implemented before 2002 (B1–B4); 2 – in 2002 in the frame of ground-based exploration (B5–B9); 3 – in 2002 for the Preliminary Environmental Impact Study (EIS, B10–B13). Other symbols: 4 – borehole; 5 – dug well; 6 – exploratory trench; 7 – site boundary; 8 – restored road

2. ábra. A vízhozammérő műtárgyak (bukók) helyszínrajza

Vízhozammérő műtárgy (bukó): 1 – 2002 előtti (B1–B4); 2 – 2002. évi, a felszíni kutatás keretében (B5–B9); 3 – 2002. évi, az előzetes környezeti hatástanulmány számára (B10–B13). Egyéb jelek: 4 – fúrás; 5 – ásott kút; 6 – földtani kutatóárok; 7 – telephely határa; 8 – felújított út

Park Directorate (DDNPI; these regulations had a considerable effect on the implementation work):

- trenches should be excavated exclusively by hand or other methods which protect the environment; furthermore, the excavation should take place only after the preliminary removal of dead fallen leaves and there should be special treatment of the fertile layer, which should be carefully stored;

- trenches should be excavated exclusively with section a maximum 80–100 m long; the next section should not be opened before the previous one has been reclaimed;

- only local material should be used for the reclamation of the affected areas in order to avoid the spread of invading species.

During the planning phase of the trenches the sections where the trace had to be modified or cancelled completely were marked in brief sections due to some reasons related to the natural environment (e.g. protected plants). These spots were marked in the plans and in a clearly visible way in the

field as well. In the majority of cases the trench was shifted onto the other side of the valley in order to avoid protected plants.

The resulting facility was a trench where:

- there was a possibly vertical, 0.5 m high, exposed granite surface along the whole length of the trench available for mapping and sampling;

- the trench and cuts were excavated manually and, in the vicinity of streams, they were covered by duck-boards and deposited the excavated earth on the opposite side of excavation;

- the bottom of the trench or the rock wall was set at a low altitude above the valley floor in order to recognise tiny water seepages (when working near the streams this altitude was determined by the bench structure built above the stream);

- in virtual trench sections the bottom width was set at 0.8–1.0 m and the wall height at a maximum of 2 m;

- the exposed granite body was cleared for mapping.



Figure 3. Picture of a trench section prepared for mapping

Marker points, horizontal (or almost vertically ascending) wire sections, the stream covered with duck-boards, and the extracted overburden piled up temporarily on the other side of the valley supported by a duck-board

3. ábra. Egy dokumentálásra előkészített árokszakaszképe

Markerpontok és a köztük levő vízszintes (illetve közel függőlegesen emelkedő) zsinórszakaszok, a pallóval befedett patak, valamint a völgy túlsó oldalán, pallóval megtámasztva az ideiglenesen felhalmozott, kitermelt fedőanyag

Since the trench walls were curved, the length of the trenches exceeded the sum of the sections marked on the map. Quite frequently it became necessary to change between the sides of the trenches. In such cases, on order to ensure overlapping a 5 m long section was excavated on each side. It also increased the length of the trench. The virtual length of the two trenches was 1490.3 m when measured during excavation, whereas it amounted to 1506.91 m during mapping. (This figure was arrived at by summing up the geodetically surveyed distances between the marker points laid out every 2-3 metres). Trench excavation and subsequent reclamation terminated on 13 December and 19 December 2002, respectively. A summary of the data of the implementation is presented in Table 1.

The excavation of *Trench A1* in the Éva Valley focused on clearing the wall. It was stopped as soon as the bedrock had become visible, thus allowing continuous tectonic and geological observation. Starting from above the stream level, another 2 m of wall was exposed for mapping. In order to facilitate the observation of tiny water seepages the trench was dug (and the wall was exposed) at the lowest possible altitude above the valley bottom.

Along the sections where it was uncertain whether the parent rock could be reached horizontally within 1 metre, some drifts were brought about at right angles to the side up to a height of 2 m. Provided the granite was got the drift faces were joined with a trench.

Trench A2 was set up in the Mészkemence Valley. Due to the deeper position of the granite expected in the lower part of the valley, some geophysical profiles and hand-drilled boreholes were completed thus facilitating a more accurate plan for the excavation. In these sections mainly virtual trenches were dug. Upstream of Overfall B1, outcrops could be observed in the valley side in several wall sections and it was there that the wall was exposed. Like in the case of *Trench A1*, here the hillside was exposed laterally from the valley bottom until the granite bedrock was reached. As a result of poorer exposition it had to be necessary to excavate deeper than in the Éva Valley and frequently the granite body could be only reached by digging.

Mapping of the trenches

During mapping and in compliance with the exploration plan (BALLA et al. 2002), a drawing map was prepared of the wall of the cut and the hillside wing of the trenches. Mapping was based on modern digital techniques. Its process and method were reported in the operational report (BALLA et al. 2003a) on the works completed in 2002 and in this volume (GYALOG et al. 2004).

Marker points fixed in the wall each 2-3 m served as the field basis for the mapping. These amounted to 410 and 419 m in Trenches A1 and A2, respectively. The X, Y, Z coordinates

Table 1. Implementation data of Trenches A1 and A2

Trench		Excavation (2002)		Length of trench (m)					Excavated earth volume (m ³)	
code	site	start	termination	preliminarily planned	finally planned	without overlaps	with overlaps	mapped	planned	realised
A1	Éva Valley	08/16	12/16	570	672.7	676.4	724.6	749.57	460.02	497.06
A2	Mészkemence Valley	08/24	12/19	620	736.2	746.8	765.7	757.34	887.48	879.00
Total				1,190	1,408.9	1,413.2	1,490.3	1,506.91	1,327.50	1,376.06

Table 2. Geological and tectonic mapping of the trenches

Trench		Length of mapped sections (m) by geologist				Total mapped length (m)
code	site	Áron Jámor	Gyula Konrád, Zoltán Máthé	András Kókai	Zsolt Peregi	
A1	Éva Valley	229.66	209.61	257.40	52.90	749.57
A2	Mészkemence Valley	160.18	140.24	137.02	319.90	757.34
Total		389.84	349.85	394.42	372.80	1,506.91

of each marker point were surveyed and this made it possible to fully reconstruct the spatial characteristics of the trenches. (The surveying was carried out by Imre Vadászi and Partner Ltd. under the supervision of Kömlöd Korrekt Ltd.)

5 geologists took part in the mapping. Of the 1506.91 m mapped trench length, 1157.06 m and 349.85 m were executed by the experts of MÁFI and Mecsekérc Co., respectively. Along the trenches map-based tectonic data registration and correlation were performed. The digital processing was completed by Kömlöd Korrekt Ltd. The data summarising the geological-tectonic mapping and the picture of a section prepared for mapping are presented in Table 2 and Figure 1, respectively.

A uniform report was compiled of the trenches with a separate geological description of each trench (GYALOG et al. 2003a). Along the trenches the following were presented: the name and the boundaries of the formations (by sections) in tables; the geodetically surveyed coordinates of the marker points; and their distance from each other and from the beginning of the trench. The 1:50-scale map- and image-based mapping coupled with the 1:50-scale map series of tectonic observations in the trenches was annexed, and the briefly summarised laboratory analyses were also included (GYALOG et al. 2004).

Mapping of trenches facilitated to acquire knowledge on the surface extent of the two main rock types, monzogranite and monzonite. Trenches cut through several larger fracture zones. They were essentially parallel with the fracture zone exposed in Borehole Üh-2 (and penetrated also by inclined boreholes Üh-25 and Üh-36), though it was impossible to prove their direct correspondence.

Sampling of the trenches

Due to the strongly weathered state of the rocks comparatively few samples were taken from the trenches. However, some microscopic tests of thin sections of the basement rocks and some analyses of Molluscs of the Quaternary overburden deserve attention. The two trenches exposed several water seepages (some of them may have indicated a damming zone in the granite complex). Water samples were taken of them.

Penetration and examination of the dug wells

The *objective* of the implementation and logging of dug wells was to yield information on the infiltration processes taking place in the Site and in its environment. The related

task was to expose the infiltration zone embracing the loose sedimentary assemblage overlying the granite and to facilitate its direct study.

In order to investigate the infiltration zone two dug wells were penetrated within the Site near Borehole Üh-22 (Dug Wells K2 and K3), and another one in the Site's environment above the new Borehole Üh-30 on the tongue to WNW (Dug Well K4 — Figure 1). The anticipated depth of the three dug wells was uniformly 30 m.

The two dug wells completed in the vicinity of Borehole Üh-22 characterise the Site. They were designed to penetrate — in one profile — the longest possible section of the 60 m thick Quaternary sequence of the hilltop. Dug Well K2 on the hilltop southward of Borehole Üh-22 was deepened to reach 35 m. On the other hand, Dug Well K3 was penetrated at the root of the steep slope and to the E of K2 at an altitude exactly 30 m below the level of K2, with an anticipated depth of 25 m. Consequently, the two dug wells represented a continuous sequence with a 5 m overlap, as formulated in the plan. Dug Well K4 was set up above Borehole Üh-30 at a lower altitude than the earlier ones in an eastern tongue, in the key observation point established around Henrik Spring.

None of the dug wells reached the granite but they did cross the 1963 tritium peak. Thus they provided valuable information on infiltration and its velocity. K3 even recovered the perched ground water. The third dug well, K4, stopped in the granite.

Penetration of the dug wells

Like the 30 m deep dug well completed in the vicinity of Borehole Üh-1, during the research in 1997–1998, dug wells in the related project phase were penetrated by hand. Calamites Ltd. was contracted to organise the work and it was actually carried out by the Légkalapács DCo.

The process of penetrating the dug wells was as follows:

- dug wells were penetrated with a diameter of 1.3 m and a circular profile;
- material extracted during the digging was deposited in piles 20 cm high, thus facilitating continuous geological logging; if the depth achieved an appropriate value the geologist descended into the well to take samples;
- deviating from the original plan due to modification by the planner (which was judged lawful by the responsible authority), the walls of the wells were not supported with well rings during penetration since the formations (loess, clay) proved to be sufficiently stable. The wells were fitted with 0.5 m high well rings fabricated for this special pur-

Table 3. Data for the dug wells

Layout and code of dug well	Coordinates			Bottom (m)	Extracted earth volume (m ³)
	Y _{UDV} (m)	X _{UDV} (m)	Z (m asl)		
K2 – to the S of Borehole Üh-22	615,995.20	95,041.65	283.34	35.00	43.03
K3 – to the E of Dug Well K2	616,056.52	95,022.03	253.347	18.50	22.64
K4 to the WNW of Borehole Üh 30	616,784.49	95,851.90	189.872	19.80	24.37
				73.30	90.04



Figure 4. Dug Well K2 before ring casing
4. ábra. A K2 ásott kút gyűrűzés előtt

pose. The rings had a diameter of 120 cm and were equipped with holes and steps for walking only after the bottom had been reached;

- the top of the wells was covered during penetration to prevent the incursion of precipitation or air humidity;

- finally the well was completed to allow subsequent sidelong allocation of probes which could measure the water quality and soil humidity (for this purpose some manufactured holes each with a diameter of 3 cm were drilled in the well rings for the probes); the position of each hole was decided during the ring casing, depending on the planned position of the probes;

- Well K3, which reached a water aquifer (perched ground water), was equipped with an automatic groundwater observation instrument operating as part of the monitoring system.

The data for the dug wells and Dug Well K2 before ring casing are represented in Table 3 and Figure 4, respectively.

The depth of the 3 wells deviated from the plan. Instead of 30.0 m, Well K2 reached down to 35 m (due to the rugged relief affecting the layout of Well K3). Due to a significant water influx Well K3 was stopped at 18.5 m before achieving the anticipated depth of 25 m; however, together the two wells penetrated nearly the full loess profile. Owing to the fact that the granite surface was higher than expected digging had to stop in Well K4 at 19.8 m. Therefore, instead of 90 m the total depth of the three wells amounted to 73.3 m.

Logging of the dug wells

The loose rock which was excavated from the dug wells was stored in small piles. The material of every pile was taken from a distinct 20 cm interval of the dug well. These piles were described during the logging and they were also sampled. If the geologist occasionally decided to be necessary he descended into the well to see the rocks *in situ*. In this case the log was based on what he had seen in the well. Synchronously samples could have also been

taken. Logging was executed by the scientists of MÁFI (I. Marsi and Gy. Don).

During logging a profile-based geological description of the sidewalls of the dug wells were prepared as had been done with borehole sequences. Drawings of the profiles of the sidewalls were compiled and images of some special phenomena were acquired. Marking was executed using a tape measure fixed on the N side of the wall of the dug wells. Generally, pictures were also taken of the N side along with the tape measurements (deviations from that routine were documented).

The structure of the dug well logging (GYALOG et al. 2003b) is similar to that of the drill core logging. Apart from the geological description of each formation on the basis of the wells, it includes the description of layers on report sheets, the continuous photo documentation of sidewalls, the 1:100-scale sketch of well profiles and laboratory analyses.

In the same way as the borehole database, the description layer by layer was prepared on the tabular datasheet and loaded directly (or through a pocket PC) into the database. The detailed logging provided an excellent opportunity to distinguish and classify the layers of loess and palaeosols.

Sampling of the dug wells

After taking samples the guidelines of the sampling plan elaborated during logging were followed. Samples were taken of the extracted material and the bottom or sidewalls of the wells. The main studies were as follows: hydrophysical (K = hydraulic conductivity, pF analysis), sedimentological, structural, palaeontological, hydrogeological, *etc.* (unit weight, porosity) investigations as well as description of thin sections made of soil samples and the analysis of spherules. The determination of tritium profiles in the wells was of utmost importance. Tritium peaks were observed between 4–7 m; the water of 1963 reached this level.

Technical supervision of the surface mining research facilities

For the technical supervision of the surface mining research facilities (*i.e.* trenches and dug wells) the technical supervision and documentation system used by Golder Associates was applied. While leaving the original principle intact, the technical supervision and documentation system elaborated for boreholes was updated according to the given task.

During the technical supervision Golder Associates (Hungary) were responsible for supervising and documenting the fieldwork of the contractors, ensuring that the instructions of the execution plan were observed, keeping the immediate worksite in order, and insisting on the protection of the natural environment. Concerning the collection of information and technical data, the technical supervision system was independent of both the contractor and contracting authority. However, it was in direct contact with the professional management — *i.e.* the head of geological exploration. During the progress of the work some operative decisions were needed, in accordance with the knowledge already gained about the exposed sections, in order to ensure more complete documentation and the acquisition of more accurate information.

During the excavation of the trenches and dug wells partial technical supervision was conducted which was performed once or several times a day. During the execution the security and safety of the working conditions were also checked. The technical supervisor was there if the significance of the actual activity warranted his/her presence.

Documentation was executed by compiling a “Daily Report of Trench Digging” and a “Daily Report of Well Digging”, both in tabular format. These daily reports were of a standard form: the name of participants in the research activities, the code of the research facility, its date, duration of the work, name of the work phase, number and layout of the section, name of the work leader, number of staff and name of the technical supervisor. A brief description of

daily activities, deviations during execution, decisions and the justification of their implementation together with weather data were recorded in both reports. Daily and total trench length, extracted earth mass, length- and cross sections, deposited earth volume and the rate of reclamation can be regarded as the specific data of trench digging. With regard to well digging, these specific data included the daily and total penetrated depth, the extracted earth mass, axial section and cross section of the well, the position of perforations and built-in well rings, and also the volume of the deposited and removed earth. Daily reports were prepared when the work was finished and at the time of the transmission of the work site. The final technical documentation of the research facilities was prepared on the basis of daily reports (SZEGŐ *et al.* 2003a, b).

Installation of gauging stations (overfalls)

Gauging stations (overfalls) were aimed at getting a more accurate picture of the surface water budget of the area and facilitating the observation of temporal changes in the water discharge of some of the significant streams. This work was executed by Calamites Ltd. and Pécs Hydroterv DCo. (the latter as subcontractor).

Before the initiation of the investigations in 2002–2003 some 4 gauging stations (Overfalls B1–4) operated in the frame of the monitoring system for the surface water in the area. However, they were eventually found to be insufficient. 5 additional overfalls (B5–9) have therefore been planned for studying the water budget more accurately. Moreover, 4 other additional overfalls (B10–13) were installed in the vicinity of two villages (Bábaapáti and Mórággy) in the studied area, as required by the Preliminary Environmental Impact Study (Figure 2). Data about the overfalls occurring in the area are summarised in Table 4.

Table 4. Data for the overfalls implemented in the environment of the Bábaapáti (Üveghuta) Site

Group of overfalls	Executed by	Code of the overfall	Coordinates		
			Y _{rov} (m)	X _{rov} (m)	Z (m asl)
Previous (operating permanently from 2000 on)	Aquifer Ltd.	B1	615,269.82	94,964.72	185.85
		B2	614,749.16	95,461.35	165.05
		B3	615,375.98	97,003.09	147.25
		B4	616,794.37	95,762.90	163.00
		B5	617,786.37	95,939.64	139.377
Set up in 2002 in the frame of the ground-based exploration	Calamites Ltd.	B6	617,812.37	95,926.93	139.432
		B7	616,405.55	95,015.90	204.244
		B8	614,971.10	94,448.40	188.674
		B9	614,321.50	95,243.51	170.236
Set up in 2002 in the frame of PTIS	Calamites Ltd.	B10	615,310.97	97,058.55	145.703
		B11	620,129.84	97,473.52	106.425
		B12	616,118.90	97,636.88	139.948
		B13	616,528.08	99,043.78	127.421

Implementation criteria for the new overfalls set up in the frame of ground-based exploration were as follows:

— Overfalls *B5* and *B6* were set on streams running in the Éva Valley and the Mély Valley, respectively, both in the vicinity of their meeting points. This facilitated the hydrogeological interpretation of the Well Groups *M6-6* (1997) and *M6-7*, which penetrated nearby. Moreover, these 2 overfalls can be used to determine the water yield entering the village of Mórágó.

— Installing Overfall *B7* was anticipated in the Éva Valley near the Anikó Spring. Based on the groundwater relief, it could be suggested that the water that infiltrated in the area above the Site comes to the surface. Overfall *B4* — already operating downstream in the vicinity of the Henrik Spring — and Observation Well *Üh-12* recorded the discharge of water in the immediate eastern valley which runs from the hill at the Site. This hill has been explored by deep boreholes. The new overfall provided an opportunity to determine more accurately the discharge of the Site as the difference of discharges measured in the two overfalls.

— The installation of Overfall *B8* was designed above the Observation Well *Üh-14* and the Well Group *Üh-32A-D*, which is nearby. Observation Wells *Üh-21* and *Üh-15* can be found upstream from this overfall. Downstream, the already operating Overfalls *B2* and *B1* measured the water discharge of the valley of the Üveghuta settlement and of the Mézskemence Valley, respectively. The new Overfall *B8* enabled a more detailed hydrogeological characterisation of the area to be made.

— Overfall *B9* was set up in the Hosszú Valley, 0.5 km upstream from its mouth. The alluvium of the stream between the overfall and the mouth was not expected to create a significant water volume and runoff occurred in deeper levels. Surface discharge could thus be measured in the overfall. The Hosszú Valley could be regarded as one of the most important water collectors of the earlier Ófalu potential site, therefore Overfall *B9* made it possible to utilise the information acquired during the Ófalu investigation as well.

— Overfalls *B10* and *B13* provided information up- and downstream of Bábaapáti, respectively. Overfall *B12* was installed at the mouth of Nagymórágó Valley in the valley of the projected incline. Finally, Overfall *B11* recorded data of the stream of the Mórágó village at the mouth of the service road of Mórágó.

The 9 new overfalls were completed like the already existing ones: a concrete engineering structure ensuring the stability both up- and downstream. In compliance with the need for making measurements it includes a steel-made, 90° Thompson overfall edge and an outlet canal facilitating continuous recording of the headwater level. It is also equipped with a locker instrument house and an automatic (Dataqua) water level register. On the basis of the instruction of the DDNPI expert authority the concrete surface of the slope of the overfalls was covered by andesite delivered from Komló. Each overfall has also been equipped with a water metre for visual reading, and with steps for maintenance (Figure 5).

A single overfall was completed under normal field and weather conditions during 7-8 workdays. As compared with



Figure 5. Picture of an overfall (*B10*) – the concrete engineering structure with a Thompson overfall edge and water meter

5. ábra. Egy bukó (*B10*) képe – a beton műtárgy a Thomson-bukóélel és a vízmércével

the others, the installation of Overfalls *B7*, *B8* and *B9* were substantially affected by poor road and rainy weather conditions (materials needed for the overfall construction often had to be carried to the site by hand). On average 12 m³ of concrete, 1-2 m³ of gravel and some 6 tonnes of andesite were used for each overfall.

To start with, after the preparatory fieldwork, the concreting of the bottom of the stream bed was proceeded. In compliance with the designer's suggestion a gravel bed was not placed under the concrete (unlike previous overfalls). It was compensated by a thicker concrete layer instead. Following the consolidation interval (and as a function of weather conditions) the slopes were shaped, they were covered with 5–30 cm broken andesite rubble, and the pipe of the water level metre was built in. Then the technical equipment of the overfalls was mounted (90° Thompson overfall edge, Dataqua instrument, water level bar). Two sentinel points were established at a 10-15 m distance from the engineering structure in two opposite direction away from the structure. This was made in order to check the overfall did not move. Finally, the routes of approach (steps, ladder) were constructed and the original state of the environment was re-established: all unused materials brought to the work site were removed.

The geodetic survey of the overfalls was performed by the Geodetic Group of Mecsekérc Co. Surveying was realised by making use of the previously consolidated (wooden stick, iron spike) and defined reference points with a Trimble 5605 DR 200+ Servo Total Station using the method of polar control point surveying. During the measurements the followings were defined: the breakpoints of the iron plate built in the gauging station, the top of the iron pipe serving as the emplacement of the instrument, the hilti nail driven into the concrete at the iron pipe, the point "O" of the water metre and the two sentinel points of the engineering structure. The EOV (Uniform National Projection System) coordinates of the surveyed points and their Z altitude

(Baltic) were defined with cm and mm accuracy, respectively. The bottom of the cut of the Thompson overfall edge was considered as the reference point of the overfall.

Summary

Apart from boreholes, some mining and technical facilities were implemented during the ground-based geological explorations in 2002–2003. The mining facilities included trenches and dug wells, whereas the technical facilities involved gauging stations (overfalls).

Trenches provided the opportunity to extend geological and tectonic knowledge laterally as implemented along the bottom of the two valleys closest to the Site. (These valleys were eastward and westward of the Site, in the Éva Valley — Trench A1, and in the Mészkenyecs Valley — Trench A2, respectively, both of them approximately 750 m long.) Some fracture zones were also traced. Geophysical surveying and hand drilling provided help in selecting the best possible track. Trenches were excavated by using two methods: exposing walls and virtual trenches. These methods resulted in the creation of an outcrop of basement rocks at least 0.5 m

high. Trench sections with lengths of 100 m have already been reclaimed during the excavation of their farther parts.

Dug wells were penetrated essentially for hydrogeological purposes in the overlying beds (for examining the three-phase zone). At the same time they facilitated the examination of the geological setting — including primarily palaeosols — thus increasing knowledge about the setting. Three dug wells were penetrated: the 35.0 m deep Well K2 near Borehole Üh–22 on the hilltop; below, in the hillside the 18.5 m deep Well K3; and in the hillside above Borehole Üh–30, the 19.8 m deep Dug Well K4. Their penetration was not at all easy but ended in success: achievement of the required or feasible depth, logging and sampling as well as reinforcement by well rings, were all accomplished.

Implementation of mining facilities was supported by partial technical supervision ensuring the application of appropriate excavation methods and the efficient recording of quantitative data as well.

The establishment of gauging stations (overfalls) facilitated a more accurate examination of the surface water budget. Altogether, some 9 overfalls were set up during the ground-based exploration in 2002–2003. Along with the previous 4 overfalls, they provided accurate knowledge on the surface water budget of the Site.

References — Irodalom

- BALLA Z., GYALOG L., HORVÁTH I., MAROS GY., TÓTH GY., TURCZI G., TUNGLI GY., MOLNÁR P., SZEGŐ I., HÁMOS G., BERTA J., SZŰCS I., TURGER Z., BÉRCI K., TAKÁCS T. 2002: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszíni földtani kutatás terve Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Design of the ground-based geological exploration, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., GYALOG L., HORVÁTH I., MAROS GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH GY., TURCZI G., TUNGLI GY., MOLNÁR P., SZEGŐ I., BERTA J., SZŰCS I., TURGER Z., SZONGOTH G., TÖRÖS E., VÉRTESY L., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003a: A felszíni földtani kutatás működési jelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002. [in Hungarian: Operational report on the ground-based geological exploration, Bataapáti (Üveghuta), 2002]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŰCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZŰCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003b: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of nuclear power plant low- and intermediate-level radioactive waste. Final report on the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003a: A bataapáti A1 és A2 árok földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Trenches A1 and A2). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., MARS I., DON GY. 2003b: A bataapáti K2, K3 és K4 ásott kút földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Dug Wells K2, K3 and K4 at Bataapáti). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., HAVAS G., MAROS GY., TURCZI G., SZEBÉNYI G. 2004a: Geological-tectonic documentation in the Bataapáti (Üveghuta) Site [A földtani dokumentálás rendszere a Bataapáti (Üveghuta)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SZEGŐ I., BÓTHI Z., PALLAI ZS., RÖCZEI N., BOROS A. 2003a: Az A1 és A2 árkok műszaki alapidokumentációja (in Hungarian: Technical base documentation of Trenches A1 and A2). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZEGŐ I., BÓTHI Z., PALLAI ZS., RÖCZEI N., BOROS A. 2003b: A K2, K3 és K4 ásott kutak műszaki alapidokumentációja (in Hungarian: Technical base documentation of Dug Wells K2, K3 and K4). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- VÉRTESY L., FANCSIK T., FEJES I., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KISS J., KOVÁCS A. Cs., KOVÁCS P., MADARASI A., REDLER-TÁTRAY M., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z., VARGA G., ZILAHÍ-SEBESS L. 2004: Geophysical survey at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Felszíni geofizikai mérések a Bataapáti (Üveghuta)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).

Bányászati és műszaki létesítmények mélyítése és vizsgálata a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

GYALOG LÁSZLÓ¹, SZEGŐ ISTVÁN², SZIEBERT GYULA³

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

³Calamites Kft., 7630 Pécs, Tüskésréti út 2.

Tárgyszavak: árkolás, ásás, bevágások, Délkelet-Dunántúl, földtani módszerek, kutak, kutatás, Magyarország, Mórággyi-rög, vízhozammérés

Összefoglalás

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során a fúrások mellett bányászati és műszaki létesítményeket hoztunk létre. A bányászati létesítmények az árkok és az ásott kutak, műszaki létesítmények a vízhozammérők (a bukók).

Az árkok a földtani és tektonikai ismeretek vízszintes irányú kiterjesztésére nyújtottak lehetőséget a telephelyhez legközelebbi két völgy talpán vezetve (a telephelytől K-re az Éva-völgyében A1, és attól Ny-ra, a Mészkemence-völgyben A2 jellel, kb. 750–750 m hosszban), egyúttal töréses övek nyomozását is lehetővé tették. A legkedvezőbb nyomvonal kiválasztását geofizikai mérésekkel és kézfúrásokkal segítettük. Az árkokat két módszerrel mélyítettük: faltisztítással, illetve valódi árkok mélyítésével, a végeredmény legalább 0,5 m magas falban az alaphegységi képződmények feltárása volt. Az árkokat 100 m-es szakaszonként már a mélyítés közben rekultiváltuk.

Az ásott kutak elsősorban vízföldtani céllal (a háromfázisú zóna vizsgálatára) mélyültek a fedőösszletben, de egyúttal a földtani ismeretek, elsősorban a paleotalajszintek pontosabb megismerését és vizsgálatát is lehetővé tették. 3 ásott kút mélyült, az Üh-22 fúrás közelében a dombtetőn a 35,0 m mély K2, alatta a domboldalban a 18,5 m mély K3 és az Üh-30 fúrás fölötti domboldalban a 19,8 m mély K4. Mélyítésük ugyan sok nehézséggel járt, de végül elérték céljukat: a szükséges, illetve lehetséges mélység elérése, a dokumentálás és a mintavétel, valamint a kútgyűrűvel való biztosítás megtörtént.

A bányászati létesítmények kihajtását részleges műszaki ellenőrzés segítette, egyúttal a megfelelő kihajtási módszerek alkalmazását és mennyiségi adatok megfelelő rögzítését biztosítva.

A vízhozammérőket (bukókat) a felszíni vízháztartás vizsgálatának pontosítására létesítettük. Összesen 9 bukó épült meg a felszíni kutatás során, melyek a korábbi négygel együtt a terület felszíni vízháztartásának pontos ismeretét teszik lehetővé.

Bevezetés

A bányászati és műszaki létesítmények, továbbá az ezekhez kapcsolódó munkálatok *célja* egyes felszíni vagy felszín közeli objektumok földtani, tektonikai és vízföldtani megismerésének elősegítése volt. *Feladatuk* az észlelési lehetőség biztosítása egyes felszíni vagy felszín közeli objektumokon, valamint a szükséges földtani, tektonikai és vízföldtani vizsgálatok lefolytatása volt. A kivitelezést a Calamites Kft. végezte.

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során bányászati létesítményként két kutatóárkot hajtottunk ki kb. 1500 m összhosszban és három ásott kút mélyítettünk 77,3 m összhosszban, műszaki létesítményként 9 vízhozammérő műtárgyat (bukót) létesítettünk (BALLA et al. 2003b). A ku-

tatóárkokban mélyítésükkel párhuzamosan részletes földtani-tektonikai dokumentálás (vízföldtani dokumentálással kiegészítve), az ásott kutakban földtani dokumentálás és mellette vízföldtani dokumentálás történt. A további ismerttetést az alábbi rendben adjuk:

- árkok mélyítése és vizsgálata,
- ásott kutak mélyítése és vizsgálata,
- vízhozammérő bukók létesítése.

Mind az árkok, mind az ásott kutak mélyítése során a Golder Kft. részleges műszaki ellenőrzést végzett. Ennek során minden nap, amikor tevékenység folyt, ellenőrizte a munka mennyiségét és minőségét, az objektumoknál történt valamennyi esemény rögzítésével. Ezt az árkokról és a kutakról készült műszaki alapidokumentáció (SZEGŐ et al. 2003a, b) mutatja be. A vízhozammérő bukók létesítése so-

rán a kivitelezést a MÁFI, illetve a Bátatom Kft. ellenőrizte. A bányászati létesítmények helyszínét az 1. ábra, a műszaki létesítményekét (bukókét) a 2. ábra mutatja be.

Árkok mélyítése és vizsgálata

Az árkok létesítésének és dokumentálásának *célja* az Üh–2 fúrás alsó részén feltételezett töréses öv nyomozása volt. *Feladatuk* egyúttal észlelési lehetőség biztosítása a töréses öv feltételezhető csapását metsző völgyekben, valamint a szükséges földtani, tektonikai és vízföldtani vizsgálatok lefolytatása volt, köztük a gránitban levő töréses övek kimutatásával és a repedések paramétereinek (irány, méret, gyakoriság, eloszlás) meghatározásával. Árkokat a telephelytől K-re, az Éva-völgyében és attól Ny-ra, a Mész-kemence-völgyben mélyítettünk. Mindkét völgy iránya olyan, hogy azok elég meredek szögben metszenének egy, az Üh–2 fúrásán át ÉK–DNy és K–Ny-i irányok között lefutó töréses övet.

Az A1 árkot az Éva-völgyében a völgy alsó végétől kezdve a völgy mentén felfelé (DDNy-i irányban) hajtottuk ki (1. ábra). Az előzetes szerkesztés szerint az árok alsó (É-i) végétől a DDNy-i végéig az Üh–2 fúrásán átmenő, 49–229° – 103–283° közötti csapású töréses övet tárhatott fel. Az árok elvi hosszát (az 1:10 000-es térképen kijelölt szakaszok összhosszát) 570 m-esre terveztük.

Az A2 árkot a Mész-kemence-völgyben úgy telepítettük, hogy az Éva-völgyi A1 árok által lefedett irányokhoz viszonyítva bizonyos fokú átfedéssel a csapásirány kisebb változása esetén is feltárja a töréses övet (1. ábra). Az árok ÉNy-i kezdeténél 87–267°-os csapású, DK-i végénél 50–230°-os csapású töréses övet érhetett el, ez mindkét árok felé tartalmazta a törés legvalószínűbb — (70–87°)–(250–267°) közötti — csapástomanyát. Az árkot az ÉNy-i völgykijáratától kb. 300 m-re kezdődően a völgy mentén felfelé (DK-i irányban) hajtottuk ki 620 m-es elvi hosszban (ez az 1:10 000-es térképen mérhető szakaszok összhosszúsága).

Az árkokat nagyrészt a völgyek meredekebb, bal partjának tövén úgy hajtottuk, hogy azok kövessék a kibúvásokat, s így a legnagyobb valószínűséggel tárjanak fel szálban álló kőzetet.

Árkok mélyítése

Az árkokat a MÁFI szakmai felügyelete mellett, a Calamites megbízásából a Léglapács Bt. mélyítette. A mélyítés terveit a Mecseki Szénterv Kft. készítette, a nyomvonal kijelöléséhez az Anomália Bt., az árkok építéséhez a Trilobita Bt. készített talajmechanikai szakvéleményt. A tervezési munkákhoz szükséges alaptérképeket, felméréseket a Vadászi Imre és Társa Kft. szolgáltatta.

Az árkok nyomvonalának kitűzésénél az alábbi szempontokat vettük figyelembe:

- a gránit közel legyen a felszínhez (kibúvásban vagy lehetőleg csekély takarásban),
- ne legyen szükség nagy mértékű erdőirtásra,

- a védett növényzetben ne keletkezzen kár,
- a kutatóárok viszonylag egyszerű munkával kialakítható legyen,
- ne legyen szükség nagy volumenű földmunkára.

Mivel a gránit sok helyen csak törmelékben volt meg, nemritkán teljesen fedett volt, a nyomvonal pontosításához előzetes kutatómunkák voltak szükségesek. E célból kb. 50 m-enként 1-3 m mély talajmechanikai fúrásokat mélyítettünk kézi berendezéssel. Azokon a helyeken, ahol e fúrások kiértékelése után az árok nyomvonala nem volt kijelölhető, a tervezett nyomvonalra merőlegesen szelvényenként 3-3 újabb kézifúrást mélyítettünk, valamint az ELGI-vel geoelektromos méréseket végeztettünk a gránittető mélységének megállapítása céljából.

A szakhatóságok által engedélyezett tervdokumentáció a Duna–Dráva Nemzeti Park Igazgatóságának (DDNPI) az alábbi, az építési munkákat különösen befolyásoló előírásait is tartalmazta:

- a kutatóárkok csak kézi vagy hasonló kémleles módon mélyíthetők, az avarréteg előzetes leszedésével, a termőréteg külön kezelésével, a föld kalodába való deponálásával,

- a kutatóárkok csak szakaszosan, max. 80-100 m-es szakaszokban tárhatók fel, a következő szakasz csak egy-egy szakasz helyreállítása után nyitható meg,

- a kutatással érintett területek rekultivációjához csak helyi anyag használható fel, megelőzendő az inváziós fajok elterjedését.

Még az árkok tervezési fázisában, a nyomvonal bejárásakor kijelöltük azokat a szakaszokat, ahol természeti értékek (védett növények) védelme érdekében az árok nyomvonalát módosítani vagy rövid szakaszon kihajtását mellőzni kellett. Ezeket a helyeket a terveken feltüntettük, és a helyszínen jól látható módon megjelöltük. Az esetek túlnyomó részében a védett növények kémélése érdekében az árkot a völgy ellenkező oldalára helyeztük át.

Az árokmélyítés végterméke olyan árok lett, ahol:

- az árok teljes hosszában legalább 0,5 m magasságban kibontott, lehetőség szerint függőleges gránitfelület állt rendelkezésünkre a dokumentálás és mintázás számára,

- az árkot és bevágásokat kézi erővel mélyítettük, a patakhoz közeli részeken a patakat pallókkal befedtük, s a földet a kihajtással szembeni oldalra deponáltuk,

- az apró vízfakadások észlelése céljából az árok, illetve sziklafal alját a völgytalp fölött kis magasságban alakítottuk ki, (patak közeli bontásoknál ezt a magasságot a patak fölé épített padozat határozta meg),

- a valódi árokszakaszokon az árkot 0,8-1,0 m közötti talpszélességgűre, a falmagasságot maximum 2 m-esre alakítottuk ki,

- a szabaddá tett gránitfelületet a dokumentálhatóság céljára letisztítottuk.

Mivel az árokfalak kanyargósak voltak, az árkok hossza a térképen kijelölt szakaszok összhosszánál nagyobbak bizonyult. Több helyütt át kellett váltanunk az árok egyik oldaláról a másikra, ilyen esetekben átfedésként mindkét oldalon kb. 5 m-es szakaszt hajtottunk ki. Ez is növelte az árokhosszat.

1. táblázat. Az A1 és A2 árok mélyítési adatai

Árok		Mélyítés (2002)		Árok hossza (m)					Kitermelt földtömeg (m ³)	
jelle	helye	kezdet	befejezés	előzetesen tervezett	részletesen tervezett	átfedések nélkül	átfedésekkel	dokumentált	tervezett	tényleges
A1	Éva-völgye	08. 16.	12. 16.	570	672,7	676,4	724,6	749,57	460,02	497,06
A2	Méskemence-völgy	08. 24.	12. 19.	620	736,2	746,8	765,7	757,34	887,48	879,00
Összesen				1 190	1 408,9	1 413,2	1 490,3	1 506,91	1 327,50	1 376,06

A valódi árokhossz a két árokban kihajtáskor mérve összesen 1490,3 m, dokumentáláskor (amikor a kb. 2-3 méterenkénti markerpontok geodéziailag mért távolságait összegeztük) összesen 1506,91 m volt. Az árok kihajtása 2002. december 13-án, a rekultiváció december 19-én fejeződött be. Létesítésük összesítő adatait az 1. táblázatban mutatjuk be.

Az A1 árok mélyítése az Éva-völgyében főleg a fal leisztítást jelentette. Addig bontottuk le az oldalt, amíg a szál kőzet láthatóvá, és azon a tektonikai és földtani észlelés folyamatosan lehetővé vált. Ehhez közvetlenül a patak szintje fölött indítva felfelé kb. 2 m-es falat bontottunk ki a dokumentálás számára. Az apró vízfakadások észlelése érdekében a lehető legkisebb völgytalp fölötti magasságban hajtottuk az árkot (illetve bontottuk ki a falat).

Azokon a szakaszokon, ahol a völgyoldalban nem látszott biztosnak, hogy vízszintes irányban 1 m-en belül elérjük a szál kőzetet, az oldalra merőlegesen feltáró vágatokat hajtottunk 2 m magasságig. Amennyiben így elértük a gránitot, a vágathomlokot árokkal kötöttük össze.

Az A2 árkot a Méskemence-völgyben hajtottuk ki. A völgy alsó szakaszán a gránitösszlet várhatóan nagyobb mélysége miatt előkészítő geofizikai szelvényekkel és kézfúrásokkal segítettük elő a kihajtás pontosabb megtervezését. Ezen a szakaszon főként valódi árkokat mélyítettünk. A B1 bukótól felfelé a patakszint fölötti völgyoldalban több falszakaszban is látható szál kőzet, itt főként falbontással haladtunk. Az A1 árokhoz hasonlóan itt is általában a völgytalp felől vízszintes irányban bontottuk ki a domboldalt, amíg a szál gránitot elértük. A rosszabb feltártság miatt a falbontás mélysége nagyobb lett, mint az Éva-völgyében, és a gránitot gyakran csak árokkal lehetett elérni.

Árok dokumentálása

A dokumentálás során rajzos dokumentációt a kutatás tervével (BALLA et al. 2002) összhangban a bevágások faláról, árok esetében csak a hegyfelőli oldalról készítettünk. A dokumentálás korszerű digitális technikára épült.

Menetét és módszerét a 2002. évi munkákról készült működési jelentésben (BALLA et al. 2003a), valamint jelen kötetben (GYALOG et al. 2004) ismertettük.

A dokumentálás terepi alapját a falban 2-3 m-enként elhelyezett markerpontok szolgáltatták. Számuk az A1 árokban 410, az A2-ben 419 volt. Valamennyi markerpont X, Y, Z koordinátáját bemértük, így az árok térbeli helyzete teljes mértékben rekonstruálhatóvá vált (a bemérést a Vadászi Imre és Társa Kft. folytatta le a Kömlödi Korrekt Kft. irányításával).

A dokumentálásban 5 geológus vett részt. Az 1506,91 m dokumentált árokhosszból 1157,06 m-t a MÁFI, 349,85 m-t a Mecsekérc szakemberei dokumentáltak. Az árok mentén térképi tektonikai adatrögzítést és korrelációt folytattunk le. A digitális feldolgozást a Kömlödi Korrekt Kft. végezte. A földtani és tektonikai dokumentálás összesítő adatait a 2. táblázatban, egy dokumentálásra előkészített szakasz képét a 3. ábrán mutatjuk be.

Az árokról egységes jelentés készült, áronként külön földtani leírással (GYALOG et al. 2003a). Az árok mentén (árok szakaszonként) táblázatos formában megadtuk a képződmények megnevezését és határait, a markerpontok geodéziailag bemért koordinátáit, valamint távolságát egymástól és az árok kezdetétől, mellékeljük az 1:50-es méretarányú rajzos és fénykép alapú dokumentációt, továbbá az árok 1:50 méretarányú tektonikai észlelési térképsorozatát, s rövid összefoglalást adtunk az anyagvizsgálatokról (GYALOG et al. 2004).

Az árokdokumentálás segítette a két fő közettípus, a monzogranit és a monzonit területi elterjedésének megismerését. Az árok több nagyobb töréses övet is harántoltak, amelyek többsége közel párhuzamos volt az Üh-2 fúrásban feltárt (és az Üh-25 és Üh-36 ferdefúrások által is harántolt) töréses övvel, de közvetlen kapcsolatukat teljesen nem tudtuk bizonyítani.

Árok mintázása

Az árokból a kőzetek nagyfokú mállottsága miatt viszonylag kevés mintát vettünk, az alaphegységéből a mikroszkópos vékonycsiszolati vizsgálatokat, a negyedidőszaki

2. táblázat. Az árok földtani és tektonikai dokumentálása

Árok		Leírás hossza (m) leíróként				Leírás hossza összesen (m)
jelle	helye	Jámor Áron	Konrád Gyula, Máthé Zoltán	Kókai András	Peregi Zsolt	
A1	Éva-völgye	229,66	209,61	257,40	52,90	749,57
A2	Méskemence-völgy	160,18	140,24	137,02	319,90	757,34
Összesen		389,84	349,85	394,42	372,80	1 506,91

fedőből egy patakterasz molluszkahatározását említjük. A két árok több vízfakadást is feltárt (amelyek egy része a gránitestben levő torlasztó zónát jelezhetett), ezekből vízmintákat vettünk.

Ásott kutak mélyítése és vizsgálata

Az ásott kutak létesítésének és dokumentálásának célja az volt, hogy információt szolgáltatson a telephelyen és környezetében lejátszódó beszivárgási folyamatról. Feladata az volt, hogy feltárja a gránitot fedő laza üledékösszetételű átfogó beszivárgási övet, és lehetőséget teremtsen annak közvetlen tanulmányozásához.

Ásott kutakat a beszivárgási öv tanulmányozására a telephelyen, az Üh-22 fúrás közelében (K2 és K3 kút) és a telephely környezetében, az új Üh-30 fúrás fölött, az attól NyÉNy-ra lévő orron (K4 kút) mélyítettünk (1. ábra). Mindhárom ásott kút tervezett mélysége 30 m volt.

Az Üh-22 fúrás közelében mélyített két ásott kút a telephelyet jellemzi. A K2 és K3 ásott kutat úgy telepítettük, hogy a kettő együtt egyazon szelvényben harántolja a dombtetőn kb. 60 m vastag negyedidőszaki rétegsor minél nagyobb részét. A tetőn, az Üh-22 fúrástól D-re telepített K2 kutat 35 m-ig mélyítettük, alatta a meredek oldal tövében, tőle K-re a K3 kutat szintben pontosan (a Vadászi Imre és Társai Bt. által geodéziailag kimérve) 30 m-rel alatta 25 m-esre terveztük, így a kettő együtt azt a folyamatos rétegsort reprezentálja 5 m-es átfedéssel, amelyet a terv előírt. Az Üh-30 fúrás fölött tervezett K4 ásott kutat az előzőeknél mélyebb domborzati helyzetben, egy K-i orron telepítettük, a Henrik-forrás körül kialakított észlelési csomópontban.

Az ásott kutak közül az első kettő nem érte el a gránitot, azonban átharántolta az 1963. évi tríciumcsúcsot, s így hasznos adatokat szolgáltatott a beszivárgásról és különösen annak sebességéről, a K3 függő talajvizet is ért. A harmadik, a K4 kút gránitban állt le.

Ásott kutak mélyítése

Az ásott kutakat az 1997–98. évi kutatás során az Üh-1 fúrás közelében mélyített 30 m mély ásott kúthoz hasonlóan, kézi erővel készítettük. A munka vállalkozója a Calamites Kft. volt, a kivitelezést a Légkalapács Bt. végezte.

Az ásott kutak mélyítésének menete a következő volt:

- 1,3 m átmérőjű, kör szelvényű ásott kutat mélyítettünk;
- az ásás során a kiemelt anyagot 20 cm-enként elkülönített kupacokban helyeztünk el, lehetőséget biztosít-

va ezzel a folyamatos földtani dokumentálásra; megfelelő mélység esetén a dokumentáló geológus leereszkedett a kútba, és ott mintát vett;

— a kút falát az eredeti tervtől eltérően, a tervező módosítása alapján (amely az engedélyező hatóság állásfoglalása szerint jogszerű volt) a mélyítés során nem biztosítottuk kútgyűrűkkel, mivel a kőzet (lössz, agyag) megfelelően állékonynak bizonyult, hanem csak a talpmélység elérése után béleltük ki 0,5 m magas, 120 cm átmérőjű, erre a célra gyártott, előre lyukkal és a közlekedést szolgáló lépcsőfokokkal ellátott kútgyűrűkkel;

— a kutat az ásás során lefedtük, hogy csapadék vagy légköri nedvesség ne juthasson bele;

— a kutat véglegesen úgy képeztük ki, hogy abba a későbbiek folyamán oldalirányban vízminőség- és talajnedvesség-vizsgáló szondákat lehessen elhelyezni (ehhez a kútgyűrűkbe gyárilag fúrtak 3 cm átmérőjű lyukakat a szondák számára), ezeket a gyűrűzés során a szondák tervezett helyének figyelembe vételével helyeztük el;

— a K3 kutat, amely elért egy vízáadó réteget (függő talajvizet), automata talajvízszint-észlelő műszerrel szereltük fel, amely a monitoringrendszer részeként üzemel.

Az ásott kutak adatait a 3. táblázat, a K2 kút gyűrűzés előtt a 4. ábra mutatja be.

A három kút mélysége eltért a tervezettől. A K2 kúté (a K3 kút elhelyezésének domborzati nehézségei miatt) 30 m helyett 35,0 m lett, ezt a módosított talpmélységet el is érte. A K3 kutat a nagy vízbeáramlás miatt állítottuk le a tervezett 25 m helyett 18,5 m-ben, de a két kút így is közel teljes löszszelvényt harántolt. A K4 kút mélyítését a vártnál magasabban levő gránitfelszín elérése miatt állítottuk le 19,8 m-ben. A három kút összhossza így 90 m helyett 73,3 m lett.

Ásott kutak dokumentálása

Az ásott kutakat kihajtásukkal párhuzamosan, folyamatosan dokumentáltuk és mintáztuk, főleg a 20 centiméterenként kirakott kupacokból, esetenként a kútba való leereszkedéssel. A dokumentálást a MÁFI szakemberei (Marsi I. és Don Gy.) végezték.

A dokumentálás során az ásott kút oldalfalairól szelvény-szerű, a fúrási rétegsorokhoz hasonló földtani leírást készítettünk. Az oldalfalokról rajzos szelvényt is szerkesztettünk, egyes jelenségeket egyedileg fényképeztünk. A jelölés a kút falán az É-i oldalon rögzített mérőszalag segítségével történt. A fényképek is általában az É-i oldalt ábráztolták, a mérőszalaggal együtt (az ettől való eltérést külön dokumentáltuk).

A kutakról készült dokumentáció (GYALOG et al. 2003b) felépítése hasonló a fúrási dokumentációkéhoz. Ebben a

3. táblázat. Az ásott kutak adatai

Ásott kút jele és helye	Koordináták			Talpmélység (m)	Kitermelt földtömeg (m ³)
	Y _{EOV} (m)	X _{EOV} (m)	Z (m Bl)		
K2 — az Üh-22 fúrástól D-re	615 995,20	95 041,65	283,34	35,00	43,03
K3 — a K2 ásott kúttól K-re	616 056,52	95 022,03	253,347	18,50	22,64
K4 — az Üh-30 fúrástól NyÉNy-ra	616 784,49	95 851,90	189,872	19,80	24,37
				73,30	90,04

képződmények kutankénti földtani leírása mellett a rétegek jelentéslapokon történő leírása, a fal folyamatos fényképdokumentációja, a kút 1:100-as méretarányú rajzos szelvénye és az anyagvizsgálatok szerepelnek.

Az adatbázisban a fúrások földtani leírásához hasonlóan táblázatos adatlap alapján készült a rétegenkénti leírás, amelyet kézi számítógépen keresztül vagy közvetlenül töltöttünk be adatbázisba. A részletes dokumentáció alapján a lösz és annak paleotalaj-szintjei kiválóan tagolhatók.

Ásott kutak mintázása

Mintákat a dokumentálás során előre kidolgozott mintázási terv szerint vettünk. A mintázást részben a kihozott anyagból, részben a kút talpáról, illetve oldalából vett anyagból végeztük. A fő vizsgálati csoportok a következők voltak: hidrofizikai (K-szivárgási tényező, pF-vizsgálat) szedimentológiai, anyagszerkezeti, talajcsiszolat-leírás, őslénytani, szferulavizsgálat, vízföldtani és egyéb (fajsúly, porozitás). Kiemelt feladat volt a tríciumprofilok meghatározása a kutakban. Ezek azt mutatták, hogy a tríciumcsúcsok 4–7 m mélyen vannak, tehát az 1963-as eredetű víz eddig jutott le a kőzetben.

Felszíni bányászati kutatólétesítmények műszaki ellenőrzése

A felszíni bányászati kutatólétesítmények (kutatóárkok és ásott kutak) műszaki ellenőrzésénél a Golder Associates által alkalmazott műszaki ellenőrzési és dokumentációs rendszert alkalmaztuk. A fúrásokra kidolgozott műszaki ellenőrzési és dokumentációs rendszert, az eredeti elvet megtartva, a feladatnak megfelelően aktualizáltuk.

A Golder Associates feladata a műszaki ellenőrzés során az volt, hogy a kivitelezők terepi munkáját ellenőrizze és dokumentálja, a kivitelezési terv előírásait és a munkavégzés pontosságát betartassa, a közvetlen munkahelyi rendben tartását és a természetes környezet megóvását megkövetelje. A műszaki ellenőrzési rendszer az információ, a műszaki adatgyűjtés szempontjából a kivitelezőtől és a megbízótól egyaránt független volt, viszont közvetlen kapcsolatban állt a szakmai vezetéssel, a földtani kutatás vezetőjével. Az előrehaladás során a feltárt szakaszok ismeretében a teljesebb dokumentálhatóság, a pontosabb információnyerés érdekében operatív döntésekre volt szükség.

A kutatóárkok és ásott kutak kivitelezésekor részleges műszaki ellenőrzést végeztünk az előrehaladásnak megfelelő rendszerességgel, napi vagy naponta többszöri helyszíni ellenőrzéssel. A kivitelezés során ellenőriztük a munkavégzési körülmények biztonságosságát is. A műszaki ellenőrzési időszakos felügyeletének, jelenlétének időtartamát az éppen aktuális tevékenység jelentősége határozta meg.

A dokumentálás táblázatos „Árokmélyítési napijelentés” és „Kútmélyítési napijelentés” formájában történt. E napijelentések egységesen tartalmazták a kutatási tevékenységben résztvevők megnevezését, a kutatólétesítmény jelét,

a jelentés sorszámát, dátumát és a munkavégzés időtartamát, a munkafázis megnevezését, a szakasz számát és helyét, a munkavezető nevét és a személyzet létszámát, a műszaki ellenőr nevét. Mindkettőben szerepelt a napi tevékenység rövid szöveges leírása, a kivitelezés során tapasztalt eltérések, a meghozott döntések és azok megvalósításának igazolása, valamint az időjárásra vonatkozó adatok. Az árokmélyítés sajátos adatai voltak a napi és az összesített árokhossz és kitermelt földtömeg, a hossz- és keresztirányú szelvények, a deponált földmennyiség és a rekultiváció mértéke. A kútmélyítés sajátos adatai voltak a napi és az összesített mélyítés és kitermelt földtömeg, a kút tengely- és keresztirányú szelvénye, a beépített betongyűrűk és a perforációk helye, a deponált és az elszállított földmennyiség. Napijelentések készültek a munkák befejezésekor, a munkaterület átadásakor is. A napijelentések alapján készült el a kutatólétesítmények műszaki záródokumentációja (SZEGŐ et al. 2003a, b).

Vízhozammérők (bukók) létesítése

A vízhozammérő műtárgyak (bukók) létesítésének célja a kutatási terület felszíni vízháztartásának pontosítása, feladata lehetőség megteremtése a fontosabb patakok időben változó vízhozamának észlelésére, kivitelezője a Calamites Kft., alvállalkozója a Pécsi Hydroterv Bt. volt.

A 2002–2003. évi kutatás megkezdéséig a terület felszíni vizeire vonatkozó monitoringrendszer keretében 4 vízhozammérő bukó (B1–4) üzemelt, ami nyilvánvalóan kevés volt. Ezért a vízháztartás pontosítására további 5 bukót (B5–9) terveztünk. Ezen kívül az Előzetes környezeti hatástanulmány (EKHT) igényei szerint a vizsgált területre eső két község (Bátaapáti és Mórág) környezetében további 4 bukót (B10–13) létesítettünk (2. ábra). A területen lévő bukók adatait a 4. táblázatban összesítettük.

A felszíni kutatás keretében készült új bukók telepítési szempontjait az alábbiakban ismertetjük.

— A B5 bukót az Éva-völgyében, a B6 bukót a Mélyvölgyben folyó patakra telepítettük, mindkettőt a két völgy találkozási pontjának közelében. Ezzel elősegítettük az ugyancsak itt mélyült M6–6 (1997) és M6–7 (2002) kútcsoportok hidrogeológiai kiértékelését. Emellett a két bukó adatait felhasználhattuk a Mórág községbe jutó vizek hozamainak megállapításához is.

— A B7 bukó kiépítését az Éva-völgyében, az Anikóforrás közelében terveztük, ahol a talajvíz-domborzati kép alapján már a telephely feletti területeken beszivárgott víz jut felszínre. A bukó alatti völgyszakaszon a Henrik-forrás és az Üh–12 figyelőkút közelében már meglévő B4 bukó ennek és a mélyfúrásokkal feltárt telephelyi domb közvetlen keleti völgyének hozamait méri. Az új bukó lehetővé tette, hogy a telephelyi részéről származó vízhozamokat a két bukó hozamának különbségéből pontosabban határozzuk meg.

— A B8 bukó létesítését az Üh–14 észlelőkút és a közelében telepített Üh–32 fúrás csoport felett terveztük. A bukó

4. táblázat. A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely környezetében épült bukók adatai

Bukócsoport	Kivitelező	Bukó jele	Koordináták		
			Y _{HTV} (m)	X _{HTV} (m)	Z (m BI)
Korábban készült (2000-ben állandósított)	Aquifer Kft.	B1	615 269,82	94 964,72	185,85
		B2	614 749,16	95 461,35	165,05
		B3	615 375,98	97 003,09	147,25
		B4	616 794,37	95 762,90	163,00
2002-ben a felszíni kutatás keretében készült	Calamites Kft.	B5	617 786,37	95 939,64	139,377
		B6	617 812,37	95 926,93	139,432
		B7	616 405,55	95 015,90	204,244
		B8	614 971,10	94 448,40	188,674
2002-ben az FKITT keretében készült		B9	614 321,50	95 243,51	170,236
		B10	615 310,97	97 058,55	145,703
		B11	620 129,84	97 473,52	106,425
		B12	616 118,90	97 636,88	139,948
		B13	616 528,08	99 043,78	127,421

feletti völgyszakaszon található az Uh–21 és az Uh–15 észlelőkút. A bukó alatti völgyszakaszon a már meglévő B2 bukó az egykori Üveghuta település völgyéből, az ugyancsak már meglévő B1 bukó pedig a Mészkenyence-völgyből származó vízhozamokat méri. Így az új bukóval a terület részletesebb vízföldtani jellemzést kapott.

— A B9 bukó kiépítését a Hosszú-völgyben terveztük, 0,5 km-rel a torkolat felett. A bukó és a torkolat között a patak alluviuma várhatóan nem vezet jelentősebb mennyiségű vizet, s a lefolyás mélyebb szintekben történik. A felszíni hozamot így a bukón tudtuk mérni. A Hosszú-völgy a korábbi ófalui kutatási terület egyik legnagyobb részvízgyűjtője, így ezen keresztül az ófalui kutatás során kapott információk is felhasználhatóvá váltak kutatásainkban.

— A B10 bukó Bátaapáti előtt, a B13 a falu után adott információt. A B12 bukót a Nagymórági-völgy torkolatánál, a tervezett lejtőszakna-kihajtás völgyében telepítettük. Végül a B11 bukó a mórági bekötőút torkolatánál Mórágó falu völgyének vízfolyásáról adott információt.

A 9 új bukó kiképzése hasonló a már meglévőkhöz: egy, a felvízi és az alvízi részek stabilitását egyformán biztosító beton műtárgy, amely a mérési igény szerinti 90°-os acél Thompson bukóélt és folyamatos felvízi szintészlelést lehetővé tévő kivezető csatornát tartalmaz zárható műszerházzal és automatikus (Dataqua típusú) vízszintregisztráló műszerrel együtt. A DDNPI szakhatósági előírása alapján a bukók részujjének beton felszínét Komlórról származó andezittel burkoltuk. A bukókat egyúttal vizuális leolvasást biztosító vízmércével, valamint karbantartást lehetővé tévő lépcsőkkel láttuk el (5. ábra).

Egy-egy bukó elkészítése normál terepi és időjárási viszonyok mellett 7-8 munkanapot vett igénybe. A B7, B8 és B9 műtárgyak építése a rossz útviszonyok és az esős időjárás miatt jóval nehezebb volt a többinél (a bukó építéséhez szükséges anyagokat sokszor kézzel kellett beszállítani a helyszínre). Egy bukóhoz átlagosan 12 m³ betont, 1-2 m³ sódert és kb. 6 t andezitet használtunk fel.

A terepi előkészítés után először a fenékbetonozást végeztük el a patakmederben. A tervező javaslatára nem tettünk kavicságyat a beton alá, mint a korábbi bukóknál, ezt vastagabb betonréteggel pótoltuk. A kötési szünet után (és az időjárási feltételek függvényében) végeztük el a rézsűk kialakítását, kövezését 5-30 cm-es tört andezitdarabokkal, majd beépítettük a vízállásmérő csövet. Ezt követően a bukók műszaki felszerelését (90°-os Thompson bukóél, Dataqua típusú mérőműszer, vízszintmérő léccel) végeztük el. A műtárgytól 10-15 m távolságban mindkét irányban létrehoztunk egy-egy űrpontot (cementbe ágyazott geodéziai pontot), amely a bukó esetleges elmozdulásának ellenőrzését szolgálja. Végül a megközelítési útvonalakat (lépcsők, létra) készítettük el, és helyreállítottuk a környezet eredeti állapotát: elszállítottunk valamennyi, a munkálatokhoz odaszállított és be nem épített anyagot.

A bukók geodéziai bemérését a Mecsekérc Geodéziai Csoportja végezte. A mérések a korábban állandósított (fakaró, vascsövek) és meghatározott alappontok felhasználásával történtek, Trimble 5605 DR 200+ mérőállomással, poláris részletpontmérés módszerével. A bemérések során a vízhozammérő műtárgy beépített vaslemezeének töréspontjait, a mérőműszer elhelyezésére szolgáló vascső tetejét, a vascső környékén a betonba helyezett hiltiszeget, a vízmérce „0” pontját, valamint a műtárgy két űrpontját határoztuk meg. A mért pontok EOY koordinátáját centiméteres pontossággal, Z (balti) magasságát milliméteres pontossággal határoztuk meg, a bukó jellemző adatának a Thompson bukóél bevágásának alját tekintettük.

Összefoglalás

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során a fúrások mellett bányászati és műszaki létesítményeket hoztunk létre. A bányászati létesítmények az árkok és az ásott kutak, műszaki létesítmények a vízhozammérők (a bukók).

Az árkok a földtani és tektonikai ismeretek vízszintes irányú kiterjesztésére nyújtottak lehetőséget a telephelyhez

legközelebbi két völgy talpán vezetve (a telephelytől K-re az Éva-völgyében A1 és attól Ny-ra, a Mészkemence-völgyben A2 jellel, kb. 750-750 m hosszban), egyúttal törésvonal nyomozását is lehetővé tették. A legkedvezőbb nyomvonal kiválasztását geofizikai mérésekkel és kézfúrásokkal segítettük. Az árkokat két módszerrel mélyítettük: faltisztítással, illetve valódi árkok mélyítésével, a végeredmény legalább 0,5 m magas falban az alaphegységi képződmények feltárása volt. Az árkokat 100 m-es szakaszonként már a mélyítés közben rekultiváltuk.

Az ásott kutak elsősorban vízföldtani céllal (a háromfázisú zóna vizsgálatára) mélyültek a fedőösszletben, de egyúttal a földtani ismeretek, elsősorban a paleotalajszintek pontosabb megismerését és vizsgálatát is lehetővé tették. 3 ásott kút mélyült, az Üh-22 fúrás közelében a dombtetőn a

35,0 m mély K2, alatta a domboldalban a 18,5 m mély K3 és az Üh-30 fúrás fölötti domboldalban a 19,8 m mély K4. Mélyítésük ugyan sok nehézséggel járt, de végül elérték céljukat: a szükséges, illetve lehetséges mélység elérése, a dokumentálás és a mintavétel, valamint a kútgyűrűvel való biztosítás megtörtént.

A bányászati létesítmények kihajtását részleges műszaki ellenőrzés segítette, egyúttal a megfelelő kihajtási módszerek alkalmazását és mennyiségi adatok megfelelő rögzítését biztosítva.

A vízhozammérőket (bukókat) a felszíni vízháztartás vizsgálatának pontosítására létesítettük. Összesen 9 bukó épült meg a felszíni kutatás során, melyek a korábbi 4-gyel együtt a terület felszíni vízháztartásának pontos ismeretét teszik lehetővé.

Hydrogeological monitoring network at the Bátaapáti (Üveghuta) Site

ÁGNES ROTÁR-SZALKAI¹, ISTVÁN HORVÁTH¹, KÁROLY MARSÓ¹, PÉTER NAGY¹, LAJOS Ó. KOVÁCS²,
TEODÓRA SZŐCS¹ and GYÖRGY TÓTH¹

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Hungarian Geological Survey, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: ground water, Hungary, hydrogeology, meteorology, monitoring, Mórággy Block, observation wells, South-eastern Transdanubia, water table, water composition,

Abstract

By means of a hydrogeological monitoring network, established in the wide surroundings of the Bátaapáti (Üveghuta) Site, recordings were made mainly of the qualitative and quantitative changes in surface and subsurface waters due to natural processes. For the evaluation the measurements were complemented by hydrometeorological parameters.

In the course of the investigation of surface waters, it was established that the discharge of streams varies between wide limits as a function of the amount of the precipitation. The flood waves diminish in a few days after the rainfall; their discharge exceeds even ten times the base flow. The base flow of the streams deriving from subsurface waters was steady; some streams became dry only in the summer of 2003, in an extremely dry period.

The observation wells were divided into groups on the basis of the detected groundwater regime. These groups corresponded to the different hydraulic positions of the observation wells. Different water table changes characterised the hilltop, hillside, and valley-bottom observation wells. The water table changes of the hilltop observation wells were controlled by the changes in air pressure and the tidal phenomena, while the water tables of the valley-bottom observation wells reacted sensitively to the infiltration and evaporation events. The hillside observation wells show a transitional character between the two former groups. The short-term groundwater table changes were caused by the air pressure, while the long-term ones were the result of the summarised effects of precipitation.

The changes in the heads of water stored in the fissure system of granite were also caused by the air pressure and tidal phenomena. In the closed fissure system the dominant character of this latter effect was observed, as opposed to the groundwater table changes.

In the course of the water composition investigations, it was established that the hydrochemical features of both the surface and subsurface waters have low natural changeability. The hydrochemical changes of the surface waters reflect the change in the ratio of the surface runoff and the recharge from below the surface. In the course of the examination of the surface waters the water sampling points were divided into two groups (*i.e.* waters of younger and older age). In the hydrochemical composition of the observation wells the mixing of the older waters from deeper horizons and the near-surface younger waters was shown.

Introduction

The aim of the hydrogeological monitoring network is to provide continuous information on the effects, regularities, and trends of the natural processes taking place in the environment through the investigation of the wide surroundings of the Bátaapáti (Üveghuta) Site. The tasks of the observation system are different during the exploration of the Site, during the building and filling up of the repository, and also after its closing. In the stage of site exploration the primary

tasks were the following: (i) a survey of the initial situation relating to the environmental elements of the region; (ii) simultaneous data supply for the different phases of the site characterisation and (within it) for the hydrodynamic modelling and safety analysis.

The observation points of the monitoring network (Figure 1) were developed by using the objects established during the exploration. Simultaneously with the progress of the exploration, the number of observation points, drawn into the monitoring increased gradually. The first observa-

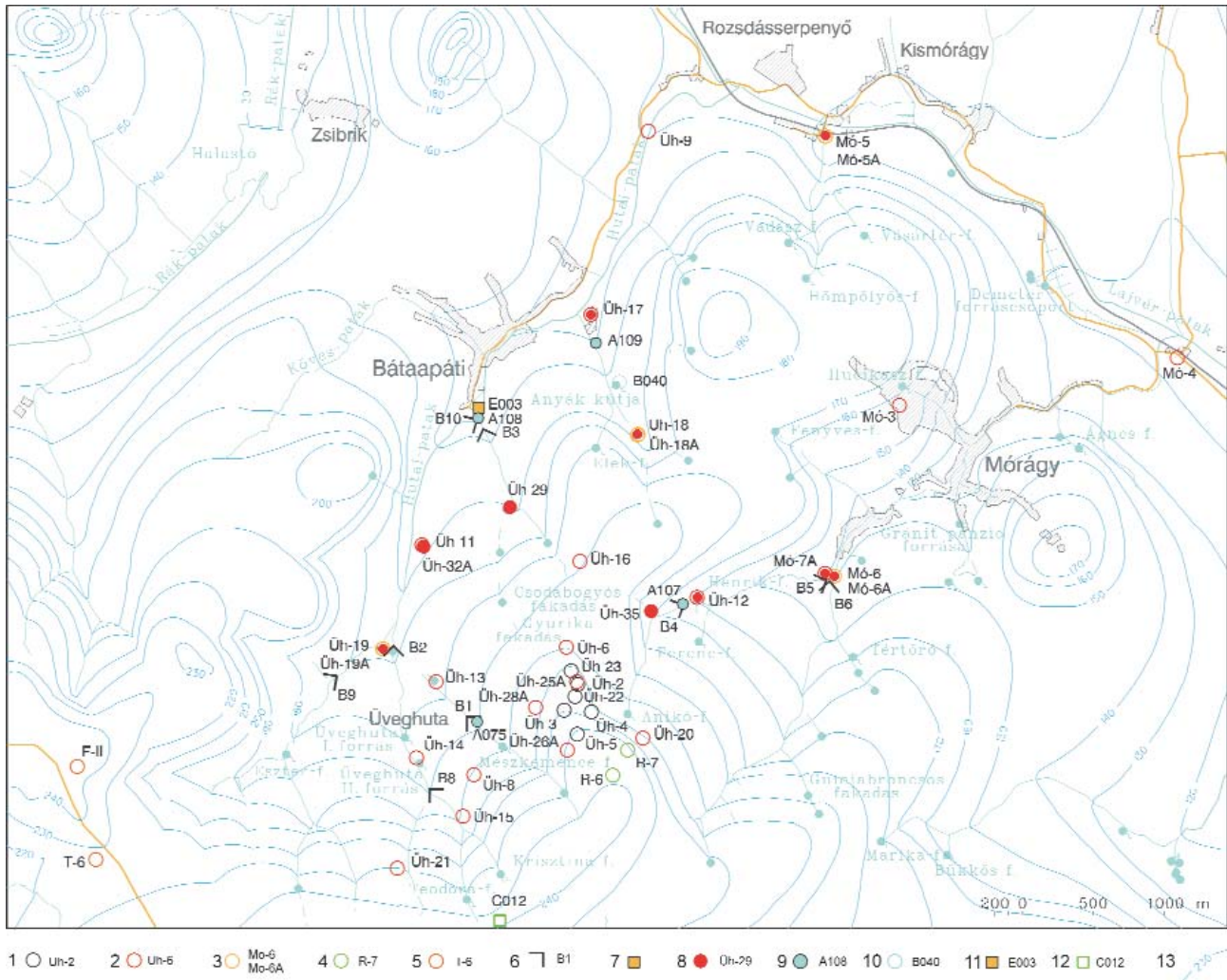


Figure 1. The detecting spots of the hydrogeological monitoring network and the localities of the hydrochemical investigations

1 – observation well, made from deep borehole, 2 – observation well, made from shallow borehole, 3 – double observation wells, made from shallow boreholes, 4 – observation well, made from geophysical shot hole, 5 – observation well, made from exploratory borehole at Ófalu site, 6 – established gauging station, 7 – meteorological station, 8 – sampled well, 9 – sampling point for surface water, 10 – sampled spring, 11 – sampling place for precipitation, 12 – dug well, 13 – constructed contour line of the groundwater table

1. ábra. A vízföldtani monitoringrendszer észlelési pontjai és a vízkémiai vizsgálatok helyszínei

1 – észlelőkúttá kialakított mélyfúrás, 2 – észlelőkúttá kialakított sekélyfúrás, 3 – észlelőkútpárrá kialakított sekélyfúrások, 4 – észlelőkúttá kialakított geofizikai robbantólyuk, 5 – észlelőkúttá kialakított ófalu kutatófúrás, 6 – állandósított vízhozammérő műtárgy, 7 – meteorológiai állomás, 8 – mintázott kút, 9 – felszíni vízmintavételi hely, 10 – mintázott forrás, 11 – csapadék-mintavételi hely, 12 – ásott kút, 13 – szerkesztett talajvíz-szintvonal

tions – which have been at a limited number of observation points so far – began in the second half of 1997. Continuous observations, covering simultaneously all the possible points, started in the February 1999 and have carried on until the present day in a uniform system and have expanded continuously by objects established at different stages of the exploration.

First of all, the monitoring system records the qualitative and quantitative changes in subsurface waters. For the interpretation of this, the registration of the changes in the qualitative and quantitative parameters of surface waters as well as in the hydrometeorological parameters influencing the subsurface hydrological cycle, is indispensable. The measurements were carried out at a meteorological station using an

observation well system consisting of 45 shallow and 14 deep boreholes, 13 gauging stations, and some springs. Water samples were collected from 14 points in a monthly frequency. The several years of observation provided the possibility to characterise the changes in subsurface waters under natural conditions and to determine the factors causing the changes (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). The proportion of the surface waters deriving from below the surface was determined. The trends and periodicity of the changes in the water table and the water head, measured in observation wells, have been investigated and compared to the similar kind of alternations of the meteorological parameters. The degree of changes in water composition were determined with the different recharge features for subsurface waters of different ages.

Results of the hydrometeorological measurements

The changes in the flow system of the subsurface waters and in the runoff conditions of the surface waters are equally in close connection with the hydrometeorological alternations. The parameters representing these changes — *i.e.* the amount of precipitation, the air temperature and pressure — have been continuously measured by automatic electronic measuring instruments at a meteorological station. The latter was established in Bátaapáti, at the beginning of November 1999. The amount of precipitation was recorded by a Lambrecht 15188 type automatic measuring device (with 0.1 mm accuracy). This is suitable also for measuring winter precipitation due to the factory-equipped heating apparatus in it. The changes in air pressure were measured by a Vaisala PTB200 type digital measuring device (with 10 hPa accuracy), while changes in air temperature were measured by a DTR13 type thermometer equipped with a shading screen (with 0.1 °C accuracy). The measured available data were recorded by a QLC50 type data logger at a 10 minute frequency.

The evaluation of the data from the hydrogeological observations began in 1997 and data collection has carried on continuously since then. The latter were measured by the stations of the Hungarian Meteorological Service. The stations at Pécs and Véménd were taken into account for the period before the establishment of the meteorological station at Bátaapáti.

The analysis of the parameters measured at the meteorological station at Bátaapáti was carried out with the accuracy necessary primarily for the interpretation of the hydrogeological observations. During the evaluation no attempts were made to detect new phenomena or new tendencies; rather, the aim was to determine the degree of the already known processes in the studied period and in the region of the measuring station at Bátaapáti. The results of the most important hydrometeorological measurements can be summarised as follows.

By comparing the average temperatures of the consecutive years it has been confirmed that, in accordance with the climatic conditions of the region, the yearly rhythm of temperature alternation is balanced and greater anomalies do not appear. The trends over several years of monthly average temperature, however, show a more varied picture. A greater deviation from the many years' tendency can be seen during the extremely cold periods in December 1999 and February 2003, as well as during the periods that were much warmer (+3 °C) than the average in May and June 2003. The latter value from the data sequence from Pécs was the highest one measured in the course of the last 100 year.

In general, the changes in air pressure show higher values in the winter months (the difference between the maximum and minimum values is above 30 hPa) and lower ones (20 hPa or below) in the summer months. The daily fluctuation of air pressure is about 1 hPa at Bátaapáti, but in case of a sudden change in weather a difference of 10 hPa may also

occur. In the course of the statistical study (cycle analysis) of the air pressure time series, regularly repeating 8, 12, and 24 hours rhythmical alternations were detected.

In the region of Bátaapáti there is no information on the spatial distribution of the precipitation. The nearest precipitation measuring station can be found at Véménd. By comparing the measurement data of the two stations, it has been established that differences in the amount of the precipitation may occur even within a short distance. (This has been observed mainly in case of the heavy showers of the summer period in short terms.) Generally, the yearly precipitation amount varies between 600–700 mm. Based on the data of the measuring station at Véménd (for the period between 1961–1990), the many years' average of precipitation is 636 mm. The average of the yearly precipitation, measured at Bátaapáti is similar to that at Véménd (627.6 mm in the period between 1999–2003). The 1990s proved to be wetter: the only year in which the annual precipitation did not exceed 500 mm was 1990 (the precipitation was 489.5 mm). The yearly precipitation exceeded 700 mm, a value several times greater than the average (in the years 1991, 1993, 1995, 1998, and 1999). The year 2000 and afterwards can be regarded as poor in precipitation as compared to the previous period. The precipitation exceeded 600 mm (624.8 mm) only in 2001, while in 2000 and 2003 values below 450 mm (364.2 mm and 432.9 mm, respectively) were measured.

The yearly distribution of precipitation shows generally two, rarely three maxima. In average values, the difference between the maximum (June) and minimum (February) of the monthly precipitation is almost four-fold. The precipitation in the winter and summer half years differs considerably — it is nearly two-fold in the summer half years.

Results of the water stage–discharge measurements in the surface waters

The task was to know exactly the hydrological cycle of the area, to determine precisely the connection between the surface and subsurface waters, as well as to characterise the surface runoff. For this reason altogether 13 gauging stations (overfalls) were established on the streams in the environs of the Site (Huta Creek, Mórág Creek, Nagymórág Creek, Mézskemence Creek, Éva Valley cut, Mély Valley cut and Hosszú Valley cut; Figure 1). The establishment of the Overfalls took place in two steps. By creating overfalls B1, B2, B3 and B4 in 1999 as well as 2000, it was intended mainly to track the changes in time in the water amount ascending from below the surface in the four valleys nearest to the Site. Thus these observation points were designated in the upper sections of the streams. The further gauging stations, established in 2002, enabled the investigation of the surface and subsurface hydrological cycle which is characteristic of the whole region of the Site, and its changes over time. Accordingly, the observation points serving the characterisation of the water behaviour in the upper sections of the streams (B7, B8, B9) have been complemented. The gauging stations

(overfalls) in the lower sections of the streams were established in order to investigate the water amount collected during the surface and subsurface runoff in some partial catchment areas (B5, B6, B10, B12). This included the two most important streams (B11: Huta Creek, B13: Mórág Creek) during the surface and subsurface runoff. During the installation it was taken also into consideration that, although the regime of the streams can be regarded as balanced in the dry period, the discharge of the creeks may be multiplied in the wet season. Due to the change of several orders of magnitude in water discharges, a specific measuring device had to be created. It also had to measure discharges of several thousand l/min reliably, besides the exact measurement of discharges of some l/min. The choice fell on a complex measuring overfall with a crest composed of two profiles of different inclination. In the winter period, when the temperature of the air sinks permanently below freezing point, the creeks quickly freeze due to their small stream character. Therefore, it is not possible to

measure continuously the water stage and discharge — not even by regular maintenance and ice breaking.

The water stage rise of the streams follows clearly the amount of the precipitation. All the gauging stations are characterised by the fact that the water stage rise appears with a delay of some hours after the rainfall. The flood wave, caused by a single rainfall within one day, subsides in 24 hours. On the other hand, nearly one week of wet weather results a rise in the water stage, lasting 4-5 days after the rainfall has stopped. On the basis of the results of long-term water stage measurements, it can be stated that the regime of the studied streams is rather extreme. After a great amount of precipitation at one time, the flood discharge may exceed even by more than ten times the small-water base flow of the winter and end summer periods, which are poor in precipitation. In the winter period the sudden, quick water stage rise, due to the precipitation, as well as the long-lasting, more permanent water stage rise, caused by snow melting, can easily be separated. In summer,

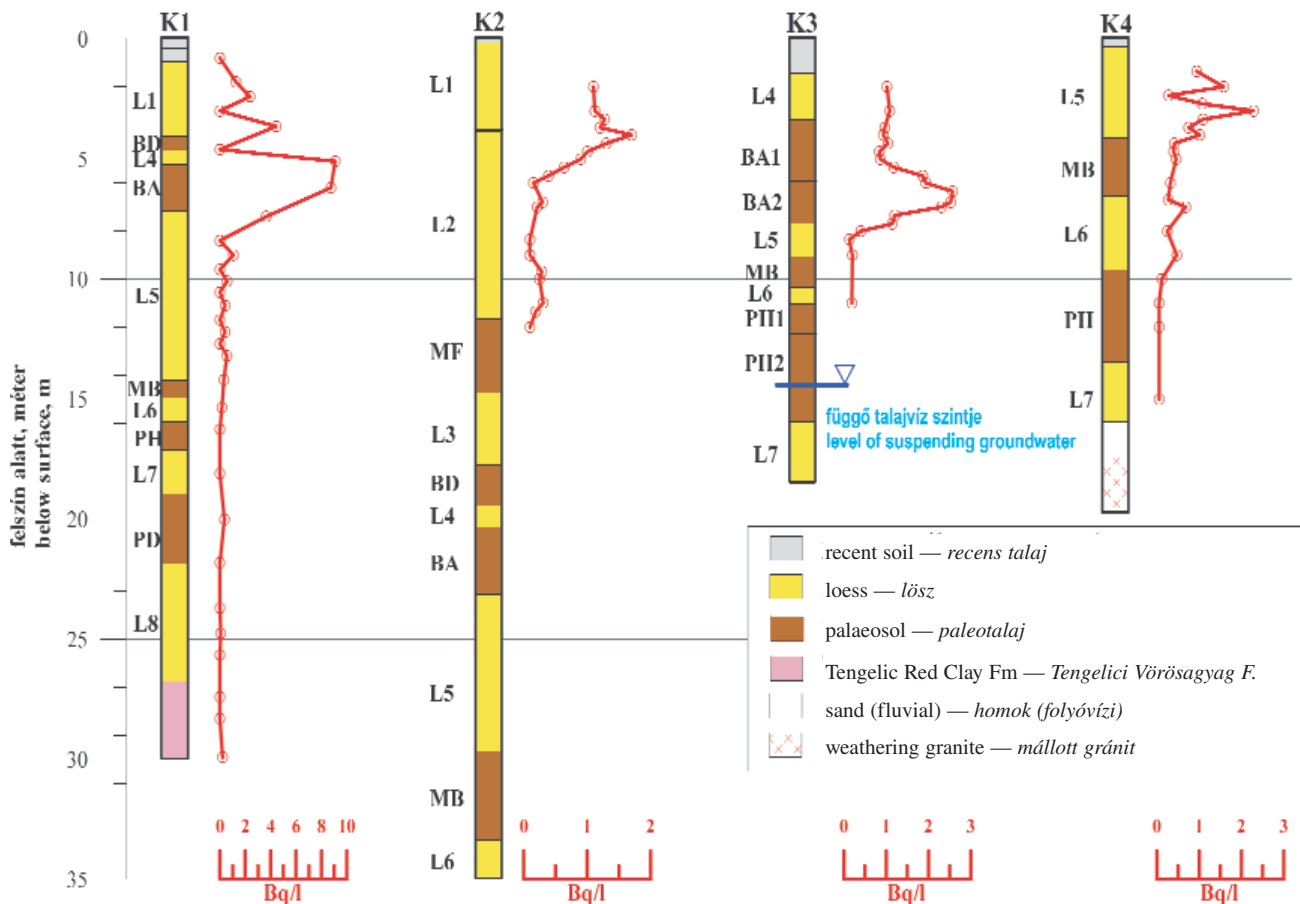


Figure 2. Sections and investigation results of the dug wells drilled in the Üveghuta Research Area

Paks Loess Formation: L1-L8 = loess horizons; MF = Mende Upper Palaeosols; BD = Basaharc Double Palaeosols; BA1 = Basaharc Lower Palaeosols, Upper horizon; BA2 = Basaharc Lower Palaeosols, Lower Horizon; MB = Mende Basic Palaeosols; PH1 = Paks Sandy Palaeosols, Upper Horizon; PH2 = Paks Sandy Palaeosols, Lower Horizon; PD = Paks Double Palaeosols; PDL = interstratified loess in Paks Double Palaeosols; red curve = tritium content in the rock moisture (After MARSÍ et al. 2004)

2. ábra. Az üveghutai kutatási területen mélyült ásott kutak szelvényei és vizsgálati eredményei

Paksi Löss Formáció: L1-L8 = löszhorizontok; MF = Mendei Felső Talajhorizont, Felső Talaj; BD = Basaharc Dupla Talajhorizont; BA1 = Basaharc Alsó Talajhorizont, Felső Talaj; BA2 = Basaharc Alsó Talajhorizont, Alsó Talaj; MB = Mende Bázis Talajhorizont; PH1 = Paksi Homokos Talajhorizont, Felső Talaj; PH2 = Paksi Homokos Talajhorizont, Alsó Talaj; PD = Paks Dupla Talajhorizont; piros görbe = kőzetnedvességben mért tríciumtartalom (MARSÍ et al. 2004 után)

in the permanently dry, warm periods (like in the summer of 2002), the degree of evaporation is in balance with the subsurface recharge of the base flow, which results in the daily fluctuation of the water stage. If the degree of the evaporation exceeds the recharge from below the surface, the water stage subsides below the “0 level” on the gauge, the overfall of water over the structure stops, dead water accumulates behind the overfall crest, and in an extreme case the channel becomes dry. The summer of 2003, which was poor in precipitation, resulted in the complete drying-up of several measuring sections.

Changes in the groundwater tables

The changes in the groundwater tables were recorded in 40 observation wells. The latter were created from shallow boreholes (Mó-3, Mó-4, Mó-5, Mó-5A, Mó-6, Mó-6A, Mó-7A, Mó-7B, Mó-7C, Mó-7D, Üh-6, Üh-8, Üh-9, Üh-11, Üh-12, Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-16, Üh-17, Üh-18, Üh-18A, Üh-19, Üh-19A, Üh-20, Üh-21, Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C, Üh-32A, Üh-32B, Üh-32C, Üh-32D, Üh-33, Üh-34, Üh-35, and Üh-36A), geophysical shot holes (R-6 and R-7), and two observation wells in the Ófalu research area (F-II and T-6, Figure 1). The change in the heads of the waters, filling the fissure system of the granite, was measured in the different depth intervals of the 14 deep boreholes (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23, Üh-25, Üh-26,

Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30, Üh-36 and, Üh-37) in the area of the Site, separated by packers. For measuring the changes in the groundwater tables, the measuring devices Hidroprofi-L (operating on the principle of floating balance) and Dataqua (equipped with a pressure probe) were used. The observation results were read weekly; when the reading took place manual water table check measurements were also carried out every time. In the observation wells, created from deep boreholes, the packer intervals of the measuring multipacker system have since been remodelled several times in accordance with the changing research tasks. Thus there are no sequences in which there are many years of undisturbed data.

In the Üveghuta area, the following effects influencing the subsurface water tables had to be taken into account:

- infiltration from precipitation,
- evaporation of ground water,
- changes in the water tables of drainage wells and streams,
- changes in air pressure,
- terrestrial tides,
- hydraulic tests, pumping tests,
- water samplings,
- drilling activity.

For evaluating the changes in the groundwater tables, the water table time series were divided into groups on the basis of several points of view. The interpretation was carried out by both comparative analysis of the regime curves of the wells and by statistical methods.

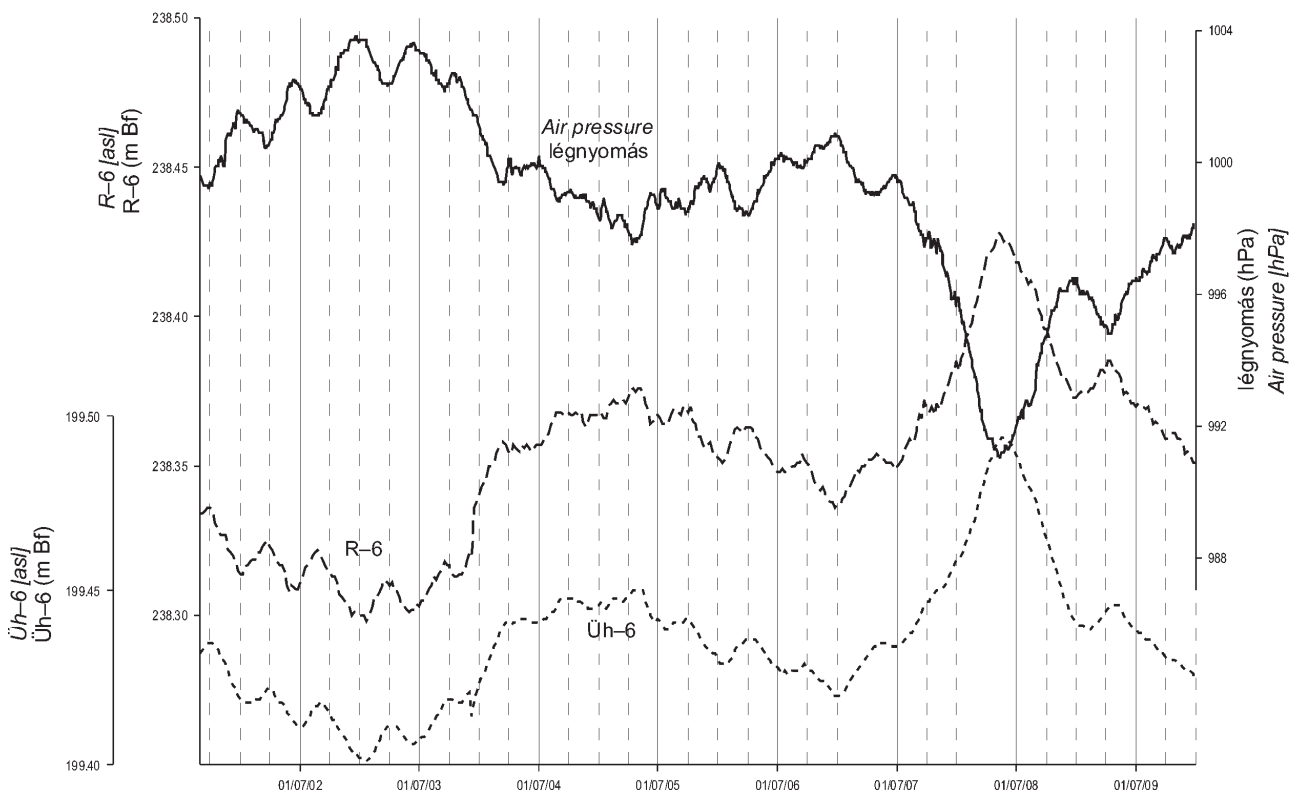


Figure 3. Connection between the water tables of observation wells Üh-6 and R-6 and the air pressure

3. ábra. Kapcsolat az Üh-6 és az R-6 észlelőkutak vízszintje és a légnyomás között

The observation wells were established in different hydraulic positions of the flow system of the region and thus the changes in water composition, water tables and heads at different points of the flow system could be recorded. The majority of the observation wells, as well as the well pairs, were drilled in the possible upward zones, on the valley bottoms, to a depth of 15–50 m. Thus they react directly to the changes in weather by their near-surface water tables. At some places, (20–80 m deep) water table observation wells were also established which recorded the deeper water tables of partly the hilltops and partly the hillsides. On this basis, *hilltop*, *hillside*, and *valley-bottom* observation wells are distinguished. At the same time the above grouping agrees with the separation according to the groundwater depth below the terrain. In the valley-bottom observation wells, the groundwater table below the terrain is 0.3–6.5 m, in the hillside ones it is 10.5–33.8 m, while in the hilltop ones is 53.3–79.98 m.

In the different hydraulic positions, different phenomena affect the subsurface waters and thus even the nature of their water table time series differs considerably. The differences were observed both in the short-term changes and in changes over many years. The regime curves of the hilltop, hillside, and valley-bottom water table observation wells were compared. This showed that valley-bottom wells, having a near-surface water table, react sensitively to the infiltration and evaporation events, while the regime of other observation wells is determined mainly by the changes in air pressure.

The water table time series of the *valley-bottom* observation wells are characterised by daily and seasonal changes. A yearly cycle can also be recognised, but rhythms over several years have not been detected. A determinant factor in the water table changes of the valley-bottom observation wells is the degree of infiltration from precipitation. The latter is a function of the duration of the dry period before rainfall, the amount of the precipitation which falls at one time, and the intensity of the rainfall. The reason for the difference between certain observation wells is that this effect is influenced predominantly by the amount of water flowing in the sediments (alluvium), deposited on the valley bottoms. The degree of the effect depends on the thickness of the alluvium. It was shown by correlation investigations that the water table changes in most of the valley-bottom observation wells are in close relationship with the monthly sum of the precipitation. On the basis of the difference in the daily changes in the water table data, as well as the cross-correlation comparison of the daily precipitation amounts, the effects of precipitation were detected immediately only in the water table of Observation Well Üh-11. The signs of the close correlation relationship with precipitation appeared only two days later in Observation Wells Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-17 and Üh-19, and with a delay of several days elsewhere (Figure 2). A peculiar phenomenon is the melting of snow that — similarly to the surface waters — also raises the table of the subsurface waters. In the water table changes of the wells established on alluvial sediments, a daily fluctuation appears — mainly in the summer period — which can be interpreted clearly as the effect of evapotranspiration here — that is, groundwater evaporation. The evaporation is of a different degree in the different observation wells. There are valley and near-valley wells (e.g. M6-4) where the sinking of the water table is a result of the draining of the system and not the groundwater evaporation.

The water table time series of the *hillside* observation wells are controlled by many years of changes. These changes are also of cyclic character with the duration of a cycle being four-five years. The water table changes are equally influenced by the amount of the precipitation, the air pressure, and the tidal phenomena. Out of the wells, Üh-16 differs from the others in its low water table fluctuation within the group. However, on the basis of both its hydraulic

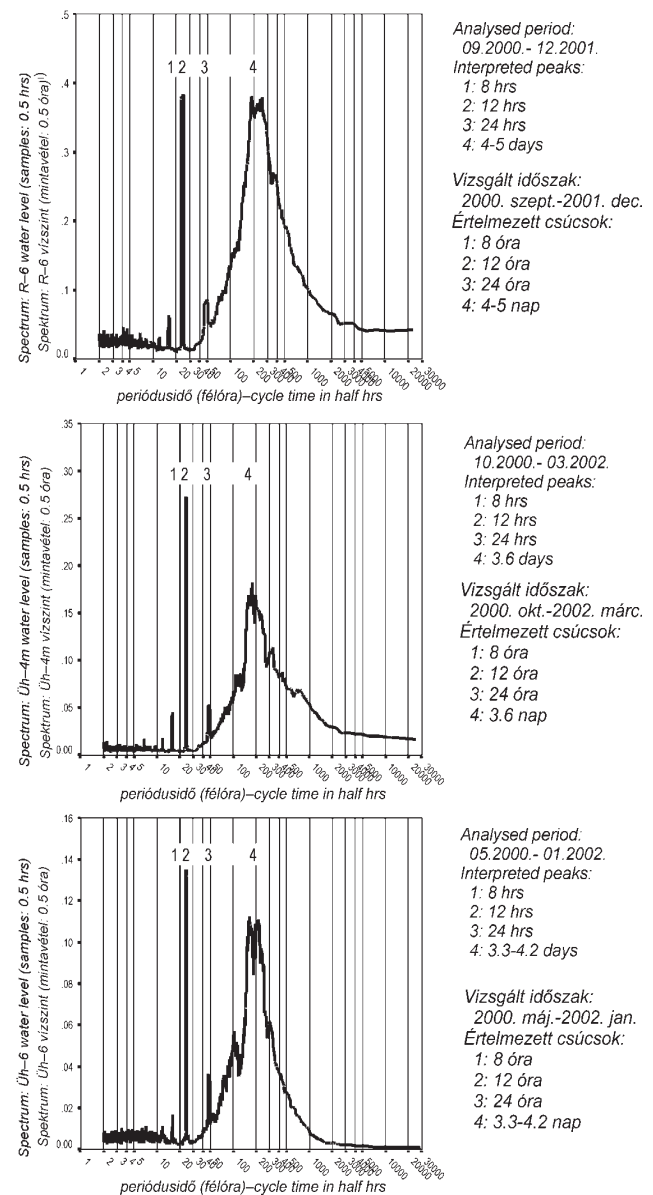


Figure 4. Typical spectra, determined during the cycle investigation of the ground water table time series of hilltop observation wells
4. ábra. Dombtetői észlelőkutak talajvízszint-idősorainak ciklus-vizsgálata során meghatározott tipikus spektrumok

position and the investigation of its short-term changes it is reasonable to assign it to this group. A characteristic feature of the hillside group is that some observation wells show similarities with the valley-bottom ones, while the others have similarities with the hilltop ones. The effects of certain rainfall events or wet periods cannot be observed in the water table time series. The effects of the infiltrating waters can be summed up and the water table curves can be brought into close connection with the yearly amount of precipitation. The effects of both the air pressure and the tides appear in the water table changes that, in general (with the exception of R-7), cause just a some cm of water movement. The Observation Well R-7 reacts to the mentioned effects in a way characteristic of the hilltop wells; the air pressure change results in a water movement of around 20 cm.

The detected long-term groundwater table changes in the *hilltop* observation wells show a trend. Probably, these trends may be the consequences of some long-term accumulated effects that cannot be brought into connection with the many years' fluctuation of the weather elements. For exploring the effects that cause the water table changes, the measurements have to be continued for several years. As opposed to the long-term changes, the short-term water table fluctuations are of the same nature and degree, respectively, in every well. The short-period water table movement is controlled by the air pressure and the tides (Figure 3). The cycle investigation in the hilltop observation wells provided total-

ly identical results for all the observation wells; these results reflect the 8 hours, 12 hours, and 24 hours changes in air pressure (Figure 4). The 12 and 24 hours changes are connected to the tidal effects that can only be observed to a small degree with some cm of fluctuations.

Changes in the pressure of fissure waters

Similarly to the hilltop observation wells, the fluctuation in the groundwater head of the granite is influenced mainly by the change in air pressure and the tidal phenomena. In the more closed fissure system of the granite, these effects appear more markedly than in the ground waters. The effects of both the air pressure and the simultaneous tides result in the same degree of groundwater head change in almost every detected interval. As opposed to the ground waters of the hilltop observation wells, the effect of the tides appear more strongly than that of the air pressure in the deeper zones, causing a nearly four times bigger change.

On the basis of statistical analyses, it has been determined that there is a very close connection between the change in air pressure and water table changes. The cycle investigation was carried out for both longer and shorter periods. In the different horizons of the individual observa-

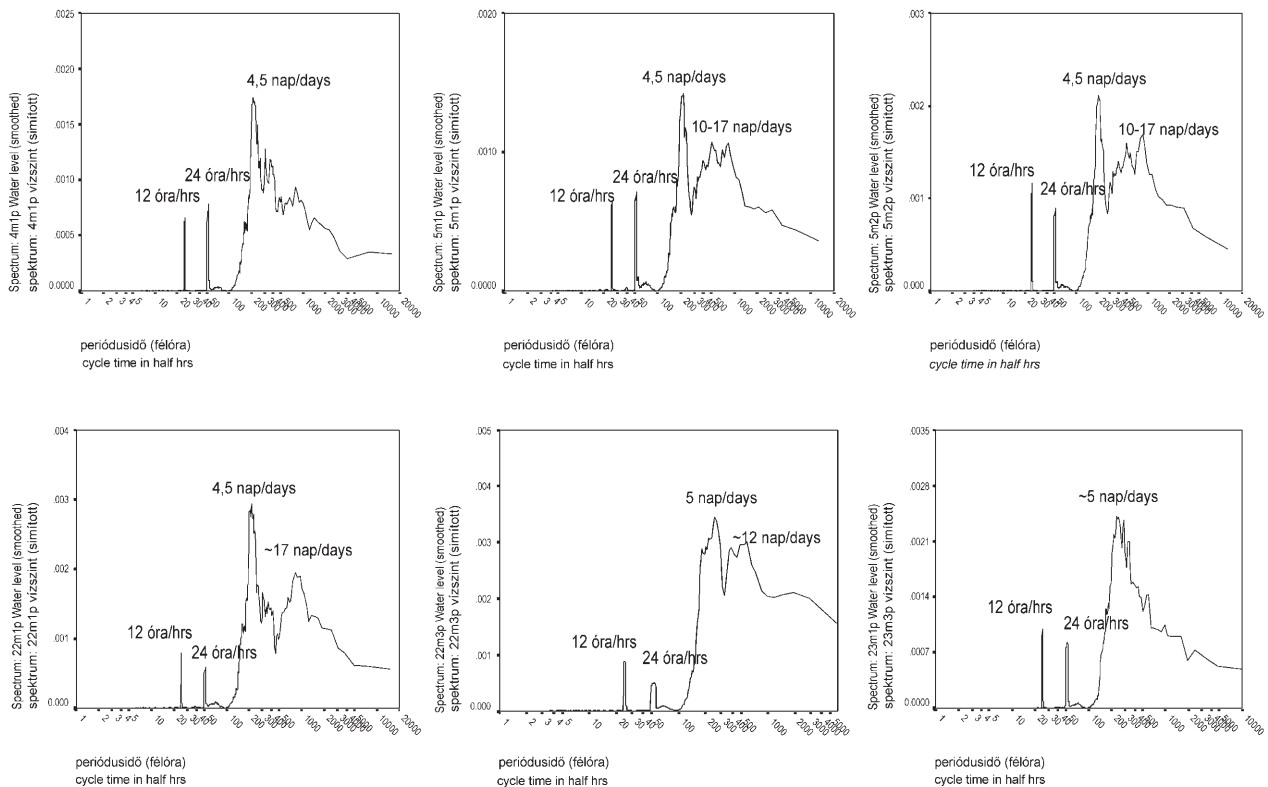


Figure 5. Spectrum of changes, detected in the groundwater heads of observation wells, created from hilltop deep boreholes with the period time of the main cycles

5. ábra. A dombtetői mélyfúrásokból kialakított észlelőkutak potenciálszintjeiben észlelt változások spektruma a főbb ciklusok periódusidejével

Table 1. Data of the sampling spots

Village	Code of the sampling spot	Site of sampling	Subject of sampling	Filtered section (m)	X _{100v}	Y _{100v}	Z (m asl)
Bátaapáti	A075	Méskemence Creek, at the mouth of the right side tributary valley	creek		94,917.0	61,5305.0	195.0
	A107	Creek above Overfall B4	creek		95,750.0	61,6760.0	166.0
	A108	Huta Creek, above Overfall B10	creek		97,060.0	61,5310.0	149.0
	A109	Nagymórág Valley, appr. 100 m above Overfall B12	creek		97,590.0	61,6140.0	144.0
	B040	Nagymórág Valley, Anyák-kútja	spring		97,310.0	61,6290.0	154.0
	E003	Huta Creek Valley, meteorological station	rainfall		97,130.0	61,5330.0	147.0
Mórág	Mó-5	Mouth of Naspolya Valley	well	40.0-50.0	99,049.5	61,7766.8	123.5
	Mó-6	Mórág Valley, at the mouth of Éva Valley	well	40.0-50.0	95,954.0	61,7843.2	140.5
	Mó 7A	Mórág Valley, at the mouth of Éva Valley, borehole group	well	37.5 50.0	95,962.1	61,7757.4	144.0
	Üh 12	Éva Valley, near to Henrik Spring	well	12.5 15.0	95,797.9	61,6869.7	162.1
	Üh 18	Nagymórág Valley	well	40.0 50.0	96,946.2	61,6455	156.7
Bátaapáti	Üh-19	Huta Valley, at the mouth of Hosszi Valley, forester's lodge	well	40.0-50.0	95,436.8	61,4656.2	166.5
	Üh-29	appr. 600 m SSE above Overfall B3, 232.3-300.38 m	well	232.3-300.4	96,431.2	61,5537.3	160.6
	Üh-32A	Huta Valley, Idegen Fieldlands, borehole group	well	26.9-50.0	96,154.2	61,4925.4	157.6
	Üh-35	Éva Valley	well	30.0-44.2	95,696.1	61,6530.2	176.2

tion wells, totally concordant results for both parameters were obtained. The long-term cycle investigations revealed changes over periods of 4-5 and 10-17 days, respectively, in the water table changes. They are in accordance with the periods observed during the changes in air pressure. Short-term rhythmical alternations were also detected; for them 12 and 24 hours repeated changes were confirmed by detailed analysis (Figure 5). The so determined cycles show little difference from those of the ground waters. Here, the 12 and 24 hours time-period also reflects the effects of the tidal phenomena. The asymmetric character of the effect was also observed in the deeper horizons, according to which the 12 hours periods are always weaker. As opposed to the ground water, however, no changes repeating every 8 hours were detected, which indicates the effect of the tides on the air pressure. On the basis of their absence in the deep boreholes, it is assumed that the deeper zones of granite form a much more closed system than the aquifer upper fissured granite layer that has only an indirect connection with the air pressure. Due to the nature and structure of the multipacker observation system, there is no possibility for this connection — not even within the observation well.

Water composition investigations

The aim of the water composition investigations was to detect the changes in time in the composition of the surface and subsurface waters in the Bátaapáti research area. The degree of changes gives information on the stability of the flow system over the course of time. The water composition investigations in the framework of the monitoring helped in

the acquisition of a reliable knowledge on the basic geochemical condition of the subsurface waters.

The designation of the regular sampling points began in July 1997 and with the progress of the research the number of the sampled points has increased. When designating the points, the intention was to get acquainted with the waters of different age and mixing proportion in the flow system of the drainage area, as well as to make the sampling relatively simple and reliably reproducible. The multilevel packer system, built in boreholes deeper than 100 m, precluded automatically the possibility of sampling, with the exception of Well Üh-29 where the depth water comes to the surface.

The regular sampling of the creeks began in 2000 and 2002, respectively.

All the sampling points were established in the possible ascendance zone of contaminants from the subsurface reservoir of low- and intermediate-level radioactive wastes.

The sampling points of the water composition (Table 1, Figure 1) are as follows:

— an observation wells, created from shallow Boreholes Mó-5, Mó-6 and Mó-7A, as well as Üh-12, Üh-18, Üh-19, Üh-32A and Üh-35;

— observation well, created from deep Borehole Üh-29;

— surface streams: Éva Valley (A107), Méskemence Valley (A075), Huta Creek (A108), and Nagymórág Valley (A109);

— a captured spring: Anyák-kútja (B040) in the Nagymórág Valley,

— precipitation at the meteorological station (E003).

Water sampling took place on a monthly basis. In the weathered or fissured granite the filtered wells penetrate

generally poor aquifers; after their draining the recharge is slow and takes place mainly from above, from the upper groundwater tables; after the recharge the original water composition is restored over a period of a few months. The water extraction before sampling was minimised in order to shorten the period of the restoration of the original water composition. A customised sampling procedure has been elaborated for all the sampled wells, taking into account the experiences of the investigations. During the sampling, the following parameters in the frame of measurements made on the spot were recorded:

- water and air temperature,
- pH,
- specific conductivity,
- redox potential,
- alkalinity.

The devices were calibrated by using the factory etalon every sampling day, before the first sampling. When measuring alkalinity, three independent measurements were carried out on each occasion.

The laboratory analyses included the routine measurements (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, NH_4 , Cl, alkalinity, SO_4 , NO_3 , NO_2 , H_2SiO_3 , KOI, specific conductivity, and pH) and the determination of trace elements (Li, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Tl, Pb, Bi, Th, U) as well as ^2H , ^{18}O , ^{15}N , ^{34}S , and ^{222}Rn isotopes. The measurements of the ^2H and ^{18}O isotopes were carried out by the Laboratory for Geochemical Research of the Hungarian Academy of Sciences (MTA GKL); those of the sulphur and nitrogen isotopes were made by the Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences (MTA Atomki). The radon was determined by the Department of Atomic Physics of the Eötvös Loránd University (ELTE).

For the routine measurements as well as the nitrate, oxygen, deuterium, and tritium measurements, the samples were taken in new vessels and were washed three times by the water to be sampled. For the cation as well as trace element measurements, new plastic bottles, previously treated by nitric acid, were used. The bottles were washed twice by distilled water and then nitric acid of high purity was added to them in order to preserve the sample in advance. Concentrated sulphuric acid was added to the bottles necessary for KOI sampling — after acidising and preparing them by distilled water. For the nitrate analyses, the samples were preserved by acetonitril and stored in a cold storage bag or refrigerator, respectively, before beginning the examinations. For the sulphur isotope investigations the sampled water was alkalisied by NaOH to pH 12. Then the precipitation necessary for the analyses was formed by BaCl_2 . For the nitrogen isotope determinations, the samples were preserved by chloroform and stored in a cold storage bag or refrigerator, respectively, before the analysis. For the radon investigations the water sample was put under an “opti-flour-o cocktail”.

In reality, the sampling meant the collection of a sample series. The spectrum of the collected samples varied accord-

ing to the provenance and the purpose of use. In the course of the monthly samplings, there was not always the possibility to collect samples at every sampling point. In December 2002, then in January and March 2003, it was not possible to sample the deep Borehole Üh–29 due to technical reasons. In water-composition monitoring, this was the first really deep Observation Well (filtered between 232.3–300.38 m) in the upward zone and the only one that provides flowing water. Due to tracing investigations, Observation Well Üh–32A was not sampled in December 2002, while the M6–6 and M6–7A were not sampled in March and April 2003. In the dry periods in August, September, and October 2003, the section of the Huta Creek designated for sampling became dry and thus the collection of samples A–108 was suspended for three months.

In Observation Well Üh–18 — drawn into the tracer tests at Borehole Group Üh–31 — the NaBr solution, added as a tracer, then the high-concentration NaCl solution, which was pumped in subsequently, modified the composition of the original water. Here, after the tracer test, the time course of dilution as an effect of the natural flows was examined by regular sampling.

The age of the waters and their position in the flow system are reflected well by the cation exchange (*i.e.* decrease in the amount of Ca^{++} and Mg^{++} as well as an increase in Na^+). The change in the isotope ratio of ^2H and ^{18}O shows the water–rock interaction (Figure 6).

The $\delta^{18}\text{O}$ value of the waters older than 10,000 years is less than -11.5 ; that of the younger waters of Holocene age is

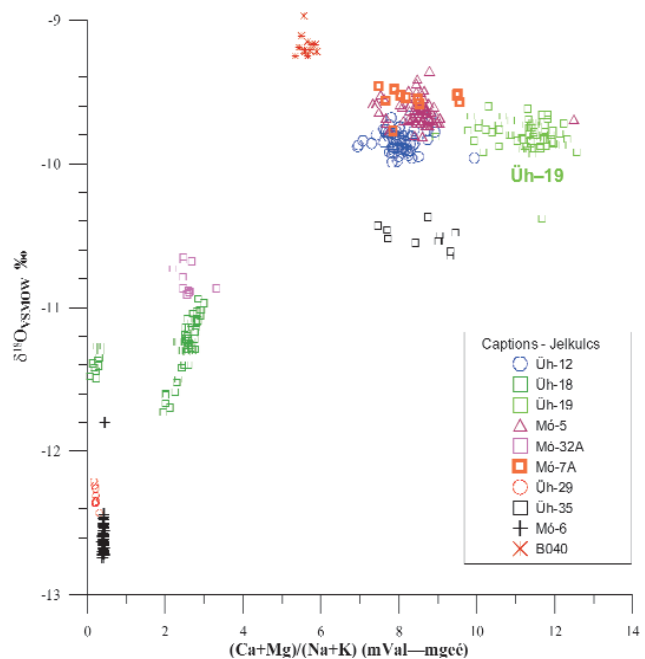


Figure 6. The sampling sites of subsurface waters as a function of $\delta^{18}\text{O}$ and cation exchange

VSMOW = Vienna Standard Mean Oceanic Water

6. ábra. A felszín alatti vizek mintázási helyei a $\delta^{18}\text{O}$ és a kationcsere függvényében

VSMOW = Bécsi standard, átlagos óceánvíz

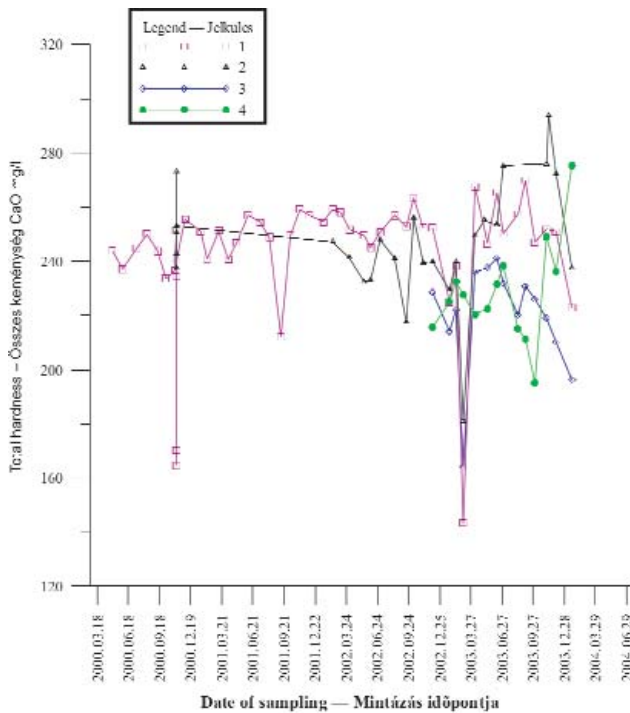


Figure 7. The temporal change in total hardness of the creeks
1 – Éva Creek, Overfall B4, upstream, 2 – Huta Creek, Overfall B10, upstream, 3 – Mészkenecs Creek, Overfall B1, upstream, 4 – Nagymórág Creek, Overfall B12, upstream

7. ábra. A patakok összes keménységének időbeli változása

1 – Éva-völgyi patak, a B4 bukó fölött, 2 – Hutai-patak, a B10 bukó fölött, 3 – Mészkenecs-patak, a B1 bukó fölött, 4 – Nagymórági-völgy, a B12 bukó fölött kb. 100 m

higher than -10.3 (in general -9.7). The climatic change at the Pleistocene–Holocene boundary represented a nearly 2000 years transitional period. During the investigations the measured values fell between the mentioned boundaries; they thus reflected clearly the transitional character, and at the same time showed clearly the effect of mixing the two kinds of water. It has been proved that the water of Wells M6–6 and Üh–29 derives from the precipitation infiltrated in Late Würmian (their ^{14}C age is around 20 thousand years). The waters of Üh–18, Üh–32A, and Üh–35 are mixed, and of a transitional character; on the basis of ion exchange it was shown that in the first two wells old Holocene, while in the latter one young Holocene water mixed with Würmian waters. The peculiar character of the water of the captured Anyák-kútja spring can be traced back to two causes. The first one is that the feeding ground of the spring is composed of granite, covered by a thin soil layer. In all the other cases the water infiltrates through relatively thick (40–50 m) loess. The latter is accompanied by the dissolution of more Na and less Ca and Mg. The other reason is that the infiltration area of the spring has a topographic position 100 m lower on average than that of the other water sampling points; it may result in the 0.5‰ increase in $\delta^{18}\text{O}$. On the basis of the ion exchange, the youngest water derives from Well Üh–19. It was prepared from two groups of samples from Well Üh–18 (on the left side of Figure 7) after the tracer tests, as mentioned above.

Figure 7 shows the total hardness (the amount of Ca^{++} and Mg^{++}) from the investigation data of the creeks. The remarkably low values of the figure indicate the diluting effect of the precipitation (high water stage) at the time of sampling or immediately preceding it. Only the time series of the creek in the Éva Valley is long enough for investigating fundamental regularities. The values of the base flow fluctuate within 20 units. This could be the common consequence of the evaporation from the alluvium along the creek and the analysis error ($\pm 5\%$). The slightly rising character observed during the studied period refers to the increase in the ratio of the ground water feeding the creek in the first place.

The changeability over time of total hardness for the two groups can be seen in Figures 8 and 9. In both figures the time trend of total hardness shows a rising character in some of the sampled wells (M6–5, Üh–19, Üh–18, Üh–35). The reason for this may be that, after the monthly sampling, the original water conditions are not restored perfectly in the environment of every well. The parallel running of the sawtooth pattern at wells Üh–12 and Üh–19 (Figure 8), for example, cannot be traced back to a natural effect. Furthermore, on the basis of the correlation coefficient of around 0.7 between the two data series its reason is an analytical error.

The temporal change in $\delta^{18}\text{O}$ values is demonstrated by Figures 10 and 11 in the previous grouping. The trend-like change in the oxygen isotope values of the sampled waters reflects water mixing. The examination of the samples from the wells drilled during the research proved that the $\delta^{18}\text{O}$ values decrease downwards in the infiltration zone. Thus the trend in Wells Üh–12, M6–5, and Üh–19 up until the summer of 2002 (Figure 10) can be interpreted by the increasing degree of mixing with older waters. This is in contradiction to the conclusions that can be drawn from the hardness time series of these same wells (Figure 8). However, in this case the latter assumption was accepted as trustworthy. The trend referring to rejuvenation (that can be detected at older waters — Figure 10) is in accordance with the total hardness data (Figure 9).

Since the detected changes are not strikingly great, it is mainly the reliability of analyses as well as the amount of regular and accidental errors that set limits to the reliably demonstrable detection of changes in the flow system and in the evaluation of the results of the water-composition investigations. These errors occurred even in case of careful sampling and sample treating.

Summary

By means of a hydrogeological monitoring network, established in the wide surroundings of the Bátaapáti (Üveg-huta) Site, recordings were made mainly of the qualitative and quantitative changes in surface and subsurface waters due to natural processes. For the evaluation the measurements were complemented by hydrometeorological parameters.

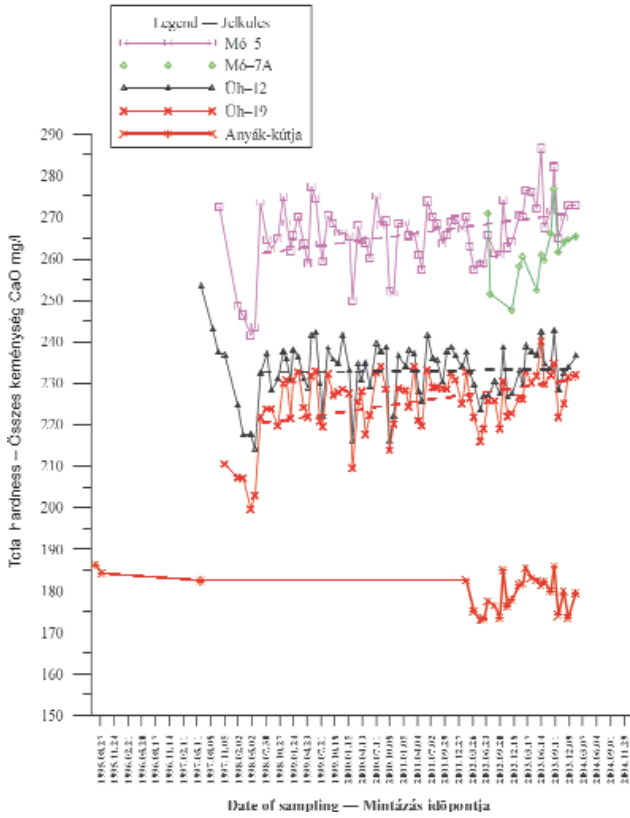


Figure 8. The temporal change in total hardness of the Holocene waters

8. ábra. A holocén vizek összes keménységének időbeli változása

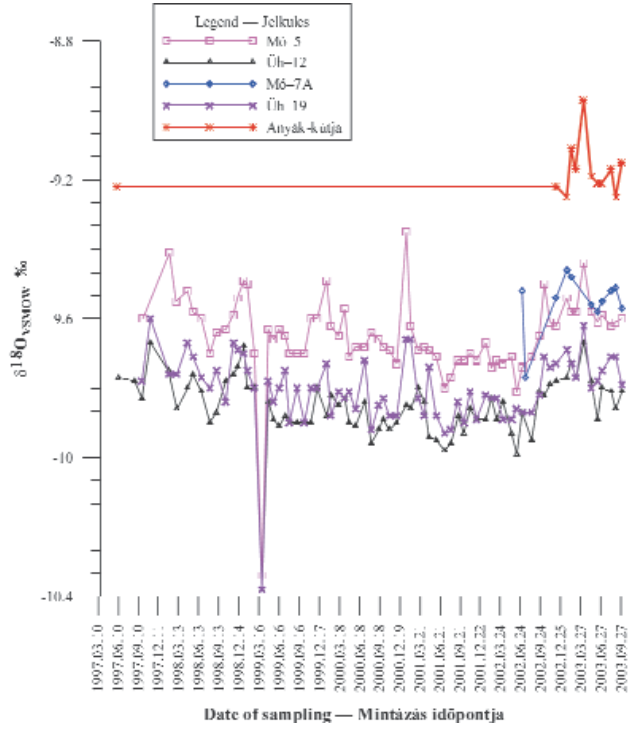


Figure 10. The temporal change in the $\delta^{18}\text{O}$ value of the Holocene waters

VSMOW = Vienna Standard Mean Oceanic Water

10. ábra. A holocén vizek $\delta^{18}\text{O}$ -értékének időbeli változása
VSMOW = Bécsi standard, átlagos óceánvíz

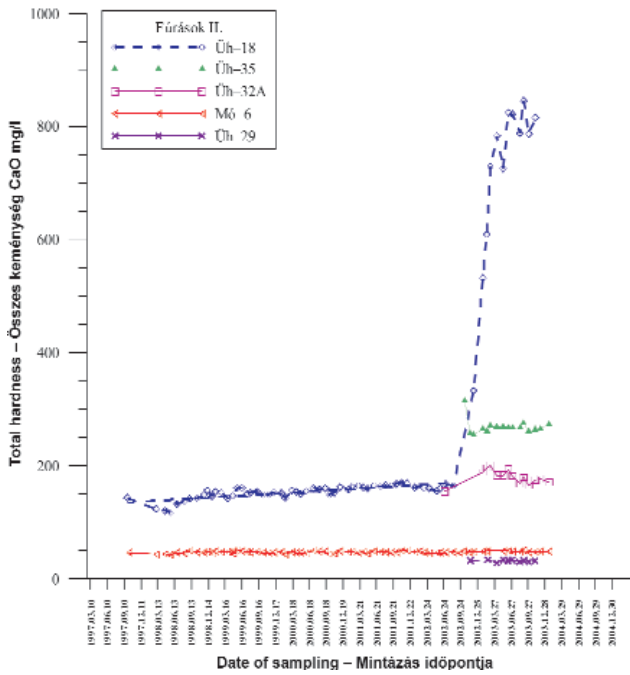


Figure 9. The temporal change in total hardness of the Pleistocene and mixed waters

9. ábra. A pleisztocén és kevert vizek összes keménységének időbeli változása

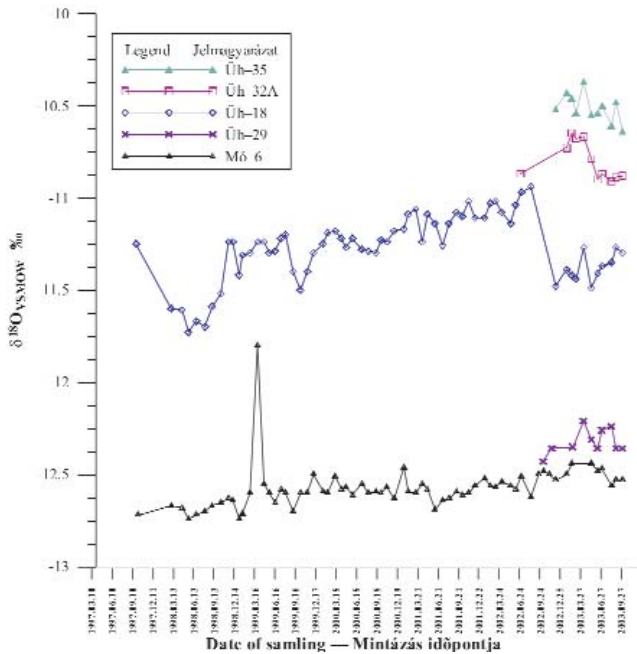


Figure 11. The temporal change in the $\delta^{18}\text{O}$ value of the Pleistocene and mixed waters

VSMOW = Vienna Standard Mean Oceanic Water

11. ábra. A pleisztocén és kevert vizek $\delta^{18}\text{O}$ -értékének időbeli változása
VSMOW = Bécsi standard, átlagos óceánvíz

In the course of the investigation of surface waters, it was established that the discharge of streams varies between wide limits as a function of the amount of the precipitation. The flood waves diminish in a few days after the rainfall; their discharge exceeds even ten times the base flow. The base flow of the streams deriving from subsurface waters was steady; some streams became dry only in the summer of 2003, in an extremely dry period.

The observation wells were divided into groups on the basis of the detected groundwater regime. These groups corresponded to the different hydraulic positions of the observation wells. Different water table changes characterised the hilltop, hillside, and valley-bottom observation wells. The water table changes of the hilltop observation wells were controlled by the changes in air pressure and the tidal phenomena, while the water tables of the valley-bottom observation wells reacted sensitively to the infiltration and evaporation events. The hillside observation wells show a transitional character between the two former groups. The short-term groundwater

table changes were caused by the air pressure, while the long-term ones were the result of the summarised effects of precipitation.

The changes in the heads of water stored in the fissure system of granite were also caused by the air pressure and tidal phenomena. In the closed fissure system the dominant character of this latter effect was observed, as opposed to the groundwater table changes.

In the course of the water composition investigations, it was established that the hydrochemical features of both the surface and subsurface waters have low natural changeability. The hydrochemical changes of the surface waters reflect the change in the ratio of the surface runoff and the recharge from below the surface. In the course of the examination of the surface waters the water sampling points were divided into two groups (*i.e.* waters of younger and older age). In the hydrochemical composition of the observation wells the mixing of the older waters from deeper horizons and the near-surface younger waters was shown.

References — Irodalom

- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., BÁNYAI L., HORVÁTH I., MENTES GY., Ó. KOVÁCS L., PAPP G., SZÉKVÖLGYI K., TÓTH GY. 2002: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az üveghutai kutatások kiegészítő munkái, a kutatási terület környezeti megfigyelőrendszerének működtetése 1998–2002 (in Hungarian: Final disposal of the low- and intermediate-level radioactive wastes from the nuclear power plant. Complementary works of the Üveghuta investigations, operation of the environmental monitoring system in 1998–2002). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

Vízföldtani megfigyelő-hálózat a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES¹, HORVÁTH ISTVÁN¹, MARSÓ KÁROLY¹, NAGY PÉTER¹, Ó. KOVÁCS LAJOS²,
SZŐCS TEODÓRA¹, TÓTH GYÖRGY¹

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.,

² Magyar Geológiai Szolgálat, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Kulcsszavak: Délkelet-Dunántúl, felszín alatti vizek, hidrogeológia, Magyarország, megfigyelőkutak, meteorológia, monitoring, Mórágyi-rög, vízminőség, vízszint

Összefoglalás

Az üveghutai telephely tágabb térségében kialakított vízföldtani monitoringrendszerrel elsősorban a felszíni és a felszín alatti vizek természetes folyamatok hatására bekövetkező mennyiségi és minőségi változásait regisztráltuk. Az értékeléshez méréseinket hidrometeorológiai paraméterekkel egészítettük ki.

A felszíni vizek vizsgálata során megállapítottuk, hogy a vízfolyások vízhozama a lehullott csapadék mennyiségének függvényében széles határok között változik. Az árhullámok a csapadékot követő egy-két nap alatt levonulnak, vízhozamuk esetenként az alapvízhozam tízszeresét is meghaladta. A vízfolyások felszín alatti vizekből származó alapvízhozama egyenletes volt, csak 2003 nyarán, egy rendkívüli száraz időszakban száradt ki több vízfolyás.

Az észlelőkutakat a megfigyelt talajvízjárás alapján több csoportba soroltuk. Az így meghatározott csoportok megfeleltek az észlelőkutak különböző hidraulikai helyzetének. eltérő vízszintváltozások jellemezték a dombtetői, a domboldali és a völgytalpi helyzetű észlelőkutakat. A dombtetői észlelőkutak vízszintváltozását a légnyomás változása és az árapályjelenségek határozták meg, míg a völgytalpi észlelőkutak vízszintjei érzékenyen reagáltak a beszivárgási és a párolgási eseményekre. A domboldali észlelőkutak átmeneti jelleget mutatnak az előző két csoport között. A rövid idejű talajvízszint változásokat a légnyomás, a hosszú idejűeket a csapadék összegzett hatása okozta.

A gránit repedésrendszerében tárolt víz potenciálszintjének változását szintén a légnyomás és az árapályjelenségek váltották ki. A zárt repedésrendszerben a talajvízszint-változásával ellentétben az utóbbi hatás domináns jellegét figyeltük meg.

A vízminőségi vizsgálatok során megállapítottuk, hogy mind a felszíni, mind a felszín alatti vizek vízkémiai jellemzői kis természetes változékonysággal rendelkeznek. A felszíni vizek vízkémiai változásai a felszíni lefolyás és a felszín alól utánpótlódó víz arányának változását tükrözik. A felszín alatti vizek vizsgálata során a vízmintavételi helyeket két csoportra (fiatalabb és idősebb korú vizek) bontottuk. Az észlelőkutak vízkémiai összetételében a mélyebb szintekből származó idősebb és a felszínhez közeli fiatalabb vizek keveredését mutattuk ki.

Bevezetés

A vízföldtani monitoringrendszer célja, hogy a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely tágabb térségének vizsgálata révén folyamatos információt szolgáltatson a környezetben lejátszódó természetes folyamatok hatásáról, szabályosságáról és trendjéről. A megfigyelőrendszer feladata a telephelykutató, a tároló kiépítése és feltöltése során, illetve lezárását követően eltérő. A telephelykutató szakaszában elsődleges feladat volt a térség környezeti elemeire vonatkozó alapállapot-felmérés, valamint egyidejűleg adatok szolgáltatása a telephely jellemzésének különböző fázisaihoz, ezen belül a hidrodinamikai modellezéshez és a biztonsági elemzéshez.

A megfigyelőrendszer észlelési pontjait (1. ábra) a kutatás során létesített objektumok felhasználásával alakítottuk ki. A kutatások előrehaladtával fokozatosan nőtt a megfigyelésbe bevont észlelőhelyek száma. Az első észleléseket — egyelőre korlátozott számú észlelőponton — 1997 második felében kezdtük. Az összes lehetséges megfigyelőhelyre egyidejűleg kiterjedő folyamatos észleléseket 1999 februárjától a kutatás különböző fázisaiban létesített objektumokkal folyamatosan bővülő, egységes rendszerben a mai napig folytatjuk.

A megfigyelőrendszer elsősorban a felszín alatti vizek mennyiségi és minőségi változásait rögzíti, amelyek értelmezéséhez elengedhetetlen a felszíni vizek mennyiségi és minőségi, illetve a felszín alatti vízforgalmat befolyásoló

hidrometeorológiai paraméterek változásainak regisztrálása. A méréseket egy meteorológiai állomáson, 45 sekélyfúrásból és 14 mélyfúrásból kialakított észlelőkútban, 13 vízhozammérő műtárgyon és egy-két forráson végezzük. Havonkénti gyakorisággal 14 helyről vízmintákat gyűjtünk. A többéves megfigyelés lehetőséget adott a felszín alatti vizek természetes állapotban történő változásainak jellemzésére, a változásokat kiváltó tényezők meghatározására (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). Meghatároztuk a felszíni vizek felszín alól származó hányadát. Vizsgáltuk az észlelőkutakban mért vízszint- és potenciálszint-változások trendjét és periodicitását, valamint összevetettük ezeket a meteorológiai paraméterek hasonló jellegű változásaival. Meghatároztuk a vízminőségi változások mértékét, illetve megismertük a különböző korú felszín alatti vizek eltérő utánpótlási sajátosságait.

A hidrometeorológiai mérések eredményei

A felszín alatti vizek áramlási rendszerének és a felszíni vizek lefolyási viszonyainak változása egyaránt szorosan összekapcsolódik a hidrometeorológiai változásokkal. Az ezeket reprezentáló paramétereket (a csapadék mennyisége, a léghőmérséklet, a légnyomás) egy — Bátaapátiban kialakított — meteorológiai állomáson 1999. november eleje óta folyamatosan, automata elektronikus mérőműszerekkel mértük. A csapadék mennyiségét Lambrecht 15188 típusú automata csapadékmérő műszerrel (0,1 mm pontossággal) regisztráltuk, amely a belsejében gyárilag elhelyezett fűtőberendezés-jóvoltából téli csapadék mérésére is alkalmas. A légnyomás változását Vaisala PTB200 típusú digitális légnyomásmérő műszerrel (10 hPa pontossággal), a léghőmérsékletet DTR13 típusú árnyékoló ernyővel ellátott hőmérővel (0,1 °C pontossággal) mértük. A mért adatokat egy QLC50 típusú adatgyűjtő 10 percnkénti gyakorisággal rögzítette.

Az 1997-ben megkezdett és azóta is folyamatosan végzett vízföldtani észlelések adatainak kiértékeléséhez összegyűjtöttük a bátaapáti meteorológiai állomás telepítése előtti időszakra vonatkozó, az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) pécsi és vépmédi állomásain mért adatait.

A bátaapáti meteorológiai állomáson mért paraméterek elemzését elsősorban a vízföldtani megfigyelések értelmezéséhez szükséges részletességgel végeztük el. Értékelésünk során nem új jelenségek, illetve új tendenciák megállapítására törekedtünk, hanem a már ismert folyamatok mértékét határoztuk meg a vizsgált időszakra, a bátaapáti mérőállomás térségére. A legfontosabb hidrometeorológiai mérések eredményei az alábbiakban foglalhatók össze.

Az egymást követő évek átlaghőmérsékleteinek összehasonlításával megállapítottuk, hogy a térség éghajlati adottságainak megfelelően a hőmérséklet-változás évenkénti ritmusa kiegyenlített, nagyobb anomáliák nem jelentkeznek. A havi átlaghőmérséklet többéves alakulása már változatosabb képet mutat. A többéves tendenciától nagyobb eltérés mutatkozik az 1999. év decemberében és a 2003 februárjában jelentkező rendkívüli hideg, illetve a 2003. május és június hó-

napokban észlelt, az átlagosnál jóval (3 °C-kal) melegebb időszakokban. Ez utóbbi — a pécsi adatsorban — az elmúlt 100 év során mért legmagasabb érték volt.

A légnyomás változása a téli hónapokban általában magasabb (a maximum és a minimum értékek közötti különbség 30 hPa felett van), míg a nyári hónapokban alacsonyabb (20 hPa, illetve ez alatti) értéket mutat. A légnyomás napi ingadozása Bátaapátiban 1 hPa körül változik, de hirtelen időjárás-változás idején 10 hPa különbség is előfordul. A légnyomásidősor statisztikai vizsgálata (cikluselemzése) során rendszeresen ismétlődő 8 órás, 12 órás, illetve 24 órás ritmikus változást mutattunk ki.

Bátaapáti térségében a lehullott csapadék térbeli eloszlásáról nincs információnk. A legközelebbi csapadékmérő állomás Vépméden található. A két állomás mérési adatainak összehasonlításával megállapítottuk, hogy már ilyen kis távolságon belül is adódhatnak különbségek a lehullott csapadék mennyiségében (ezt elsősorban a nyári időszak heves záporainál, rövid időszakokra figyeltük meg). Az évi csapadékösszeg általában 600–700 mm között változik. A csapadék sokéves átlaga a vépmédi mérőállomás adatai alapján (1961–1990 közötti időszak) 636 mm. A Bátaapátiban mért éves csapadékösszegek átlaga a vépmédihez hasonló (az 1999–2003 közötti időszakban 627,6 mm). A 90-es évek csapadékosabbnak bizonyultak, az éves csapadék összege csak 1990-ben nem haladta meg az 500 mm-t (489,5 mm volt). Az éves csapadékösszeg több alkalommal is (az 1991., 1993., 1995., 1998. és 1999. évben) meghaladta az átlagosnál nagyobb értéket jelentő 700 mm-t. A 2000-es évek az előző időszakhoz képest csapadékszegénynek mondhatók. A lehullott csapadék mennyisége csak 2001-ben haladta meg a 600 mm-t (624,8 mm volt), a 2000. és 2003. évben pedig 450 mm alatti értéket (364,2 mm, illetve 432,9 mm-t) mértünk.

A csapadék éves eloszlása általában két, ritkán három maximumot mutat. A havi csapadék maximuma (június) és minimuma (február) között átlagértékben csaknem négyszeres a különbség. A nyári és téli félévekben lehullott csapadék mennyisége jelentősen eltér, a nyári félévekben közel kétszeres a mennyisége.

Felszíni vizek vízállás–vízhozam méréseinek eredményei

A kutatási terület vízforgalmának pontos megismerésére, a felszíni és felszín alatti vizek kapcsolatának pontosítására, valamint a felszíni lefolyás jellemzése céljából a telephely környezetében lévő vízfolyásokon (Hutai-patak, Mórággyi-víz, Nagymórággyi-patak, Mészkemence-patak, Éva-völgyi-árok, Mély-völgyi-árok, Hosszú-völgyi-árok) összesen 13 db állandósított vízhozammérő műtárgyat (mérőbukót) létesítettünk (1. ábra). A mérőbukók kialakítása két lépésben történt. Az 1999-ben, illetve 2000-ben létesített B1, B2, B3 és B4 bukó kialakításával elsősorban a telephelyhez legközelebb eső négy völgyben a felszín alóli vízkilépések időbeli változásait kívántuk nyomon követni, ezért e mérőhe-

lyeket a vízfolyások felső szakaszán jelöltük ki. A 2002-ben létesített további mérőszelvények a telephely teljes térségére jellemző felszíni és felszín alatti vízforgalmat, és annak időbeli változását vizsgálják. Ennek megfelelően kiegészítettük a vízfolyások felső szakaszain a vízkilépések jellemzését szolgáló mérőhelyeket (B7, B8, B9), és a vízfolyások alsó szakaszain is telepítettünk bukókat egy-egy részvízgyűjtő (B5, B6, B10, B12), illetve a két legjelentősebb vízfolyás (a B11 a Hutai-patak, a B13 a Mórággyi-víz) által a felszíni és felszín alatti lefolyás során összegyűjtött vízmennyiség vizsgálatára. A kiépítésnél figyelembe vettük azt is, hogy a vízfolyások vízjárása a csapadékmentes időszakban ugyan egyenletesnek mondható, azonban csapadékos időszakban a patakok vízhozama a többszörösére nőhet. A vízhozamok több nagyságrendű változása miatt olyan mérőeszközt kellett építenünk, amely a néhány l/min-es hozamok pontos mérése mellett több ezer l/min-es hozamokat is megbízhatóan mér. Választásunk egy összetett szelvényű mérőbukóra esett, amelyen a bukóél két különböző hajlású szelvényből épül fel. Téli időszakban, amikor a levegő hőmérséklete tartósan fagypontra alá süllyed, a patakok kisvízfolyás jellegük miatt hamar befagynak, ezért rendszeres karbantartással és jégtöréssel sincs lehetőség a vízállás és a vízhozam folyamatos mérésére.

A vízfolyások vízállás-emelkedése jól követi a lehullott csapadék mennyiségét. Mindegyik vízhozammérőre jellemző, hogy a vízállás megemelkedése az esőt követően néhány órával késéssel jelentkezik. Az egyszeri, egy napon belül lehulló csapadék okozta árhullám 24 órán belül levonul, míg a közel egyhetes csapadékos időjárás hatása a csapadék megszűnését követően 4-5 napos emelt vízállást eredményez. A hosszúidejű vízállásmérések eredménye alapján megállapítható, hogy a vizsgált vízfolyások vízjárása meglehetősen szélsőséges. A csapadékszegény téli és nyárvégi időszakban kialakuló kisvízi alapvízhozamnak akár a tízszeresét is meghaladhatja az egyszerre lehullott nagymennyiségű csapadékot követő árvízi vízhozam. A téli időszakban jól elkülöníthető a lehullott csapadék hatására bekövetkező hirtelen, gyors, illetve a hóolvadás okozta elhúzódozó, tartósabb vízállás-emelkedés. Nyáron a tartósan száraz, meleg periódusokban (mint pl. 2002 nyarán) a párolgás mértéke egyensúlyban van az alapvízhozam felszín alól történő utánpótlásával, ami a vízállás napi ingadozását eredményezi. Amennyiben a párolgás mértéke meghaladja a felszín alól történő utánpótlást, a vízmércén a vízállás a „0 szint” alá süllyed, a műtárgyon a víz átbukása megszűnik, a bukóél mögött pangó víz gyűlik össze, szélsőséges esetben a meder kiszárad. A 2003. évi nyári csapadékszegény időszak több mérőszelvény teljes kiszáradását eredményezte.

Talajvízszintek változása

A talajvízszint változásait 40 sekélyfúrásból (M6-3, M6-4, M6-5, M6-5A, M6-6, M6-6A, M6-7A, M6-7B, M6-7C, M6-7D, Üh-6, Üh-8, Üh-9, Üh-11, Üh-12, Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-16, Üh-17, Üh-18, Üh-18A,

Üh-19, Üh-19A, Üh-20, Üh-21, Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C, Üh-32A, Üh-32B, Üh-32C, Üh-32D, Üh-33, Üh-34, Üh-35 és Üh-36A) és két geofizikai robbantólukból (R-6 és R-7) kialakított észlelőkútban, valamint az ófalui kutatási terület két észlelőkútjában (F-II és T-6) regisztráltuk (1. ábra). A gránit repedésrendszerét kitöltő vizek potenciálszintjeinek változását a telephely területén létesített 14 mélyfúrás (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23, Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30, Üh-36 és Üh-37) pakkerekkel elválasztott különböző mélységintervallumaiban mértük. A talajvizek vízszintváltozásainak méréséhez úszó-ellensúly elven működő Hidroprofi-L, illetve nyomásmérővel ellátott Dataqua mérőműszereket használtunk. Az észlelési eredményeket hetente olvastuk ki, a kiolvasáskor minden alkalommal ellenőrző kézi vízszintméréseket is végeztünk. A mélyfúrásokból kialakított észlelőkutakban a méréseket biztosító többpakkeres rendszer pakkeres intervallumait a változó kutatási feladatokkal összhangban többször is átépítettük, ezért nem rendelkezünk többéves zavartalan adatsorokkal.

Az üveghutai területen a felszín alatti vízszinteket befolyásoló következő hatásokkal kellett számolnunk:

- csapadékból való beszivárgás,
- talajvíz párolgása,
- megcsapoló források–vízfolyások vízszintváltozása,
- légnyomásváltozás,
- földi árapály,
- kútvizsgálatok, próbaszivattyúzások,
- vízmintavételezés,
- fúrási tevékenység.

A talajvízszint változásainak értékeléséhez a vízszint-idősorokat több szempont alapján csoportosítottuk. Az értelmezést a kutak vízjárásgörbéinek összehasonlító elemzésével, valamint statisztikai módszerekkel egyaránt elvégeztük.

A megfigyelőkutakat a térség áramlási rendszerének különböző hidraulikai helyzeteibe telepítettük, ezáltal az áramlási rendszer különböző pontjaiban tudjuk regisztrálni a vízminőségben és a vízszintekben, illetve potenciálszintekben bekövetkező változásokat. Az észlelőkutak többsége, valamint a kútpárok a lehetséges vízfeláramlási körzetekben, völgytalpakon mélyültek, szűrőzött szakaszaik 15–50 m mélységben vannak, ezért a felszínhez közeli vízszintjükkel közvetlenül reagálnak az időjárási változásokra. Néhány helyen olyan (20–80 m mélységű) talajvízszint-észlelőkutak telepítésére is sor került, amelyek részben a dombtetők, részben a domboldalak mélyebb vízszintjeit regisztrálják. Ez alapján a továbbiakban *dombtetői*, *domboldali* és *völgytalpi* észlelőkutakat különböztetünk meg. A fenti csoportosítás egyben megfelel a talajvíz terep alatti mélysége szerinti megkülönböztetésnek is. A völgytalpi észlelőkutakban a talajvízszint terep alatti mélysége 0,3–6,5 m, a domboldaliakban 10,5–33,8 m, a dombtetőiekben 53,3–79,98 m.

A különböző hidraulikai helyzetekben más-más jelenségek befolyásolják a felszín alatti vízszinteket, ezért a vízszint-idősoraik jellege is jelentősen eltér. Az eltérést mind a rövididejű, mind a többéves változásokban megfigyeltük. A

völgytalpi, domboldali és dombtetői talajvíz-megfigyelő kutak vízjárásgörbéinek összehasonlításával megállapítottuk, hogy a felszínhez közeli vízszinttel rendelkező völgytalpi kutak érzékenyen reagálnak a beszivárgási és párolgási eseményekre, míg más észlelőkutak vízjárásában a légnyomás változása a meghatározó.

A *völgytalpi* észlelőkutak vízszint-idősoraira a napi és a szezonális változások jellemzőek. Felismerhető az éves ciklus is, de többéves ritmust nem mutattunk ki. A völgytalpi észlelőkutak vízszintváltozásainak meghatározó tényezője a csapadékból történő beszivárgás mértéke, amely a csapadékot megelőző száraz időszak hosszának, az egyszerre lehullott csapadék mennyiségének, illetve a csapadék intenzitásának függvénye. Az egyes észlelőkutakban mutatkozó eltérés oka, hogy e hatást elsősorban a völgytalpakon lerakódott üledékekben (allúviumban) áramló vízmennyiség befolyásolja. A hatás mértéke az allúvium vastagságától függ. Korrelációs vizsgálatokkal kimutattuk, hogy a legtöbb völgytalpi észlelőkút vízszintváltozása a csapadék havi összegével áll szoros kapcsolatban. A vízszintadatok napi változásainak különbsége, illetve a napi csapadékmennyiségek keresztkorrelációs összehasonlítása alapján csak az Üh–11 észlelőkút vízszintjében észleltük azonnal a csapadék hatását. Az Üh–13, Üh–14, Üh–15, Üh–17 és Üh–19 észlelőkutakban két nap múlva, máshol csak többnapos késéssel mutatkozott a csapadékkal szoros korrelációs kapcsolat (2. ábra). Sajátos jelenség a hóolvadás, amely a felszíni vizekben tapasztaltakhoz hasonlóan a felszín alatti vizek szintjét is megemeli. Az alluviális üledékekre telepített kutak vízszintváltozásaiban — főként a nyári időszakban — napi ingadozás jelenik meg, amely egyértelműen az itteni evapotranszpiráció hatásaként, azaz talajvízpárolgásként értelmezhető. A párolgás a különböző észlelőkutakban eltérő mértékű. Vannak olyan völgyi, illetve völgyekhez közeli kutak (pl. a Mó–4), amelyekben a vízszint süllyedése a rendszer ürüléséből és nem a talajvíz párolgásából fakad.

A *domboldali* észlelőkutak talajvízszint-idősorait többéves változások határozzák meg. A változás szintén ciklikus jellegű, a ciklus időtartama négy-öt év. A vízszintváltozásokat a lehullott csapadék mennyisége, a légnyomás és az árapályjelenségek egyaránt befolyásolják. A kutak közül az Üh–16 kis vízszintingadozása miatt elkülönül a csoporton belül, azonban hidraulikai helyzete és rövididejű változásainak vizsgálata alapján egyaránt indokolt ebbe a csoportba sorolnunk. A domboldali csoport jellemzője, hogy egyes észlelőkutak a völgytalpiakkal, míg a többiek a dombtetőiekkel mutatnak hasonlóságot. A vízszintidősorokban nem figyelhető meg az egyes csapadékesemények vagy csapadékos időszakok hatása. A beszivárgások hatásai összegződnek, a vízszintgörbék a csapadék évenként lehulló mennyiségével hozhatók szoros kapcsolatba. Mind a légnyomás, mind az árapály hatása megjelenik a vízszintváltozásokban, amely általában (az R–7 kivételével) csak néhány centiméteres vízmozgást eredményez. Az R–7 észlelőkút az említett hatásokra a dombtetői kutakra jellemzően reagál, a légnyomásváltozás 20 cm körüli vízszintmozgást eredményez.

A *dombtetői* észlelőkutakban megfigyelt hosszúidejű talajvízszint-változások trend jelleget mutatnak. Ezek a trendek valószínűleg valamilyen hosszúidejű, összegződő hatás következményei lehetnek, amelyek nem hozhatók összhangba az időjárási elemek többéves ingadozásával. A vízszintváltozásokat kiváltó hatás feltárására a mérések többéves folytatása szükséges. A hosszúidejű változásokkal ellentétben a rövididejű vízszintingadozások minden kútban azonos jellegűek, illetve azonos mértékűek. A rövidperiódusú vízszintmozgást a légnyomás és az árapály határozza meg (3. ábra). A dombtetői észlelőkutakban elvégzett ciklusvizsgálat valamennyi észlelőkútra teljesen egyező eredményeket mutatott, amelyek a légnyomás 8 órás, 12 órás és 24 órás változását tükrözik (4. ábra). A 12 és 24 órás változások az árapályhatásokhoz kapcsolódnak, amelyek csak kis mértékű, néhány cm-es ingadozásokban figyelhetők meg.

Repedésvizek nyomásváltozása

A gránit potenciálszintjeinek ingadozását a dombtetői talajvízszint-észlelő kutakhoz hasonlóan elsősorban a légnyomás változása, valamint az árapályjelenségek befolyásolják. A gránit zártabb repedésrendszerében ezek a hatások markánsabban jelentkeznek, mint a talajvizekben. Mind a légnyomás, mind az egyidőben jelentkező árapály hatása szinte valamennyi észlelt intervallumban ugyanolyan mértékű potenciálszint-változást eredményez. A dombtetői észlelőkutak talajvizeiben tapasztaltakkal szemben a mélyebb zónákban az árapályhatás erősebben jelentkezik, mint a légnyomás hatása, annál mintegy négyszer nagyobb változást okozva.

Statisztikai vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy igen szoros kapcsolat van a légnyomás változása és a vízszintváltozások között. A ciklusvizsgálatot hosszabb és rövid időszakokra egyaránt elvégeztük. Az egyes észlelőkutak különböző szintjeiben mindkét paraméterre teljesen egybevágó eredményeket kaptunk. A hosszúidejű ciklusvizsgálatok 4–5 és 10–17 napos periódusidejű változásokat tártak fel a vízszintváltozásokban. Ezek a légnyomás változásában megfigyelt periódusokkal vannak összhangban. Rövididejű ritmikus változásokat is kimutattunk, részletes elemzéssel ezekre 12 és 24 órás ismétlődő változásokat határoztunk meg (5. ábra). Az így meghatározott ciklusok kis eltérést mutatnak a talajvizek esetében tapasztaltaktól. A 12 és 24 órás periódusidő itt is az árapályjelenségek hatását tükrözi. A mélyebb szintekben is megfigyeltük a hatás aszimmetrikus jellegét, amely szerint mindig a 12 órás periódusok jelentkeznek gyengébben. A talajvízben tapasztaltaktól eltérően azonban nem észleltünk 8 óránként ismétlődő változást, amely az árapály légnyomásra gyakorolt hatását jelzi. A mélyfúrásban ezek hiánya alapján feltételezzük, hogy a gránit mélyebb zónái a talajvíztartó felső repedezett gránithoz képest sokkal zártabb rendszert alkotnak, amely a légnyomással csak közvetett kapcsolatban van. Ennek a kapcsolatnak a részletes megismerésére a többpakkeres észlelőrendszer jellegéből és szerkezetéből adódóan még az észlelőkúton belül sincs lehetőség.

1. táblázat. A mintavételi helyek adatai

Település	Mintavételi hely jele	Mintavétel helye	A mintázás tárgya	Szűrőzött szakasz (m)	X _{rov}	Y _{rov}	Z (m Bf)
Bátaapáti	A075	Méskemence-patak, a jobb oldali mellékvölgy torkolatánál	patak		94 917,0	615 305,0	195,0
	A107	patak a B4 bukó fölött	patak		95 750,0	616 760,0	166,0
	A108	Hutai-patak a B10 bukó fölött	patak		97 060,0	615 310,0	149,0
	A109	Nagymórági-völgy a B12 bukó fölött kb. 100 m	patak		97 590,0	616 140,0	144,0
	B040	Nagymórági-völgy, Anyák-kútja	forrás		97 310,0	616 290,0	154,0
	E003	Hutai-patak völgye, Meteorológiai állomás	csapadék		97 130,0	615 330,0	147,0
Mórág	Mó 5	Naspolya-völgy torkolata	fúrás	40,0 50,0	99 049,5	617 766,8	123,5
	Mó 6	Mórági-völgy az Éva-völgye torkolatánál	fúrás	40,0 50,0	95 954,0	617 843,2	140,5
	Mó 7A	Mórági-völgy az Éva-völgye torkolatánál, csoportfúrás	fúrás	37,5 50,0	95 962,1	617 757,4	144,0
Bátaapáti	Üh 12	Éva-völgye, Henrik-forrás mellett	fúrás	12,5 15,0	95 797,9	616 869,7	162,1
	Üh 18	Nagymórági-völgy	fúrás	40,0 50,0	96 946,2	616 455,0	156,7
	Üh-19	Hutai-völgy a Hosszú-völgy torkolatánál, erdészlak	fúrás	40,0-50,0	95 436,8	614 656,2	166,5
	Üh 29	B3-as bukó fölött DDK-re kb. 600 m-re, 232,3 300,38 m	fúrás	232,3 300,4	96 431,2	615 537,3	160,6
	Üh-32A	Hutai-völgy, Idegen-szántók, csoportfúrás	fúrás	26,9-50,0	96 154,2	614 925,4	157,6
	Üh-35	Éva-völgye	fúrás	30,0-44,2	95 696,1	616 530,2	176,2

Vízminőségi vizsgálatok

A vízminőségi vizsgálatok feladata a bátaapáti kutatási terület felszíni és felszín alatti vizeinek összetételében mutatkozó időbeli változások észlelése volt. A változások mértéke az áramlási rendszer időbeli stabilitására ad felvilágosítást. A monitoring keretében folyó vízminőségi vizsgálatok egyben a felszín alatti vizek geokémiai állapotának megbízható megismerését is szolgálták.

A rendszeres mintavételi helyek kijelölése 1997 júliusában kezdődött, és a kutatás előrehaladtával a mintázott helyek száma bővült. A helyek kijelölésénél arra törekedtünk, hogy a megcsapolási területeken az áramlási rendszer eltérő korú és keveredési arányú vizeit ismerhessük meg, valamint hogy a mintavétel viszonylag egyszerű és megbízhatóan reprodukálható legyen. A 100 m-nél mélyebb fúrásokba beépített többszintes pakkerendszer eleve kizárta a mintázás lehetőségét, kivéve az Üh-29 fúrást, ahol a mélységi víz a felszínre jön.

A patakok rendszeres mintázása 2000-ben, illetve 2002-ben kezdődött.

Valamennyi mintavételi hely a kis és közepes radioaktivitású hulladék felszín alatti tárolójából kiszabaduló szennyeződés lehetséges kilépési zónájában települ.

A vízminőség mintavételi helyei (1. táblázat, 1. ábra) a következők:

— sekélyfúrásból kialakított észlelőkút a Mó-5, Mó-6 és Mó-7A, valamint az Üh-12, Üh-18, Üh-19, Üh-32A és Üh-35;

— mélyfúrásból kialakított észlelőkút az Üh-29;

— felszíni vízfolyás az Éva-völgye (A107), a Méskemence-völgy (A075), a Hutai-patak (A108) és a Nagymórági-völgy (A109);

— foglalt forrás az Anyák-kútja (B040) a Nagymórági-völgyben,

— csapadékvíz a meteorológiai állomásnál (E003).

A vízmintavételre havonkénti gyakorisággal került sor. A mállott vagy repedezett gránitban szűrőzött kutak általában rossz vízadók, a leürítésük után lassú a visszatöltődés, elsősorban felülről, a felső talajvízszintekből történik, a feltöltődés után az eredeti vízösszetétel egy-két hónap alatt áll helyre. A mintavételt megelőző vízkiemelést minimalizáltuk, hogy az eredeti vízminőség visszaállási ideje lerövidüljön. Minden egyes mintázott kútra a vizsgálatok tapasztalatait figyelembe vevő, tulajdonságára szabott mintavételi előírást dolgoztunk ki. A mintavétel során a helyszíni mérések keretében az alábbi paramétereket mértük:

- víz és léghőmérséklet,
- pH,
- fajlagos vezetőképesség,
- redox potenciál,
- lúgosság.

A műszereket minden mintavételi napon, az első mintavétel előtt, gyári etalon felhasználásával hitelesítettük. A lúgosság mérésénél minden alkalommal három független mérést végeztünk.

A laboratóriumi vizsgálatok a rutin (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, NH₄, Cl, lúgosság, SO₄, NO₃, NO₂, H₂SiO₃, KOI, fajlagos vezetőképesség és pH) méréseket, a nyomelemek (Li, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Tl, Pb, Bi, Th, U), valamint a ²H-, ¹⁸O-, ¹⁵N-, ³⁴S- és ²²²Rn-izotóp meghatározását foglalták magukba. A ²H- és ¹⁸O-izotóp mérését az MTA GKL, a kén- és nitrogénizotóp mérését az MTA Atomki végezte, a radont az ELTE Atomfizikai Tanszéke határozta meg.

A rutinmérésekhez, valamint a nitrát, oxigén, deutérium és trícium méréséhez a mintákat új, a mintázandó vízzel háromszor átöblített edényekbe vettük. A kation-, illetve nyomelemmérésekhez új műanyag palackokat használtunk,

amelyeket előzetesen salétromsavval kezeltünk, majd kétszer desztillált vízzel átmostunk, végül a palackokba a minta tartósítására előzetesen nagy tisztaságú salétromsavat adagoltunk. A KOI mintázáshoz szükséges üvegekbe — savazás és desztillált vizes előkészítés után — koncentrált kénsavat adagoltunk. A nitrátelelmzésekhez a mintákat acetonnitrilrel tartósítottuk, és a vizsgálatok megkezdéséig hűtőtáskában, illetve hűtőszekrényben tároltuk. A kénizotóp-vizsgálatokhoz a mintázott vizet NaOH-val 12-es pH-ra lúgosítottuk, majd ezt követően BaCl₂-vel képeztünk — az elemzésekhez szükséges — csapadékot. A nitrogénizotópmeghatározásokhoz a mintákat kloroformmal tartósítottuk, majd az elemzésig hűtőtáskában, illetve hűtőszekrényben tároltuk. A radonvizsgálathoz a vízmintát „opti-flour-o kóktél” alá helyeztük.

Egy-egy mintavétel a valóságban egy-egy mintasorozat begyűjtését jelentette. A begyűjtött minták spektruma a származási hely és a felhasználás célja szerint változott. A havonkénti mintavételek alkalmával nem mindig volt lehetőségünk az összes mintavételi helyet megmintázni. 2002 decemberében, majd 2003 januárjában és márciusában műszaki okok miatt nem nyílt lehetőség az Üh–29 mélyfúrás mintázására. A vízminőségi monitoringban ez az első valóban mély észlelőkút (232,3–300,38 m között szűrőzve), amely feláramlási zónában települ, és az egyetlen, amelyben kifolyó vizet kaptunk. Nyomjelzéses vizsgálatok miatt 2002. december hónapban az Üh–32A, 2003. márciusban és áprilisban a M6–6 és M6–7A észlelőkutakat nem mintáztuk. 2003. augusztus, szeptember és október hónapban csapadékmentes időszak következtében kiszáradt a Hutai-patak mintázásra kijelölt szakasza, így három hónapig szünetelt az A–108 jelű minták begyűjtése.

Az Üh–31 csoportfúrásoknál végzett nyomjelzéses vizsgálatba bevont Üh–18 észlelőkútban a nyomjelzőként beadott NaBr-os, majd az utána nyomott nagy töménységű NaCl-os oldat az eredeti víz összetételét megváltoztatta. Itt a rendszeres mintavétellel a nyomjelzéses vizsgálatot követően a természetes áramlások hatására bekövetkező hígulás időbeli lefolyását vizsgáltuk.

A vizek korát, az áramlási rendszerben elfoglalt helyzetét jól tükrözi a víz–kőzet kölcsönhatást mutató kationcsere (a Ca⁺⁺ és Mg⁺⁺ mennyiségének csökkenése, valamint a Na⁺ növekedése), a ²H- és ¹⁸O-izotóp arányának a változása (6. ábra).

A 10 000 évnél idősebb vizek δ¹⁸O-értéke –11,5-nél kisebb, a fiatalabb holocén korú vizek értéke –10,3-nál nagyobb (átlagosan –9,7). A pleisztocén–holocén határán bekövetkező klímaváltozás közel 2000 éves átmeneti időszak volt. Vizsgálataink során a mért értékek az említett határok közé estek, ezáltal jól tükrözték az átmeneti jellegét, egyben elválaszthatatlanul mutatják a kétféle víz keveredésének hatását. Bizonyítottan a késő-würm időszakban beszivárgott csapadékból származik a M6–6 és Üh–29 kutak vize (¹⁴C koruk 20 ezer év körüli). Az Üh–18, Üh–32A és Üh–35 vize kevert, átmeneti jellegűt mutat, az ioncsere alapján az első kettő idős holocén, az utolsónál fiatal holocén víz keveredett würm vizekkel. Az Anyák-kútja

nevű foglalt forrás vízének sajátos jellegét két okra vezethetjük vissza. Az egyik, hogy a forrás vízgyűjtője vékony talajtakaróval fedett gránit — míg az összes többi esetben viszonylag vastag (40–50 m) löszön keresztül történik a beszivárgás —, ami több Na és kevesebb Ca és Mg beoldódásával jár. A másik ok, hogy a forrás beszivárgási területe átlagosan 100 m-rel alacsonyabb topográfiai helyzetre, mint a többi vízmintavételi helyé, ez eredményezheti a δ¹⁸O 0,5%-os növekedését. A legfiatalabb víz az ioncsere alapján az Üh–19 kútból származik. Az Üh–18 kút mintáinak két csoportjából (a 7. ábra bal oldalán) az elemzés a nyomjelzéses vizsgálatokat követően készült, mint fentebb említettük.

A patakok vizsgálati adataiból az összes keménységet (a Ca⁺⁺ és Mg⁺⁺ mennyiségét) mutatja a 7. ábra. Az ábrán látható kiugróan alacsony értékek a mintavétellel egyidejű vagy a mintavételt közvetlen megelőző csapadék (magas vízállási helyzet) hígító hatását jelzik. Csak az Éva-völgyi patak időszora elegendő hosszúságú ahhoz, hogy az alapvető törvényszerűségeket vizsgálhassuk. Az alapvízhozamhoz tartozó értékek 20 egységen belül ingadoznak, ami a patak menti allúviumból történő párolgás következménye és az elemzési hiba (±5%) együttes hatása lehet. A vizsgált időszakban megfigyelt gyengén emelkedő jelleg a patakat elsősorban tápláló talajvíz arányának növekedésére utal.

A két csoportra vonatkozó összes keménység időbeli változékonyságát a 8. és 9. ábra mutatja be. Az összes keménység időbeli trendje mindkét ábrán a mintázott kutak egy részében (M6–5, Üh–19, Üh–18, Üh–35) emelkedő jellegűt mutat. Ennek oka az lehet, hogy a havonkénti mintavétel után nem minden kút környezetében áll tökéletesen helyre az eredeti vízállapot. A fűrészfogasság párhuzamos futása pl. Üh–12 és Üh–19 fúrásoknál (8. ábra) természetes hatásra nem vezethető vissza, s a két adatsor közötti 0,7 körüli értékű korrelációs együttható alapján az oka analitikai hiba.

A δ¹⁸O-értékek időbeli változását a 10. és 11. ábra szemlélteti az előbbi csoportosításban. A mintázott vizek oxigénizotóp-értékének trendszerű változása a vízkeveredést tükrözi. A kutatás során mélyült fúrások mintáinak vizsgálata azt igazolta, hogy a beszivárgási zónában lefelé haladva a δ¹⁸O-értékek csökkennek. Így az Üh–12, M6–5 és Üh–19 kútban 2002 nyaráig mutatkozó trendet (10. ábra) az idősebb vizek növekvő hozzákeveredésével értelmezhetjük. Ez ellentmondásban van az ugyanezen észlelőkutak keménység-időszoraiból (8. ábra) levonható következtetésekkel, de ez esetben az utóbbi feltételezést fogadtuk el hitelesnek. Az idősebb vizeknél (10. ábra) észlelhető fiatalodásra utaló trend összhangban van az összes keménység-adatokkal (9. ábra).

A vízminőségi vizsgálatok eredményeinek értékelésében, mivel a kimutatott változások nem kirívóan nagyok, elsősorban az analitika megbízhatósága, a rendszeres és véletlen hibák nagysága szabott határt az áramlási rendszerben bekövetkező változások megbízhatóan kimutatható észlelésének. Ezek a hibák körültekintő mintázás és mintakezelés esetén is jelentkeztek.

Összefoglalás

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely tágabb térségében kialakított vízföldtani monitoringrendszerrel elsősorban a felszíni és a felszín alatti vizek természetes folyamatok hatására bekövetkező mennyiségi és minőségi változásait regisztráltuk. Az értékeléshez méréseinket hidrometeorológiai paraméterekkel egészítettük ki.

A felszíni vizek vizsgálata során megállapítottuk, hogy a vízfolyások vízhozama a lehullott csapadék mennyiségének függvényében széles határok között változik. Az árhullámok a csapadékot követő egy-két nap alatt levonulnak, vízhozamuk esetenként az alapvízhozam tízszeresét is meghaladta. A vízfolyások felszín alatti vizekből származó alapvízhozama egyenletes volt, csak 2003 nyarán, egy rendkívüli száraz időszakban száradt ki több vízfolyás.

Az észlelőkutakat a megfigyelt talajvízjárás alapján több csoportba soroltuk. Az így meghatározott csoportok megfeleltek az észlelőkutak különböző hidraulikai helyzetének. Eltérő vízszintváltozások jellemezték a dombtetői, a domboldali és a völgytalpi helyzetű észlelőkutakat. A dombtetői észlelőkutak vízszintváltozását a légnyomás

változása és az árapályjelenségek határozták meg, míg a völgytalpi észlelőkutak vízszintjei érzékenyen reagáltak a beszivárgási és a párolgási eseményekre. A domboldali észlelőkutak átmeneti jelleget mutatnak az előző két csoport között. A rövididejű talajvízszint-változásokat a légnyomás, a hosszúidejűeket a csapadék összegzett hatása okozta.

A gránit repedésrendszerében tárolt víz potenciálszintjének változását szintén a légnyomás és az árapályjelenségek váltották ki. A zárt repedésrendszerben a talajvízszint változásával ellentétben az utóbbi hatás domináns jellegét figyeltük meg.

A vízminőségi vizsgálatok során megállapítottuk, hogy mind a felszíni, mind a felszín alatti vizek vízkémiai jellemzői kis természetes változékonysággal rendelkeznek. A felszíni vizek vízkémiai változásai a felszíni lefolyás és a felszín alól utánpótlódó víz arányának változását tükrözik. A felszín alatti vizek vizsgálata során a vízmintavételi helyeket két csoportra (fiatalabb és idősebb korú vizek) bontottuk. Az észlelőkutak vízkémiai összetételében a mélyebb szintekből származó idősebb és a felszínhez közeli fiatalabb vizek keveredését mutattuk ki.

Ground-based geophysical surveys at the Bábaapáti (Üveghuta) Site and in its vicinity

LÁSZLÓ VÉRTESY, TAMÁS FANCSIK, IMRE FEJES, ÁGNES GULYÁS, ENDRE HEGEDŰS, ATTILA CSABA KOVÁCS, PÉTER KOVÁCS, JÁNOS KISS, ANDRÁS MADARASI, LÁSZLÓ SÓRÉS, ZOLTÁN SZABÓ and ZOLTÁN TÓTH

Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23.

Key words: density, geophysics, granite, Hungary, Mórág Block, palaeosols, radioactive waste, resistivity, sedimentary cover, site selection, South-eastern Transdanubia, susceptibility velocity

Abstract

A significant ground-based geophysical survey activity was carried out at the Bábaapáti (Üveghuta) Site and in its vicinity. The spatial homogeneity of the granite body was investigated by means of a seismic and magnetotelluric survey in the vicinity of the Site. Fractures were investigated with complex electromagnetic and magnetic surveys in the valley bottoms. The fracture zone which was expected to be the most significant was surveyed with a series of electromagnetic and direct current resistivity profiles. The granite's surface was mapped with electromagnetic soundings completed with direct current soundings and multielectrode profiling (electrical imaging). Possible neotectonic events were searched for with tracing the magnetic horizons connected with palaeosols and the application of cone penetration tests (CPTe). Re-processing of the region's archived geophysical data was performed in order to delineate the Mórág Block and to determine more accurately the major structural lines in the wider vicinity.

Introduction

Between 1996 and 2003 a considerable amount of geophysical work took place at the Bábaapáti (Üveghuta) Site and in its vicinity within the exploration related to the planned disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. A variety of survey objectives and the geological model required the application of many kinds of methods. In some cases even new procedures, (previously not applied in Hungary) were used. This was because a set of methods which can routinely be applied to geophysical mapping of similar models has still not been developed. In addition to using the geophysical results in the present exploration the acquired volume of data should serve as an information source in the future as well. Further data cannot be obtained any more due to the distortion effects caused by the construction of further investigation facilities (galleries), the building of infrastructure (roads, power lines), and the putting into operation of the repository. After finishing the measurements, and partly simultaneously with them, an integrated interpretation of geophysical data was initiated. Its objective was to summarise the geophysical information that can be used in the construc-

tion of a geological model. As part of the work the geophysical model was finalised (VÉRTESY et al. 2003a). Those sections and maps were constructed that present a geophysical model which is free of contradictions. It is regarded as an important result that a geophysical data set was compiled; this contains measurement data acquired during the ground-based geological surveys and presented in a structured form, and also documentation of the results obtained by processing the data.

In the geology of the research area rocks of the Mórág Granite Formation (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) and the overlying unconsolidated sediments (MARSÍ et al. 2004) are significantly different in character. Consequently, their geophysical investigation necessitated different sets of methods. In the investigation of the sedimentary sequence geoelectric, electromagnetic, multielectrode (electrical imaging) and geomagnetic methods were used. Cone penetration tests combined with an electric channel (CPTe) were also employed. In the study of the granite body magnetotelluric sounding, 3D seismic first break tomography and complex geoelectric fracture exploration were applied. In what follows these methods and their results are presented. Delineation of the granite body based on archives of the

study data of the major structural lines in the region including the Site are discussed in detail.

Electromagnetic and geoelectric soundings

In the research area young Quaternary sediments with a maximum thickness of 50-60 m cover the granite. To map the granite's surface geoelectric (VES) and transient electromagnetic soundings (TEM) were performed (SŐRÉS 2003a, b). A transient survey was carried out with a Promem-37-47 (Geonics) and VES measurements with a Syscal Junior R72 (IRIS) instrument. At the same time the data proved to be suitable for dividing the young sediments. In the central area the measurements were carried out in a 50×50 m regular grid, and outside it in a 200×200 m quasi-regular grid. In those areas where the thickness of the young sediments exceeds 10-15 m, the transient electromagnetic soundings (and — where the cover is thinner — the direct current soundings) provided good results. Data of both methods were processed with 1D Marquardt inversion. In the course of this a theoretical sequence of layers was determined. The calculated reply sounding curve of the sequence behaved similarly to the curve of

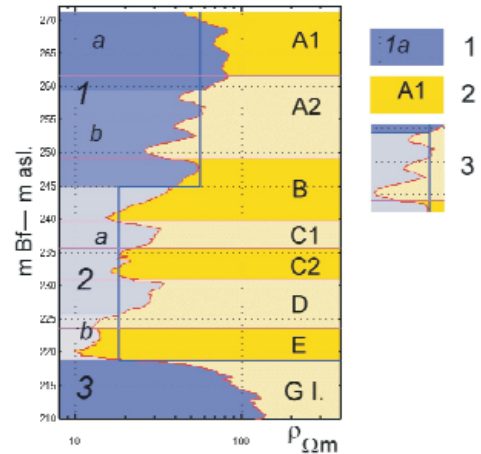


Figure 1. The geoelectric model

1 – geoelectric layers separated by ground-based geoelectric survey, 2 – well-log zones (A-E sedimentological units and G I geotechnical unit after ZILÁHI-SEBESS et al. 2000a, b, SZONGOTH et al. 2003), 3 – resistivity log (red) and estimated interval resistivity curve (blue)

1. ábra. Geoelektromos modell

1 – a felszíni geoelektromos mérések alapján elkülöníthető geoelektromos rétegek, 2 – mélyfúrás-geofizikai zónabeosztás (A-E szedimentológiai egységek és G I geotechnikai egység; ZILÁHI-SEBESS et al. 2000a, b, SZONGOTH et al. 2003), 3 – mélyfúrás-geofizikai ellenállásgörbe (piros) és a becsült intervallumellenállás-görbe (kék)

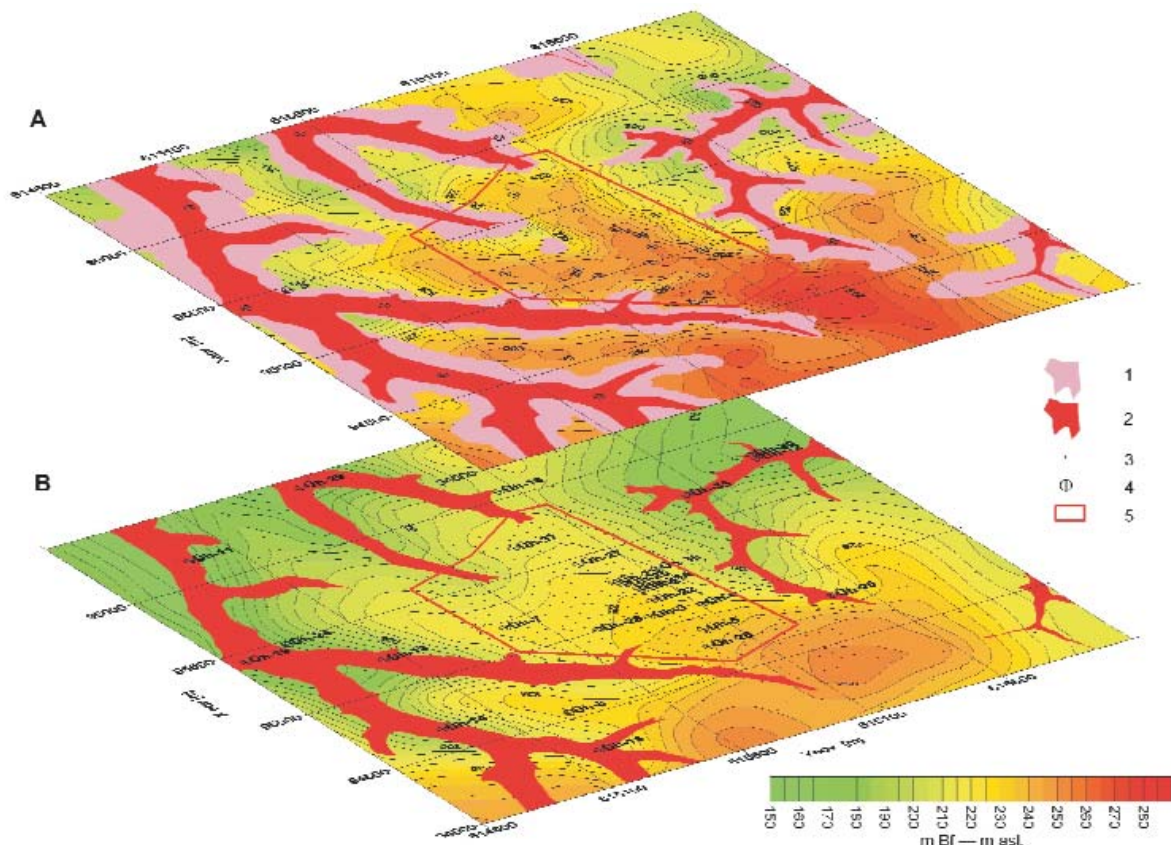


Figure 2. Relief map of the granite and the geoelectric layer 2

1 – area free of low-resistive sequence, 2 – granite partially covered with alluvial sediments (after BALLA et al. 2003), 3 – measurement point used for map compilation, 4 – borehole, 5 – site contour. Altitude – m asl

2. ábra. A gránit és a 2-es geoelektromos réteg felszínének domborzati térképe

1 – kiselállású összlettől mentes terület, 2 – gránit, részben völgykitöltő üledékekkel fedetten (BALLA et al. 2003), 3 – térkép-szerkesztéshez felhasznált mérési pont, 4 – fúrás, 5 – telephely. Magasságok – m Bf

field measurements performed over the real sequence of layers. The theoretical sequence of layers is based on the geoelectric model that was constructed using a joint statistical analysis of well-log data along with the results of a ground-based geophysical survey performed in the vicinity of boreholes (Figure 1). This model could be extended to the whole research area. In it the resistivity well-logs of variable shape were replaced by three major layers on the basis of interval resistivities.

General characteristics of the geology of the area are:

— the resistivity of the granite (G I, Figure 1) is significantly higher than that of the overburden and granite can be considered as a geoelectric basement,

— the resistivity of the covering sequence decreases with increasing depth,

— this decreasing trend can be divided into two major intervals (marked with 1 and 2) and within each of them there are two further intervals (marked with a and b).

From the data of the ground-based exploration the three-fold (layers marked with 1, 2 and 3) division could consistently be deduced. Based on the comparison with well-logging and geological divisions layer 1 can be identified as the Young Loess Sequence within the Paks Loess Formation, and layer 2 with the Old Loess Sequence (MÁRSI et al. 2004). The layer 3 is the granite's upper zone (G I — ZILÁHI-SEBESS et al. 2000a).

Processing took place with consistent application of the above-mentioned integrated geoelectric model. The area was described by changing the model parameters from point to point. At first, with the help of the parametric soundings carried out at the boreholes, the resistivities of the layer model were fixed at the most points possible. Then, the ex-

pectable values were determined with interpolation in the space between the boreholes. Using these as initial values the parameters best fitting to the measurements was looked for with Marquardt inversion. Finally, maps of the following were constructed: altitude of the geoelectric basement above the sea level (granite surface; Figure 2, B), the overburden thickness, the boundary between geoelectric layers 1 and 2 — *i.e.* of the altitude of the surface of layer 2 (loess surface) above the sea level (Figure 2, A).

The observation material based on the presented model is considered suitable for further investigation of the granite surface and the overlying sedimentary sequence. Addition of new geophysical, drilling and other geological data can improve the reliability and resolution of the results. It is advisable to study whether the results achieved in dividing the sedimentary cover can directly be built in the hydrogeological model.

Multielectrode resistivity survey

Experience gained in 2002 showed that the density of the applied geoelectric (VES and TEM) grid is not suitable for division of the overlying sediments and for determination of the exposition line of the geoelectric horizon on the hillsides. This data system was completed near to the valley bottoms with a multielectrode resistivity (electrical imaging) survey along profiles starting from the valley bottom and running perpendicularly to the slope (MÁDARÁSI 2003b). This method, in contrast with the soundings suitable for vertical division of the investigated half-space, can rather be used to investigate variability in a horizontal di-

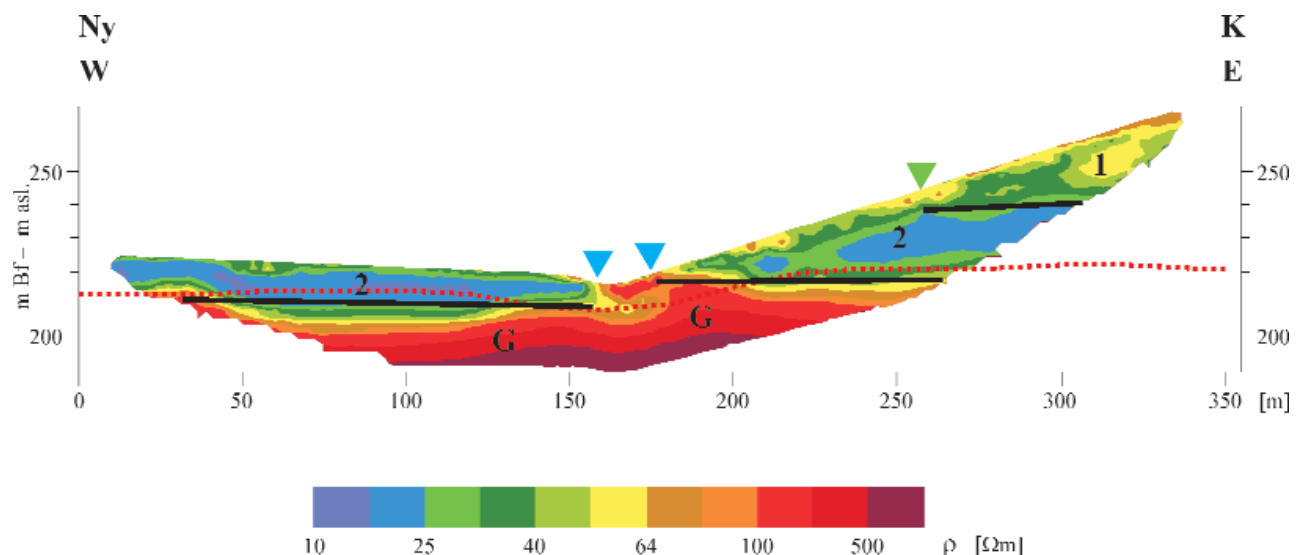


Figure 3. 2D inversion along profile B2

Black line = geoelectric boundary by multielectrode methods, red dotted line = granite surface obtained from transient EM and VES survey, 1 – geoelectric layer 1, 2 – geoelectric layer 2, G = granite, green triangle = ending of geoelectric layer 1, blue triangle = ending of geoelectric layer 2

3. ábra. 2D inverzió a B2 vonalon

Fekete vonal = geoelektromos határ sokelektrodás mérés alapján, piros pontozott vonal = a gránit felszíne a tranzien és VESZ mérésekből, 1 – 1. geoelektromos réteg, 2 – 2. geoelektromos réteg, G = gránit, zöld háromszög = az 1. geoelektromos réteg elvégződése, kék háromszög = a 2. geoelektromos réteg elvégződése

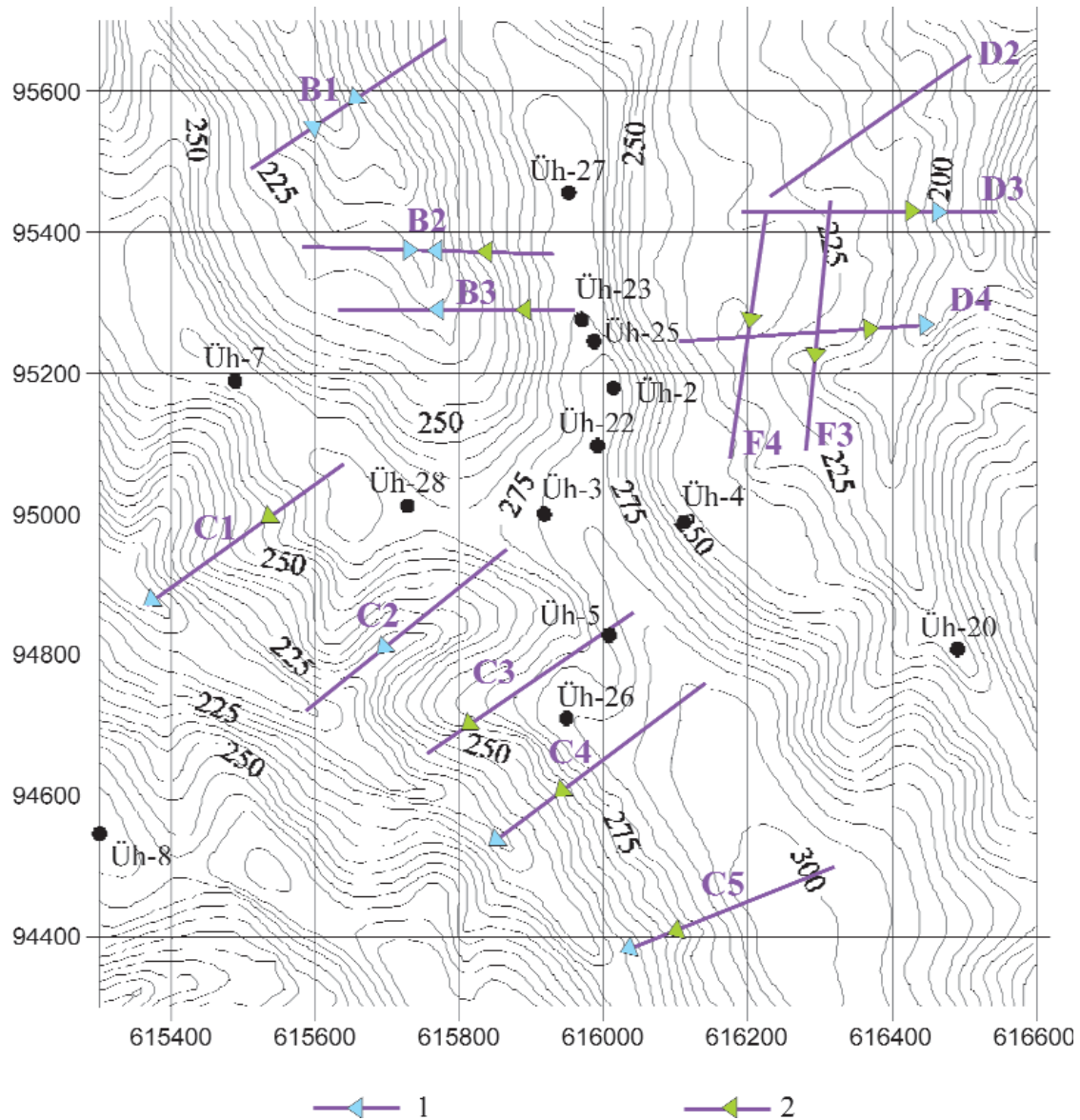


Figure 4. Location map of multi-electrode survey

1 – granite, 2 – geoelectric layer 1, black dot = borehole, violet line = profile of multi-electrode survey with its code. Coordinates are in metres, topographic contour line interval is 5 m

4. ábra. Sokelektrodás mérések áttekintő térképe

1 – gránit, 2 – az 1. geoelektromos réteg, fekete pont = fúrás, lila vonal = sokelektrodás szelvény, a jelével. Koordináták méterben, szintvonalak 5 m-ként

rection. In a multi-electrode resistivity survey many electrodes are deployed along a line with equal separation; the electrodes are connected to the measuring instrument with a cable and then measurements corresponding to the electrode arrays are performed. For this purpose a Syscal Junior R72 instrument was used that is capable of switching on 72 electrodes. In the course of processing the resistivity distribution which could describe the observation results was looked for by means of a 2D inversion.

As an example, profile B2 — measured in a smaller valley west of the northern part of the central range — is presented (Figure 3). The high-resistivity granite is overlaid by low-resistivity sediments (geoelectric layer 2), and these

are covered by a loess sequence of higher resistivity (geoelectric layer 1). At the right side of the section it can be observed that the re-deposited part of this latter formation covers the underlying one on the steep slope. The shape of the granite surface offers the possibility that the valley is tectonically preformed, but measurements along profiles B1 and B3 do not support this.

Figure 4 shows the location of the profiles and the points of wedging out obtained from the interpretation.

In the interpretation of the multi-electrode resistivity survey the geoelectric model determined on the basis of soundings was used. These results confirmed and detailed the image of the relief of the granite obtained from the

transient electromagnetic survey. The red colour in the resistivity distribution determined with the multielectrode resistivity survey. This represents the values over $100 \Omega\text{m}$ that are characteristic of the granite which runs close to the granite surface marked with a dashed line constructed on the basis of soundings. Along the profiles the wedging out points of the geoelectric horizons were determined.

Geomagnetic survey

The preliminary reconnaissance geomagnetic survey performed in the area (KOVÁCSVÖLGYI 1997) called attention to the fact that the interesting phenomena that the values measured in the valleys are systematically lower than those observed along the ridge lines of hills. From this and from the data of susceptibility logs obtained in boreholes the conclusion was drawn that granite can be separated from the sediments based on its magnetic properties. (The granite

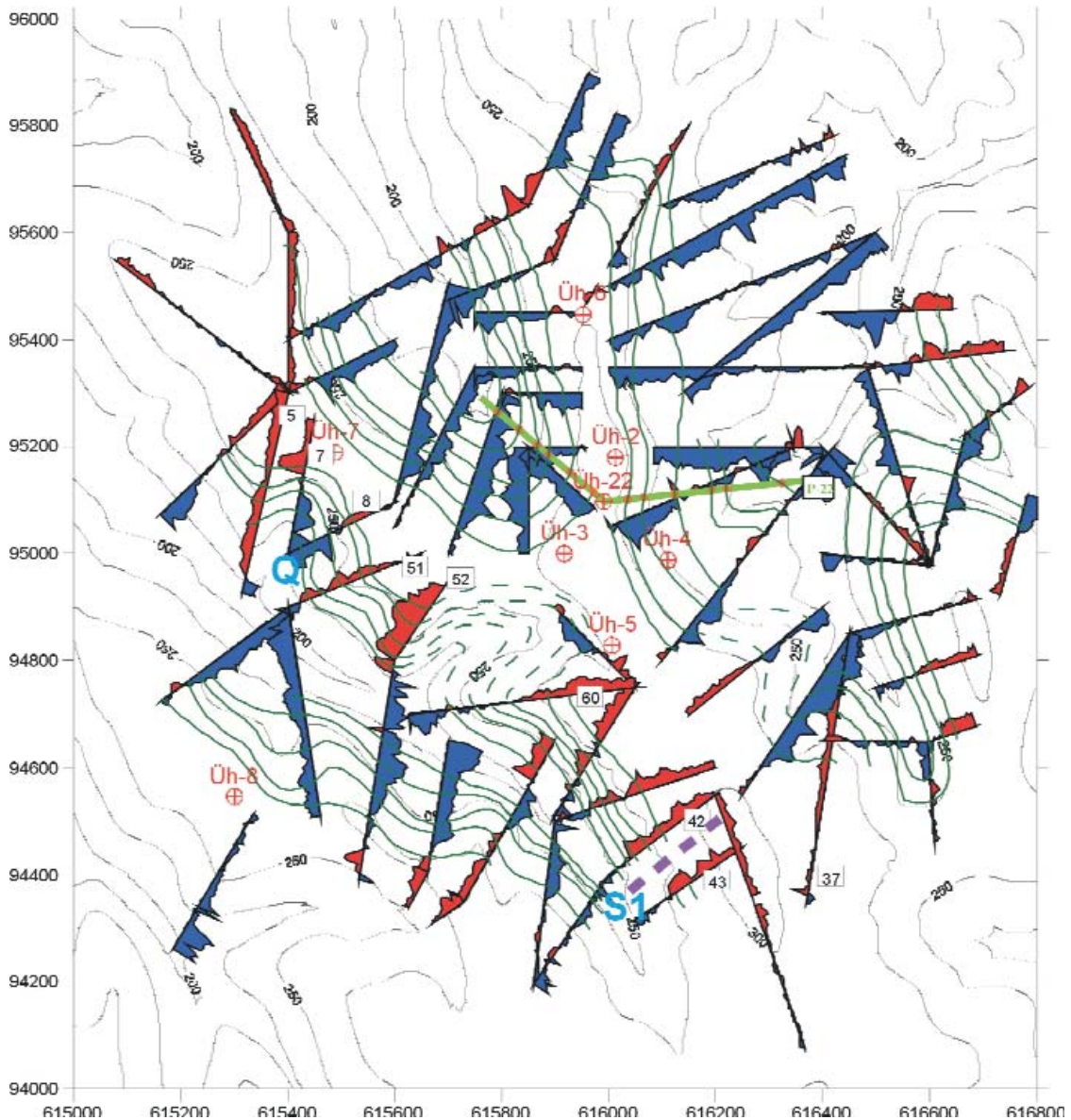


Figure 5. Geomagnetic anomalies observed along profiles (after SZABÓ 2003)

Red = positive anomaly, blue = negative anomaly, green lines = geomagnetic horizons, dashed line = uncertain correlation, thin lines = topographic contour lines, black numbers in frame = profiles referenced in text, S1 and violet dashed line = assumed structural lineament, Q = anomalous area, thick green line = Profile P-22, orange spots = intersection of geomagnetic levels with the Profile P-22, red crossed circles = boreholes. Coordinates are in metres, topographic contour line interval is 25 m

5. ábra. A szelvények mentén észlelt mágneses anomáliák SZABÓ (2003) nyomán

Piros szín = pozitív, kék szín = negatív anomália, zöld vonalak – mágneses szintek, szaggatott vonal = bizonytalan kijelölés, vékony vonalak = domborzati szintvonalak, feketével írt bekeretezett számok = a szövegben említett szelvények, S1 és lila szaggatott vonal = feltételezett szerkezeti vonal, Q pont = anomális terület, vastag zöld vonal = a P-22 szelvény nyomvonal, narancs pöttyök = a mágneses szintek metszéspontjai a P-22 szelvényvel, piros körök kereszttel = fúrás a jelével. Koordináták méterben, szintvonalak 25 m-ként

builds up the basement and in the valleys it can be found near the surface, in some places in outcrops.) The rather narrow range (± 27 nT) of the observed anomalies, their variability and connection with the topography, and the information derived from well-logging data show that the susceptibility of palaeosols exceeds on average by 5×10^{-4} SI units the susceptibility of the host loess layers. This suggests that, beside the regional pattern caused by the granite, it is primarily magnetic sources within the sediments that should be assumed. Based on these phenomena, and on the geological model of the sedimentary sequence (which shows a sandwich-like variability of palaeosols and loess), the conclusion was drawn that with the help of a geomagnetic survey (along profiles perpendicular to the hill ridges) an attempt can be made to detect the exposition of the palaeosols with a higher susceptibility. In the case of an adequately dense profile network a data set suitable for drawing neotectonic conclusions can be obtained.

In the central, about 4 km² part of the area a network of profiles was formed (KOVÁCS 2003). Measurements along the profiles were carried out with a station spacing of 5 m and with Overhauser, and traditional proton precession magnetometers. On the one hand anomalies were plotted along profiles, and on the other hand, by compiling a uniform data system with the data of preliminary measurements the area's geomagnetic map was also constructed. It can be seen on the map (Figure 4 in KOVÁCS 2003) that on the northern side of the topographic ranges there are negative

anomalies, while on the southern side positive ones appear. These can be interpreted as the dipole effect of the thin palaeosol layers within the sedimentary sequence.

Several factors influence the reliability of the marking of the anomaly peaks. (i) Measurements were carried out almost on the surface of the magnetic source, and going downwards on the slope a part of the sources gradually gets above the observation point. All these determine the interpretation of the anomalies. (ii) The thickness of the palaeosol layers is mostly 1–2 m, and their separation from each other falls into the few metres interval. Consequently, the effects of the individual layers are superimposed and the magnetic peaks expectable at the tops more or less coincide. (iii) As a consequence of re-deposition along the slope or landslide the palaeosol outcrops smudge on the slope; these could also cause overlapping of anomalies. (iv) The integrating character of the method and the 5 m station spacing limit the resolution of the geomagnetic survey.

The geomagnetic contour line map constructed on the basis of these measurements was interpreted taking into account the above points.

To determine the magnetic horizons the anomalies observed along the profile are plotted on a topographic map (Figure 5). It was taken into account in the determination of the magnetic horizons that from magnetic point of view sediments behave as dipoles — *i.e.* they cause positive anomalies on the southern hillsides, while negative ones on the northern side. It follows from this that on the southern sides

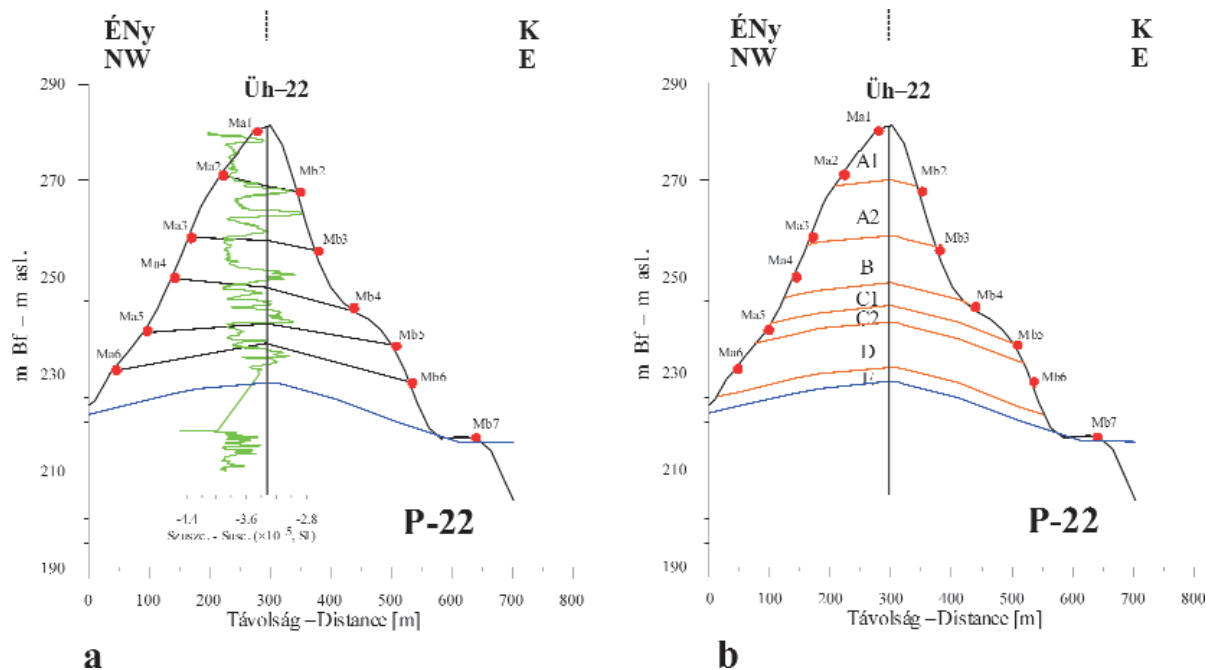


Figure 6. Geomagnetic study of Profile P-22

a – correlation between the magnetic horizons located on different sides of the hill along the Profile P-22 using the susceptibility log (green curve) recorded in Borehole Üh-22, b – identification between the magnetic horizons and well-log zones labelled with capital letters. It was assumed that the zones (see Figure 1) were deposited parallel with the surface of the granite. Red dots with black code = magnetic horizons with code. For location, see Figure 5

6. ábra. A P-22 szelvény mágneses vizsgálata

a – a P-22 szelvény mentén a domb két oldalán kijelölt mágneses szintek egymásközi korrelációja az Üh-22 fúrásban mért szuszceptibilitás szelvény (zöld görbe) felhasználásával, b – a betűvel jelölt mélyfúrás-geofizikai zónák (l. az 1. ábrán) és a mágneses szintek egymással történő azonosítása azzal a feltételezéssel, hogy a szintek a gránit felszínével párhuzamosan települtek, Piros pontok fekete azonosítóval = mágneses szintek azonosító jellel. Helyzetét l. az 5. ábrán

the positive, while on the northern ones the negative anomaly peaks should be marked out. According to the geological information obtained from the boreholes the dip angle of the layers in the sedimentary sequence is low. Taking this into account an attempt was made to consider the contour lines of the relief, and — where possible — the shape of the anomalies in the correlation between the profiles as well. The marking out of magnetic horizons proved to be easier on the steeper hillsides, while in the areas with landslides, especially in the northeastern part of the area, it was much more difficult, even impossible in some places. The magnetic horizons obtained as the result are presented in Figure 5.

After marking out the magnetic horizons an attempt was made to connect the individual horizons to zones determined from well logging. An example is shown in Figure 6.

Layers of palaeosol correlated in this way are quiet in a large part of the area and show only a low-angle dip. There are, however, three phenomena to which the attention is called. The first is that, according to the shape of anomalies, there is an approximately 15 m level difference between the profiles 42 and 43. This suggests a possible structural movement between these two profiles (Figure 5, line S1).

The second is that the southern part of profiles 7 and 8 differs from its surrounding area (Figure 5, point Q) where the positive–negative anomaly transition presents itself at a level about 20 m higher than in the neighbouring profiles 5 and 51.

The third is that the correlation between profiles 52 and 60 can be solved only with difficulties; this maybe due to a structural line running between these two profiles. The north-eastern branch of the Mészkenyence Valley can be found between these two profiles as well.

Marking out of magnetic horizons is, of course, uncertain in many places due to the method's limitations and the missing of horizons may happen in correlation between the profiles.

Cone penetration tests (CPTe)

Based on the reflection seismic survey which was carried out in the central part of the area (PRÓRAY et al. 2003) the possible existence of a fracture was suggested. This fracture cuts through the granite's cover as well; thus, due to its young age, it plays a decisive role in the evaluation of the area that otherwise seems to be suitable. To check this warning modified (combined with a resistivity channel) cone penetration tests (CPTe) took place in the critical part of the profile with small station spacing (FEJES 2003). The tests carried out earlier in the region (Elgoscár, Geopárd 1997) were promising both with respect to their average depth and the characteristic changes traceable along the profile.

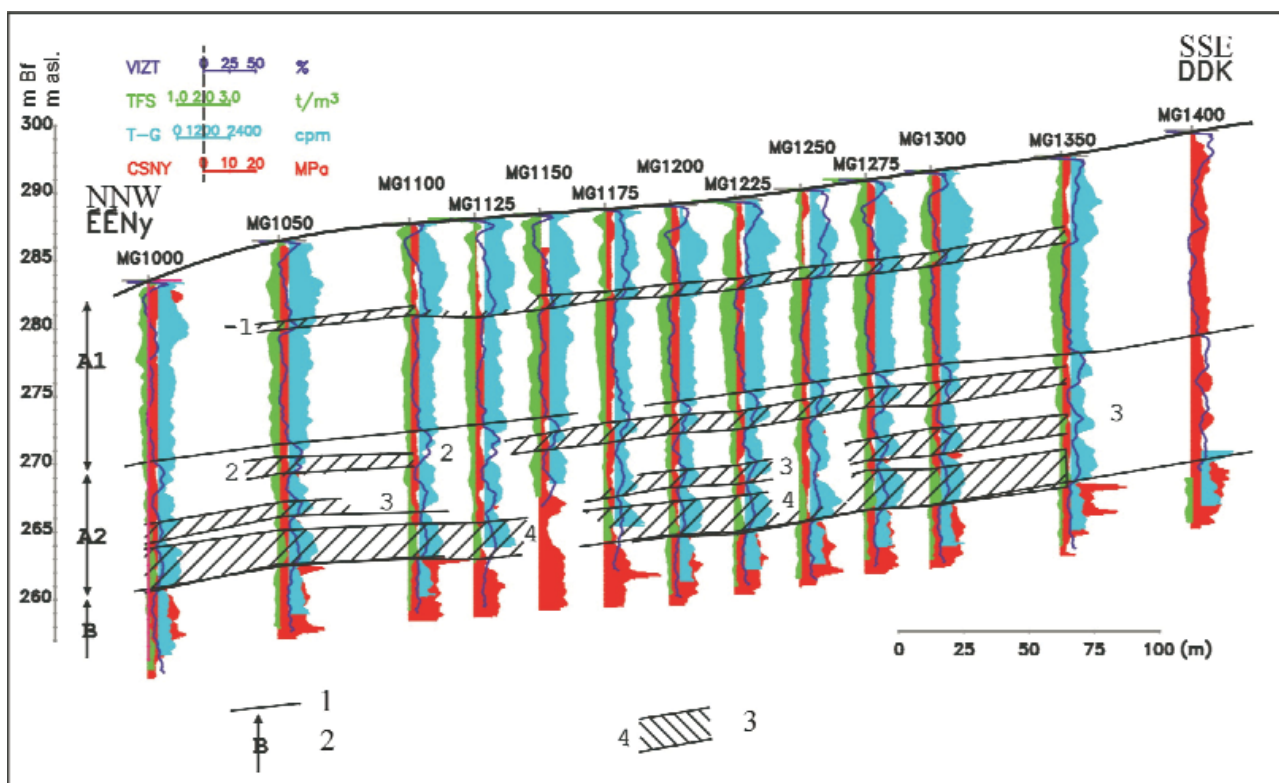


Figure 7. Complex parameter section of the cone penetration test (CPTe) measurements (VÉRTESY et al. 2003b)

VIZT = water content, TFS = bulk density, T-G = natural gamma activity, CSNY = cone pressure. 1 – boundary of the well-log zone (see Figure 1), 2 – well-log zone, 3 – palaeosol layer with its code (zone of increased density compared to surroundings, after SZONGOTH et al. 2003)

7. ábra. A mérnökgeofizikai szondázások összesített paraméterszelvénye (VÉRTESY et al. 2003b)

VIZT = víztartalom, TFS = halmazsűrűség, T-G = természetes gamma-aktivitás, CSNY = csúcnyomás. 1 – mélyfúrás-geofizikai zóna határa (l. az 1. ábrán), 2 – mélyfúrás-geofizikai zóna, 3 – paleotalajszint és sorszáma (környezeténél magasabb sűrűségű zóna SZONGOTH et al. 2003 szerint)

Along the 400 m long profile consisting of the 14 cone penetration tests the spacing was 50 m at the edges and 25 m in the middle part. The average depth reached was 25 m. During the measurements the cone pressure, the natural gamma activity, the bulk density, the pore volume of water, and — for the first time in the practice of cone penetration tests and here at each point — the electric resistivity were recorded. Application of this method determining *in situ* parameters with the array described above can be considered as the most accurate geophysical method for investigation of neotectonic elements. Elgoscár 2000 Ltd. performed the fieldwork.

The most important finding is that in the investigated section of the profile (down to the investigation depth) there is no fracture whose slip is larger than the accuracy of the investigation procedure (*i.e.* about 50 cm). (Error in depth measurement is taken at 10 cm. This is equal to the depth interval of sampling. In this procedure the error in marking out the minima, maxima and places of changes is added; this is considered to be 20-20 cm both upward and downward. These are altogether 50 cm.)

In addition to the combined plotting of the four measured parameters the most important elements that can be correlated are also shown in the united parameter section (Figure 7). The line network of the traceable elements forms a parallel system. Although it contains curved parts, there are no signs of breaks which might suggest vertical displacement.

Cone penetration tests were carried out at the boreholes (Üh-3, Üh-5) in the vicinity of the profile as well. The penetrated sequence was divided using the geological core logs, geophysical well logs and their interpretation — *i.e.* sedimentological zonality and the marking out of calcareous concretion layers in palaeosols (SZONGOTH et al. 2003). The two sharpest boundaries are at depths of about 15 and 24 m (+270 and +260 m asl) respectively. The first one is the boundary between the sequences marked *A1* and *A2*, and the second one is between *A2* and *B* (see Figure 7). In *A2* numerous internal boundaries can be recognised in connection with three palaeosol layers (2, 3 and 4) that are present there. In *A1* there are far fewer elements that can be followed, but the soil layer marked *-1* can be followed over a fairly long distance based on the fact that its bulk density is higher than that of its surroundings. In general, it can be said that the layers of calcareous concretions that can be identified on the basis of on the cone pressure maxima are located between the palaeosol layers (having densities higher than in their vicinity), or above soil layer 2. The sequence marked *B* cannot be divided, given the on available data.

Complex geophysical survey at the valley bottoms

To investigate the homogeneity of the granite body complex geophysical profiling was performed close to the bottom line of the valleys surrounding the Site (GULYÁS

2003). The basic objective of the surveying was to detect the possible loose zones. In certain sections of the Éva Valley and of the Mészkenecse Valley, over the granite occurring in outcrops or where the cover was only a few metres of sediments, measurements were carried out for a total length of 2800 m in a slightly modified method. Along the axis of the valleys measurements were executed with a station spacing of 5-10 m. In a 400 m-long section, which contains anomalies, measurements were carried out on the hillside as well, beside the profile running at the valley bottom, and parallel with it. Based on the anomalies, which can be correlated on the parallel profiles, strike directions were determined. To investigate the chosen profiles, electromagnetic (EM) methods and geomagnetic survey were applied ensuring three different investigation depths and features (EM-31, Slingram EM, VLF). In the EM-31 and Slingram EM methods the electric and magnetic components of the electromagnetic field (generated in the soil and rocks by their own nearby source — *i.e.* about 10 kHz) were measured in different directions. In the VLF (very low frequency radio wave) method, those of a remote about 15-25 kHz source were observed. Based on these observations an image of the resistivity distribution in the investigated half-space, *i.e.* of its homogeneity could be created. In the course of the geomagnetic survey, a natural magnetic field of rocks was observed and bodies with veins having a magnetic susceptibility significantly different from that of their vicinity were looked for.

Studying the data it was found that, based on the changes in different parameters along the profile, the investigated valley sections are not homogeneous from a geoelectric viewpoint. The granite body can be divided into (several times 10-100 m wide) parts — that is, blocks of different average resistivity and average variability. This image is similar to that which can be seen in the well logs of boreholes. VLF and EM-31 survey provided the most important information from the viewpoint of the set objective. Based on the resistivity image — within this primarily on that of the VLF which ensured the deepest penetration — units and blocks were separated.

First of all, based on the VLF magnetic parameter (H_z/H_1), further anomalous zones were marked out given that they were interpreted as block boundaries, in some cases as fracture zones (Figure 8).

Fortunately, the trenching performed at the valley bottoms validated the results of this method. At the place of the characteristic anomalies in the geophysical section of Figure 8 a significant fracture zone has been described in Trench A1 (GYALOG et al. 2003). In the lower part of Figure 8 the geological image of fracture zone A1/7 is presented by exaggerating the anomalous zone. Any characteristic anomaly which could have suggested a significant fracture zone similar to that in section A1/7 could not be detected in other profile sections in the Éva Valley nor in the Mészkenecse Valley.

In profiles of the Éva Valley more characteristic, definite anomalies can be marked out, based on both resistivity and

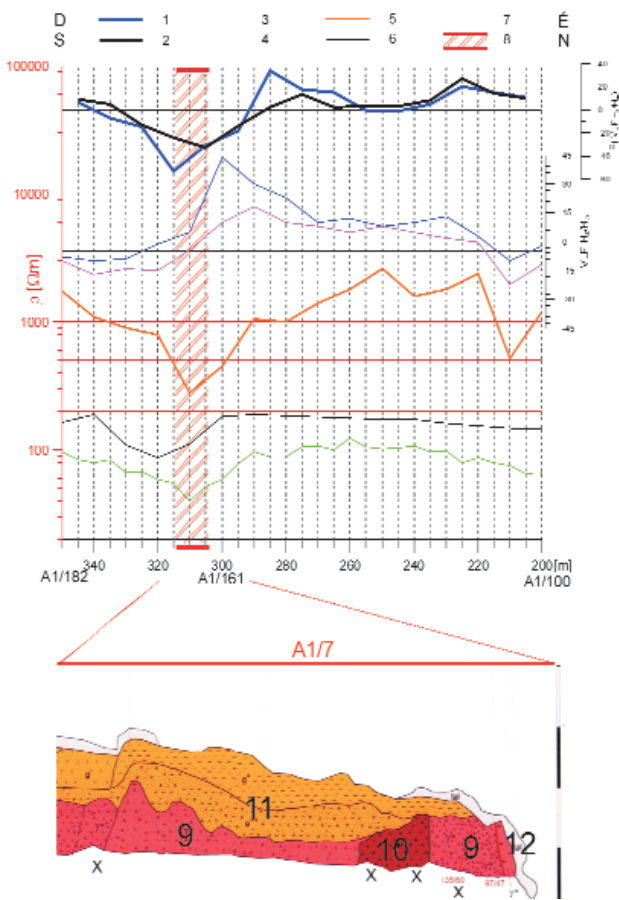


Figure 8. Geological and geophysical section of fracture zone A1/7 in the Éva Valley as demonstrated by the complex geophysical survey. In the geophysical section (in the upper part of the figure) the zone marked with a thick red line corresponds to the certain fragment of the geological section (in the lower part of the figure) after GYALOG et al. (2003). In the geophysical section: 1 – Fraser filtered VLF(DHO) H_z/H_{ϕ} , 2 – Fraser filtered VLF(ICV) H_z/H_{ϕ} , 3 – VLF(DHO) H_z/H_{ϕ} , 4 – VLF(ICV) H_z/H_{ϕ} , 5 – $\rho_{VLF(ICV)}$, 6 – $\rho_{SLINGRAMEM}$, 7 – ρ_{EM31} , 8 – geophysical indication of a fracture zone. In the geological section: 9 – fracture zone (bedrock: monzogranit), 10 – fault gouge, 11 – slope sediment, 12 – brown forest soil, x = mixed rock from trench, deep trench fringe. Vertical scale interval is 1 m

8. ábra. Az Éva-völgyi A1/7 törésvonal földtani és geofizikai szelvénye völgytalpi komplex mérések alapján

A geofizikai szelvényen (az ábra felső részén) vastag piros vonallal jelölt szakasz megfelel a földtani szelvény (az ábra alsó részén) meghatározott piros szakaszának. A földtani szelvény forrása: GYALOG et al. (2003). *Geofizikai szelvény:* 1 – Fraser-szűrt VLF(DHO) H_z/H_{ϕ} , 2 – Fraser-szűrt VLF(ICV) H_z/H_{ϕ} , 3 – VLF(DHO) H_z/H_{ϕ} , 4 – VLF(ICV) H_z/H_{ϕ} , 5 – $\rho_{VLF(ICV)}$, 6 – $\rho_{SLINGRAMEM}$, 7 – ρ_{EM31} , 8 – tektonikai zóna indikációja a geofizikai anyagban. *Földtani szelvény:* 9 – zúzott, morzsolt öv (alapkőzet: monzogranit), 10 – vetőagyag, 11 – lejtőüledék, 12 – barna erdőtalaj, x = árokból kitermelt vegyes kőzetanyag, mély árok pereme. A függőleges skálán egy osztás 1 m

VLF magnetic surveys. However, no characteristic VLF magnetic anomalies were detected in the Mészkeneme Valley, especially in its central and southern parts.

From a magnetic point of view only a few and only low-amplitude anomalies appeared that can be due to natural sources. Thus the investigated sections proved to be fairly homogeneous from a magnetic point of view.

The measurement data were in harmony with the inhomogeneous character of the granite and the larger fractures

presented themselves in the survey data. Block boundaries and fractures detected in the granite at the valley bottoms cannot be extended to the whole area due to the lack of measurements with a similar resolution. A data system of similar resolution can be obtained from the boreholes and from investigations along the planned tunnel.

Magnetotelluric survey

The objective of the magnetotelluric survey was to provide data and information on the internal structure of the granite body. With this method the homogeneity and spatial distribution of the resistivity of the granite body can be determined. The measurements were carried out with the high-frequency instrument Stratagem EH4 at every fourth point of the transient survey's 50x50 m grid (see earlier), with a density of 100x100 m (MADARASI 2003a).

In the magnetotelluric survey, electromagnetic components originating in the ionosphere were measured with orthogonal electric and magnetic dipoles. From these the magnetotelluric impedance tensor can be determined for different frequencies. The lower is this frequency, the deeper is the penetration. The frequency range of the measurements was 10–10,000 Hz; that allows an investigation with a depth interval of 25–400 m.

As the measurement is tensorial, two orthogonal sounding curves were obtained. In a one-dimensional, isotropic case, when the resistivity is a function of depth alone, the two sounding curves are identical. The effect of the rugged surface of the young, lower resistivity sequences overlying the smooth surface of the high-resistivity granite was studied with computer modelling (topographic effect). It was

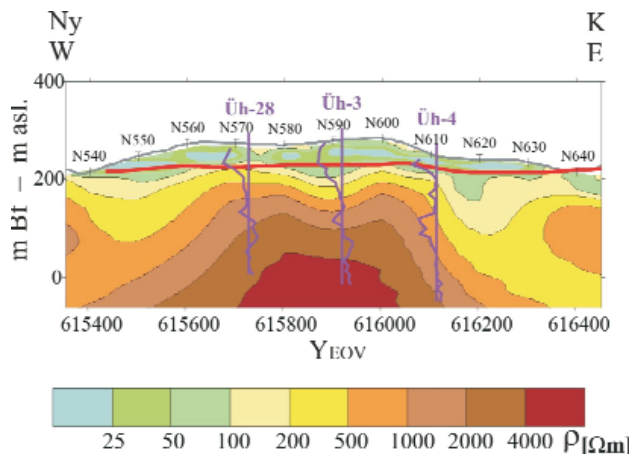


Figure 9. Resistivity distribution along an east-west profile running through the Site

Red line = granite surface obtained from transient EM survey, violet line = resistivity log in logarithmic scale (value along borehole axis is 1000 Ωm , module is 30 m), colour scale = specific resistivity. For location, see Figure 10

9. ábra. Ellenállás-eloszlás a telephelyen átfutó K–Ny-i szelvényben. Piros vonal = tranzien mérésekből kapott gránitfelszín, lila görbe = mélyfúrás-geofizikai ellenállásszelvény logaritmikus ábrázolása (a fúrások tengelye mentén az érték 1000 Ωm , modulus 30 m), színskála = fajlagos ellenállás. Helyét l. a 10. ábrán

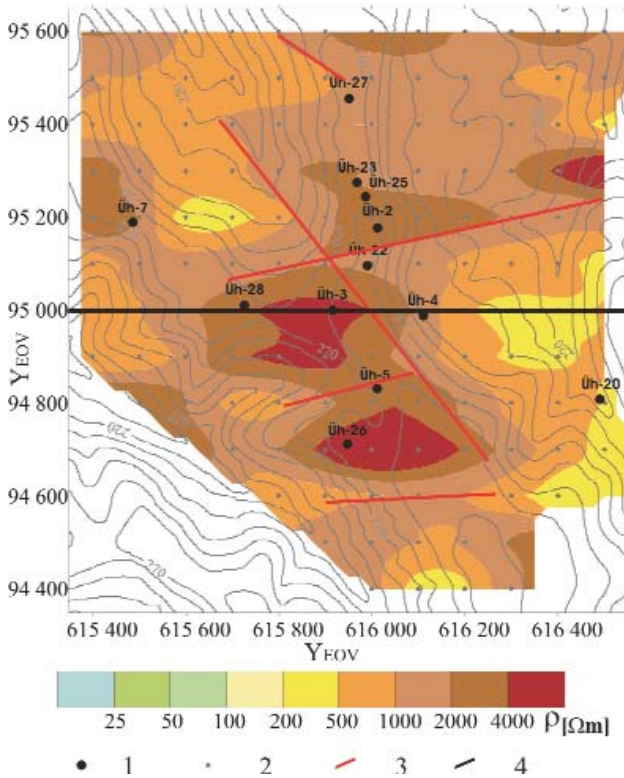


Figure 10. Resistivity distribution at 0 m asl

1 – borehole, 2 – magnetotelluric sounding point, 3 – assumed fracture, 4 – trace line of the section in Figure 9. Coordinates are in metres, topographic contour line interval is 10 m, colour scale = specific resistivity

10. ábra. Ellenállás-eloszlás a 0 m Bf síkban

1 – fúrás, 2 – magnetotellurikus szondázási pont, 3 – feltételezett törés, 4 – a 9. ábra szelvényének nyomvonala, Koordináták méterben, szintvonalak 10 m-ként, színskála = fajlagos ellenállás

found that this has a stronger impact than that of the resistivity inhomogeneities which can be assumed to be inside the granite on the basis of boreholes. In order to be able to carry out an adequate topographic correction for a 2D inversion, the profile line was chosen which considered the slope directions of the present surface's topography; this was along its dip, and it ensured the two-dimensional character of the model.

Figure 9 shows the result of the inversion performed along one of the profiles in an east–west direction. The resistivity values of the cells were interpolated in a 25×6 m grid. The colour code fitting to the theoretical resolution power of the method is approximately logarithmic.

The result of the two-dimensional inversion is also presented in the form of maps (Figure 10).

The resistivity of the granite varies between 200 and several thousand Ωm . Going downwards it quickly reaches 1000 Ωm , in harmony with the well logging. An exception is Borehole Űh-22 where the magnetotelluric resistivity is lower over an about 80 m-long section than the value measured in the Borehole. Due to the resolution power of the method the resistivity distribution is much more varied in the region of the upper 100-150 m than in the parts below sea

level. The zones of decreased resistivity detected in the boreholes do not present themselves in the magnetotelluric sections, thus showing the limits of the method. Spatial variability in the image of electric resistivity distribution shows the inhomogeneity of the material of the granite body.

In the east–west section (Figure 9), in the line of Boreholes Űh-28, Űh-3 and Űh-4, a maximum having a characteristic shape appears and this is repeated in the section south of it. This pattern does not continue to the north and south of these two sections; the block's boundary is either parallel with the line of interpretation or forms an acute angle with it.

This method — in spite of its limitations in resolution — can be considered as a suitable method for studying the homogeneity of the granite.

This data system also makes 3D processing possible.

3D seismic velocity tomography

In 2002, in the frame of the exploration aiming at the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste, a 3D first break velocity tomographic survey was performed in the Bataapáti region (HEGEDŰS 2003). The sensors (geophones) were deployed with a spacing of 25 m in the central part of the 1.2 km² large survey area and with a spacing of 50 m in the outer parts, along lines running at a distance of 200 m from each other. Seismic signal generation by dynamite in shotholes was carried out at 62 source points.

The objective of 3D velocity tomography is to give an image of the velocity distribution beneath the survey area as a function of the three space coordinates. This is made with the help of elastic waves generated by the signal source, down to the penetration depth of the method and it makes it possible to study the homogeneity of granite body.

The main points of processing can be summarised briefly in the following way. In accordance with the geometry of the measurement, the ray paths propagating along a way of the shortest time are modelled between the shot point and the observation point. In the measured data the first breaks (*i.e.* arrival time of the first signal) are determined. Based on the two data systems — applying adequate tomographic inversion algorithms — the velocity distribution beneath the survey area can be determined.

Four horizontal sections show the velocity field obtained as a result of 3D tomography (Figure 11). The tomographic velocity values extend in space the characteristic changes in acoustic logs measured in the boreholes. The identified phenomena can be considered traceable in space as well as in the horizontal sections (slices) down to the method's penetration depth.

Based on the results, a ridge striking NNW–SSE having a velocity higher than its vicinity was identified. In its northern part — based on the acoustic velocity values obtained in the boreholes — the altered zone of the granite is thicker, or the granite is more strongly fractured. Going downwards in depth the local differences in velocity become indistinct. In

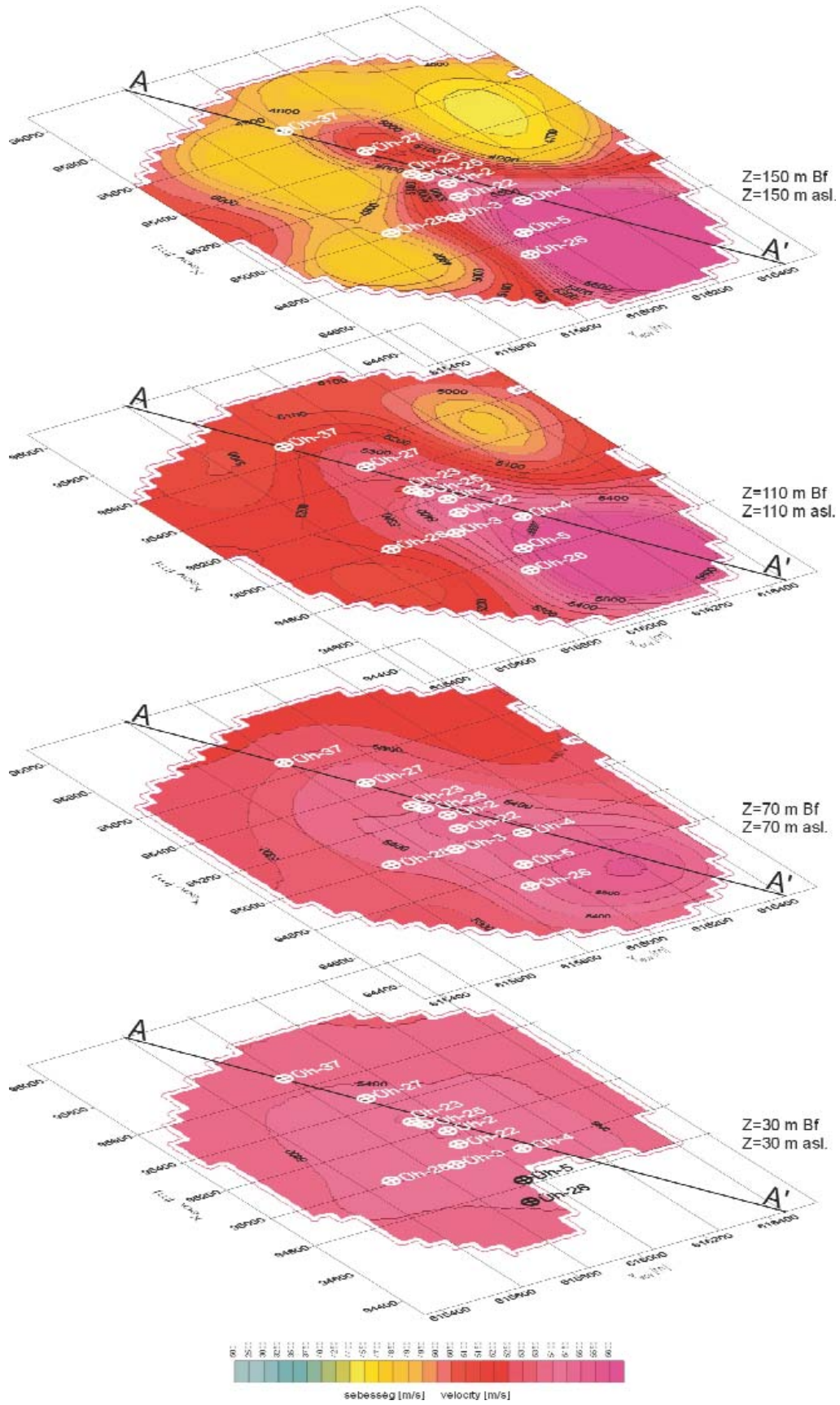


Figure 11. Horizontal slices of the 3D velocity field
 11. ábra. A 3D sebességtér vízszintes metszetei

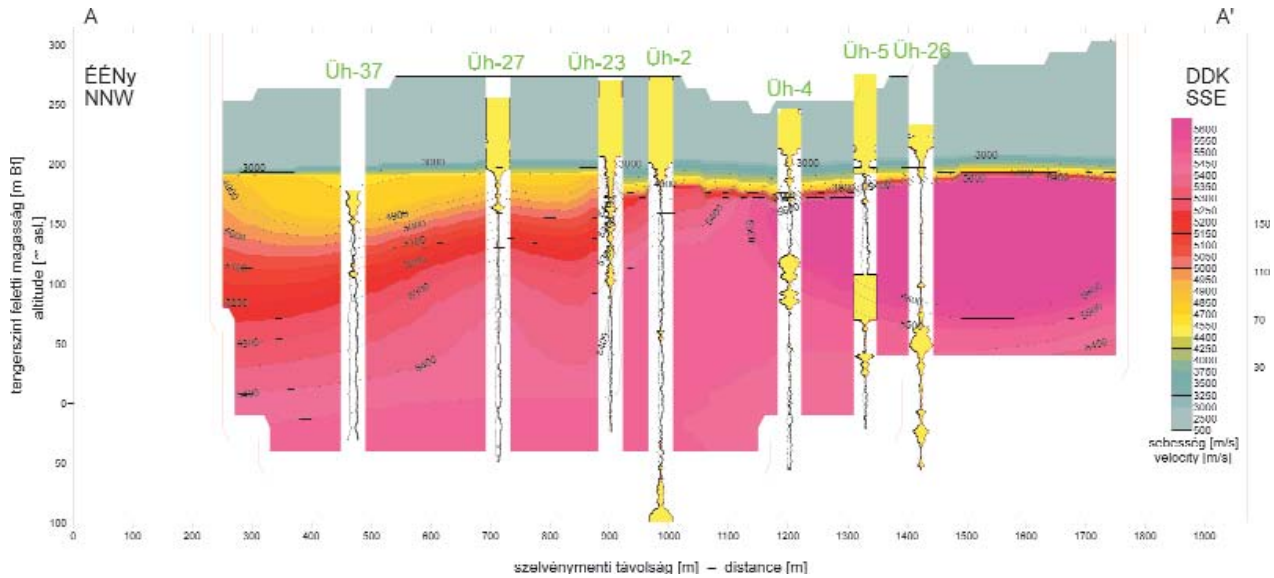


Figure 12. Vertical section of the 3D velocity field with acoustic velocity logs in boreholes along the line A-A' Vertical axis = altitude [m asl], horizontal axis = distance [m]. For location, see Figure 11

12. ábra. A 3D sebességtér függőleges szelvénye az A-A' vonal mentén

Függőleges tengely = magasság [m Bf], vízszintes tengely = távolság [m]. Helyzetét l. a 11. ábrán

the area SE of the line of boreholes Üh-4 and Üh-26 no image was obtained in the slice +30 m asl — this could be the consequence of velocity inversion.

In the vertical section (Figure 12) the three-fold division of the rock body is remarkable (VÉRTESY et al. 2003a). In the sections marked with a yellow colour in the boreholes the value of well-log acoustic velocity decreases. The widening of the yellow marking is proportional to the decrease in velocity, *i.e.* to the deterioration of the rock quality.

Based on the velocity tomography three blocks can be delineated. These are the following from the NNW:

The *first block* continues to Borehole Üh-23. It is characterised by a zone of reduced velocity (weathered zone, fractured granite) and is overlaid by a relatively thick granite surface. Below this (at about 120 m asl) a homogeneous granite body showing a relatively quiet velocity image can be found. This is in accordance with the logs representing the acoustic results in the boreholes.

In the *second block* south of Borehole Üh-23 — close to the borehole's axis — rapid changes in the velocity values appearing in the whole section can be seen. It is likely that this change images a tectonic zone or a block boundary. At the SSE side of the block boundary the zone of reduced velocity is significantly thinner in relation to the northern part; the velocity — up to a point of the line between Üh-2 and Üh-4 — further increases in the deeper region. Beyond the 3D imaged volume — at the bottom of borehole Üh-2 — the acoustic log again shows a decrease in velocity.

The *third block* can be marked out south of the point 1120 m. The change in character can clearly be seen in the acoustic logs of Boreholes Üh-4, Üh-5, Üh-26 as well. In this part of the area granite is compact and has a high velocity. Beneath this a more strongly fractured region of reduced

velocity (that can be characterised with velocity inversion) can be assumed. In the figure this block continues further to the southernmost point of the section.

Fracture exploration with direct current and electromagnetic methods

Trench A1 excavated in the Éva Valley in 2002 cut through an approximately 10 m-wide, strongly fractured granite, demonstrating a fracture zone (GYALOG et al. 2003, in Figure 13 marked with black line). As a working hypothesis it turned out that this excavated zone is identical with the fracture zone detected in boreholes Üh-2 and Üh-25 [at the time the measurements were made Borehole Üh-36 — which also penetrated this zone (BALLA et al. 2003) — did not exist]. To support checking of the working hypothesis a ground-based electric survey of an experimental nature was performed. The task of the survey was to follow the fracture zone on the hillside. The methods included in the survey were the following: Maxi-Probe electromagnetic tilt angle profiling, (artificial source tilt angle), transient electromagnetic (TEM) profiling and multielectrode direct current profiling (DETZKY et al. 2003).

In the fractured zone formed in the granite body, based on the data of well-log and ground-based electromagnetic measurements at the valley bottoms, lower electric resistivity (10-20 Ωm) can be assumed than in the rock body surrounding the zone (100-300 Ωm). All the three methods applied are based on the detection of this positive conductivity anomaly. Detection is made difficult by the fact that

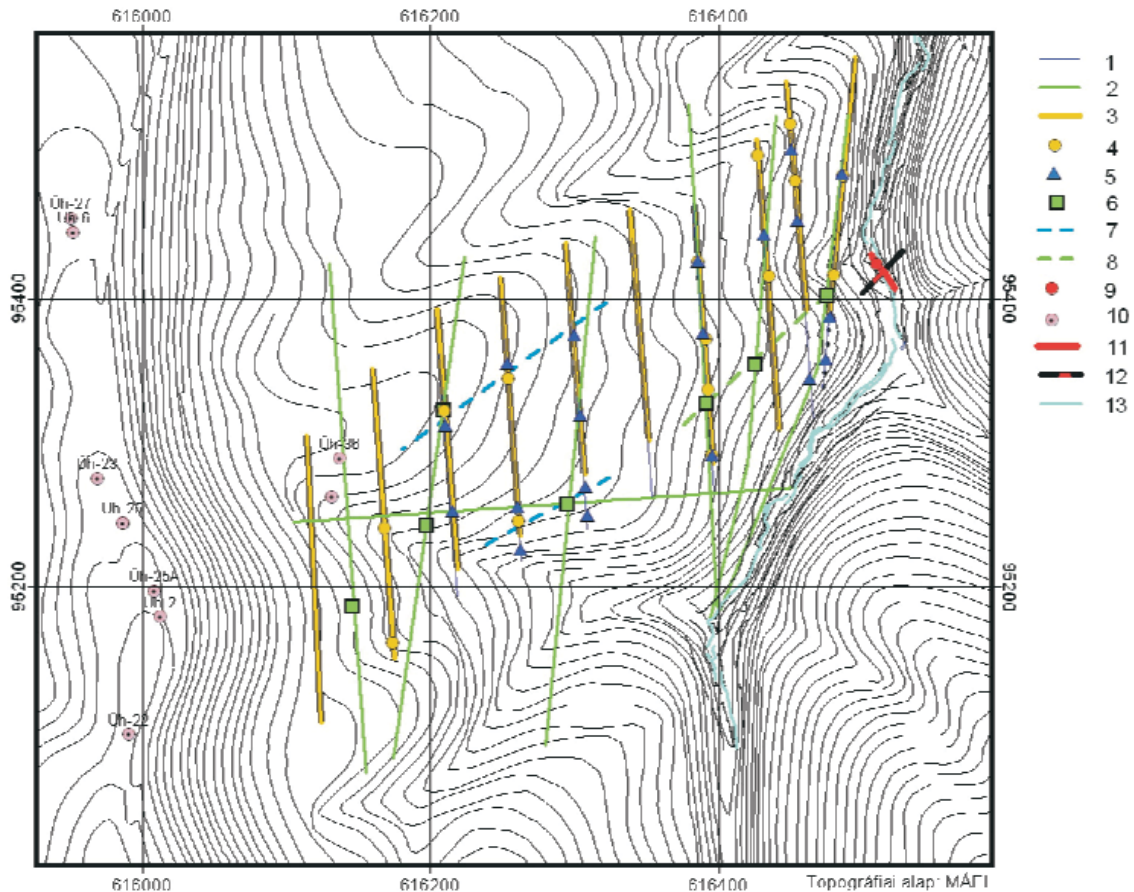


Figure 13. Location map with results of the fracture-exploring geophysical survey in the Éva Valley

1 – TEM profile, 2 – multielectrode profile, 3 – Maxi-Probe profile, 4 – fracture zone indication by Maxi-Probe survey, 5 – fracture zone indication by TEM survey, 6 – fracture zone indication by multielectrode survey, 7 – supposed fracture by Maxi-Probe and TEM surveys, 8 – supposed fracture by multielectrode survey, 9 – supposed fracture by complex geophysical survey carried out in the valley, 10 – borehole (Borehole Üh-36 had not been drilled yet at the time of measurements), 11 – intersection of the fracture zone A1/7 with Trench A1, 12 – strike direction of the fracture zone A1/7 based on trenching, 13 – line of Trench A1. Coordinates are in metres, topographic isolate interval is 5 m

13. ábra. A vetőkutató geofizikai mérések helyszínrajza az eredményekkel (Éva-völgye)

1 – TEM szelvény nyomvonala, 2 – sokelektrodás szelvény nyomvonala, 3 – Maxi-Probe szelvény nyomvonala, 4 – töréses öv indikációja Maxi-Probe alapján, 5 – töréses öv indikációja TEM alapján, 6 – töréses öv indikációja sokelektrodás mérések alapján, 7 – töréses öv feltételezett nyomvonala TEM és Maxi-Probe mérések alapján, 8 – töréses öv feltételezett nyomvonala sokelektrodás mérések alapján, 9 – töréses öv indikációja völgytalpi komplex mérések alapján, 10 – fúrás (az Üh-36 jelű fúrás még nem mélyült le a mérések idején), 11 – az A1/7 töréses öv harántolása az A1 árokban, 12 – az A1/7 törés öv csapása az árkokalások alapján, 13 – az A1 árok nyomvonala. Koordináták méterben, szintvonalak 5 m-enként

the granite and the fracture zone within it are uncovered in the vicinity of the trench. However, going westward the thickness of the low-resistivity (15-60 Ω m) covering sequence reaches even several tens of m and these sediments shield the changes in resistivity within the basement. Measurements in the case of all three methods were carried out in the area between the exposition of the fracture zone in the trench and Borehole Üh-2 – primarily along N-S profiles approximately perpendicular to the assumed strike direction.

Based on the anomalous sections of the individual methods, lines of two possible fracture zones were determined (Figure 13). In the figure the place of the tectonic zone (marked A1/7) discovered in the trench is shown, together with its strike measured in the trench. It can be said that the southern fracture zone can be correlated with the place obtained from the geophysical survey in the trench (from the complex geophysical survey carried out at the valley bot-

tom) and from trenching. The strike direction determined in the trench slightly deviates southward from the direction that can be guessed from a ground-based geophysical survey.

Regional survey

Geological surveys performed in the surroundings of Bábaapáti extended to a geological and tectonic investigation of the larger vicinity of the region. To understand more accurately the major structural features in the wider vicinity of the Bábaapáti (Üveghuta) Site, *i.e.* in the region, re-processing of archived gravity, magnetic, magnetotelluric and seismic data was performed (KISS, VARGA 2003; TÁTRAI 2003). The objective of the study was to provide geophysical data for delineation of the Mórággy granite body and for marking out regional structural lines.

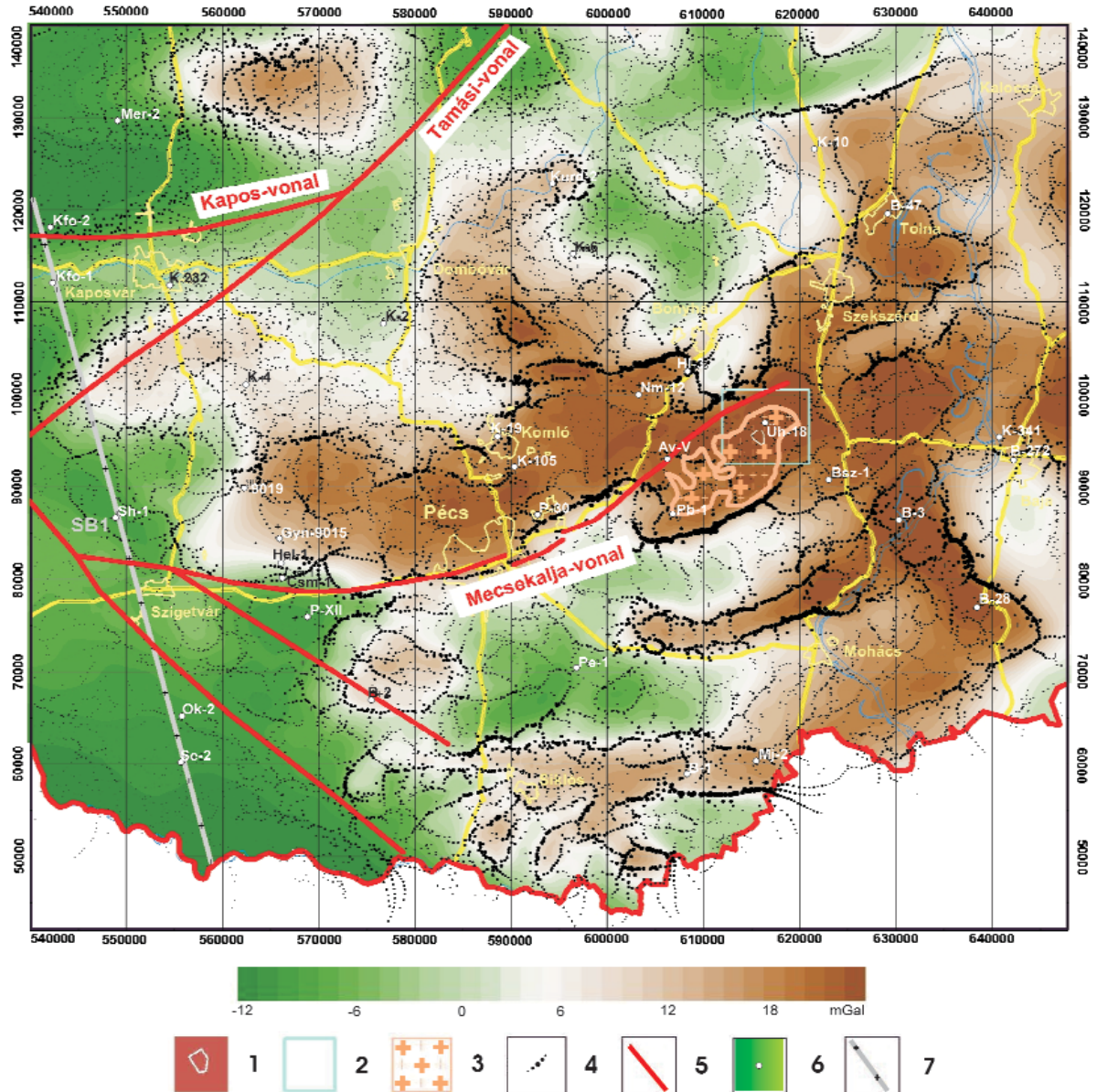


Figure 14. Boundaries of the gravity source bodies in the vicinity of the Site over a large area on the Bouguer-anomaly map calculated with a density of 2300 kg/m³

1 – site, 2 – study area, 3 – outcrop of Mórág Block granite after FÜLÖP, DANK (1987), 4 – maxima of horizontal gradient indicated by proportional symbol sizes, 5 – major tectonic lines after DANK, FÜLÖP 1990, 6 – structural borehole, 7 – complex geophysical section (distance indicated in every 5 km). Coordinates in metres

14. ábra. A Dél-dunántúli régió gravitációs hatóteremei 2300 kg/m³-es sűrűsége kiszámított Bouguer-anomália térképen
1 – telephely, 2 – kutatási terület, 3 – a Mórág-rög gránitjának körvonala FÜLÖP, DANK (1987) nyomán, 4 – a horizontális gradiens maximumai, a pontok mérete az anomália erősségével arányos, 5 – nagyobb törések DANK, FÜLÖP (1990) nyomán, 6. szerkezeti fúrás, 7 – komplex geofizikai szelvény (a távolság 5 km-enként jelölve). Koordináták méterben

Regional gravity and magnetic lineaments

By digital processing of the geophysical data of the maps, regional magnetic and gravity lineaments in the whole area were determined. Lineaments are line-like elements in maps that can be connected to tectonic elements or formation boundaries.

To determine the gravity and magnetic lineaments, source edge enhancement, construction of horizontal gradient maps, and automatic gain control filtering of maps were

executed to mark out the inhomogeneities of density and magnetic susceptibility.

In the course of lineaments, as a starting point raw measured data were used and the area's gravity and magnetic lineaments have been determined free of geological conceptions. Figure 14 shows in the gravity base map the gravity source edges used in the determination of the gravity lineaments around the site within the survey area.

The Mórág Block appears as a uniform block on the map, bordered with well-defined source boundaries in

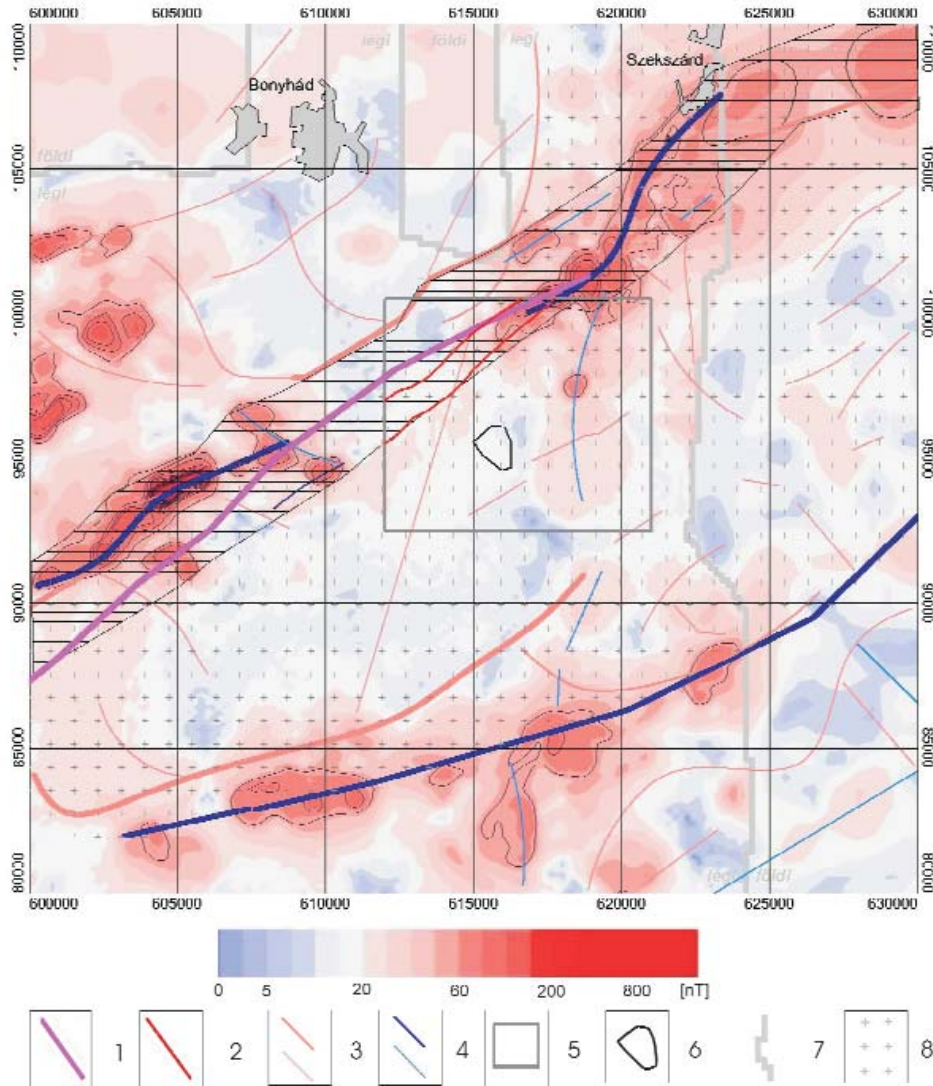


Figure 15. Delineation of the Mecsekalja Zone and granitoids based on gravity and geomagnetic lineaments and a geomagnetic 3 D gradient map 1 – Mecsekalja Line after DANK, FÜLÖP (1990), 2 – Mecsekalja Zone after BALLA et al. (2003), 3 – gravity lineaments, 4 – geomagnetic lineaments, 5 – research area, 6 – Site, 7 – boundary of ground-based and airborne geophysical datasets, 8 – extension of the granite from geophysical data. Colour scale = geomagnetic anomalies

15. ábra. A Mecsekalja-öv és a granitoidok lehatárolása gravitációs és geomágneses lineamensek, valamint mágneses térgradiensek alapján 1 – Mecsekalja-öv DANK, FÜLÖP (1990) nyomán, 2 – Mecsekalja-öv BALLA et al. (2003) nyomán, 3 – gravitációs lineamens, 4 – mágneses lineamens, 5 – kutatási terület, 6 – telephely, 7 – a felszíni és légi geofizikai adatok határa, 8 – a gránit elterjedése geofizikai adatok alapján. Színskála = földmágneses anomáliák

NNW and SSE directions. There are practically no sharp gravity boundaries in NE and NW directions.

Delineation of the Mórág Block based on the magnetic 3 D gradient

From geomagnetic data an analytical signal was calculated and presented on a map (Figure 15). This map is a mosaic of analytical signal maps constructed from airborne and ground-based magnetic surveys. This is the map which can most effectively be used from among the geophysical data sets in marking out the Mecsekalja Zone and in the delineation of the granite. Based on geophysics the Mecsekalja Zone seems to be wider than it is known from the geological maps. The explanation for this is that the marking out was

performed on the basis of the high-amplitude magnetic (analytical signal) anomalies. If this zone were narrower, a part of the magnetic anomalies — that are in connection with this direction — becomes uninterpretable. In addition to the magnetic analytical signal maps the gravity and magnetic lineaments were also used in the delineation of the Mecsekalja Zone.

Processing along profiles

The primary objective of the processing along profiles was the detection of structures; this was performed in several steps, which are the following:

a) re-processing of magnetotelluric soundings with 2D inversion,

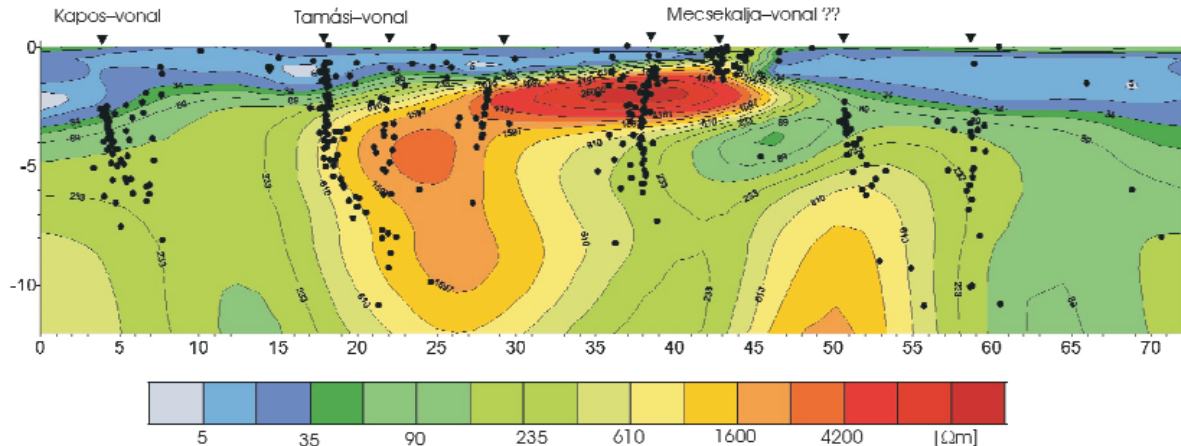


Figure 16. Magnetotelluric (MT) resistivity section Sb-1 with gravity block boundaries

Coloured sections = resistivity distribution based on MT 2D inversion, black dots = block boundaries based on gravity Euler solutions, black triangles = block boundaries based on joint interpretation of gravity and MT data. Scales are in km. For location, see Figure 14

16. ábra. Az Sb-1 magnetotellurikus ellenállás-szelvény gravitációs blokkhatárokkal

Színes szelvény = ellenállás-eloszlás MT 2D inverzió eredményeként, fekete pontok = blokkhatárok gravitációs Euler-megoldásokból, fekete háromszögek = blokkhatárok az MT- és a gravitációs mérések közös értelmezése alapján. Vízszintes és függőleges skála km-ben. Helyzetét l. a 14. ábrán

b) processing of seismic profiles.

c) 2D magnetic and gravity modeling (along the lines of magnetotelluric and seismic profiles).

As starting data the results of automatic processing procedures along profiles were used.

The automatic gravity processes can be used to detect boundaries appearing with significant density contrast. Because measurements carried out at separated points are considered, it is primarily changes occurring in the horizontal direction which appear in the course of processing — *i.e.* the contact between two rocks of different density. Automatic solutions give the places of changes appearing with the highest density contrast. Processing with filters of different size and on upward continued data, results in a set of points from the surface down to larger depths. This draws out the boundary between different types of rocks or the central line of plate-like bodies (Figure 16, black dots).

2D inversion of magnetotelluric data made it possible to check the uncertain solutions obtained from automatic processing of gravity data for large depths. In areas without boreholes the magnetotelluric resistivity sections were of great help in marking out different blocks for the — iterative — depth determination based on the two-layer gravity model.

Map-like gravity processing and the automatic solutions along profiles provided help for marking out block boundaries within the basement in the course of the interpretation of seismic and magnetotelluric sections (Figure 16).

Both the Kapos and Tamási Lines can clearly be identified. In addition, several block boundaries that can be interpreted as structural lines appear as well, although their geological identification has not taken place yet.

Summary

A significant ground-based geophysical survey activity took place at the Bátaapáti (Úveghuta) Site and in its vicinity. Spatial homogeneity of the granite body was investigated with seismic and magnetotelluric survey in the vicinity of the Site. Fractures were investigated with complex electromagnetic and magnetic surveys at the valley bottoms. The most significant fracture zone, which was anyway expected, was surveyed with a series of electro magnetic and direct current resistivity profiles. The granite's surface was mapped with electromagnetic soundings completed with direct current soundings and multielectrode profiling (electrical imaging). Possible neotectonic events were searched for with tracing the horizons connected with palaeosols and the application of cone penetration tests (CPTe). Re-processing of the region's archived geophysical data was performed in order to delineate the Mórág Block and to determine more accurately the major structural lines over a wider vicinity area.

References — Irodalom

- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDEVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DANK V., FÜLÖP J. (főszerkesztők) 1990: *Magyarország szerkezetföldtani térképe*. Magyarország földtani atlasza, 3. (in Hungarian: Tectonic map of Hungary. Geological atlas of Hungary, 3). — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DETCZY G., MADARASI A., TÓTH L., VINCZE L. 2003: A tervezett üveghutai tárolóval kapcsolatban, a Mecsekérc Rt. részére, az ELGI által 2003-ban végzett geofizikai kutatások. Vetőkutatás (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for the Mecsek Ore Co. Fracture exploration). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- Elgoscár, Geopárd 1997: Előzetes mérnökgeofizikai szondázási görbék (in Hungarian: Preliminary cone penetration test curves). — *Manuscript*, Elgoscár Kft., Budapest.
- FEJES I. 2003: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Mérnökgeofizikai szondázások (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Cone penetration tests). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerkesztők) 1987: *Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával*. Magyarország földtani atlasza, 2 (in Hungarian: Geological map of Hungary without Cenozoic. Geological Atlas of Hungary, 2). — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GULYÁS, Á. 2003: A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Völgytalpi komplex mérések kiértékelése 2. változat (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Measurements at valley bottom. 2nd version). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003: A bataapáti A1 és A2 árok földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Trenches A1 and A2 at Bataapáti). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HEGEDŰS E. 2003: 3D első beérkezéses P-hullámsebesség-tomográfia eredményei. Bataapáti (Üveghuta), 2002 [in Hungarian: Results of 3D first break P-wave velocity tomography. Bataapáti (Üveghuta)]. — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2004: Magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KISS J., VARGA G. 2003: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok. Gravitációs-földmágneses és magnetotellurikus modellezés (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2002 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Gravity, magnetic and magnetotelluric modelling). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- KOVÁCS P. 2003: A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Földmágneses mérések (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Geomagnetic survey). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1997: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás Üveghuta körzetében. Földmágneses kutatások (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level power plant waste. Site investigation in the vicinity of Üveghuta. Geomagnetic survey). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- MADARASI A. 2003a: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok. Magnetotellurikus mérések (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2002 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Magnetotelluric measurements). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- MADARASI A. 2003b: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Sokelektrodás mérések eredményei (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Results of multielectrode resistivity survey). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- MARS I., DON, GY., FÖLDEVÁRI, M., HORVÁTH, I., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAHÍ-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- PRÓNAY ZS., NEDUCZA B., TÖRÖS E. 2003: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok. Jelentés a P- és S-hullám szeizmikus reflexiós mérésekről (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2002 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Report on the P- and S-wave seismic reflection measurements). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.

- SÓRÉS L. 2003a: Kis és közepes radioaktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok. Tranziens elektromágneses szondázás: hálózatos mérések (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2002 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Transient electromagnetic soundings and measurements in a grid). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- SÓRÉS L. 2003b: A tervezett üveghutai tárolóval kapcsolatban, a Mecsekérc Rt. részére, az ELGI által 2003-ban végzett geofizikai kutatások. Tranziens elektromágneses mérések kiterjesztése (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for Mecsek Ore Co. Extension of the transient electromagnetic survey). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- SZABÓ Z. 2003: A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett munkálatok. A földmágneses mérések értelmezése (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2002 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Interpretation of geomagnetic data). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- SZONGOTH, G., ZILAHÍ-SEBESS, L., GALSA, A., BÁNNÉ GYÓRI, E., LENDVAY, P., BARTHA, Z. 2003: Mélyfúrás-geofizikai adatok integrált értelmezése (az 1996–2003-ban végzett összes mérés alapján) [in Hungarian: Integrated interpretation of well-logging data (on the basis of all measurements done in 1996–2003)]. – *Manuscript*, GeoLog Ltd., Budapest.
- TÁTRAI M. 2003: Szeizmikus értelmezés Landmark szoftver segítségével és erőtergeofizikai adatok felhasználásával (in Hungarian: Seismic interpretation with Landmark software with the application of potential field data). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- VÉRTESY L., CSABAFI R., GACSÁLYI M., GULYÁS Á., FEJES I., HEGEDŰS E., KISS J., KOVÁCS A. Cs. KOVÁCS P., MADARASI A., PATÁKY P., PRÓNAY ZS., RÁNER G., REDLERNÉ T. M., SÓRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z., TÖRÖK I., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L. 2003a: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok Integrált geofizikai értelmezés 3 (in Hungarian: Geophysical survey carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level activity radioactive waste disposal. Integrated Geophysical Interpretation 3). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- VÉRTESY L., PRÓNAY ZS., FEJES I. 2003b: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok Kiegészítő szeizmikus reflexiók (P-hullám) mérések, kiegészítő szeizmikus reflexiók (S-hullám) mérések, „A” vonal mentén végzendő mérnökgeofizikai szondázások [in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. Additional seismic reflection (P-wave) survey, additional seismic reflection (S-wave) survey, cone penetration tests carried out along the line “A”]. – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., RIGLER, GY., SZONGOTH, G. 2000a: Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well-logging data (Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alapján). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 213–230.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., LENDVAI, P., SZONGOTH, G. 2000b: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üveghuta site (A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságaik alapján az üveghutai telephelyen). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 171–192.

Felszíni geofizikai kutatások a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen és tágabb környezetében

VÉRTESY LÁSZLÓ, FANCSIK TAMÁS, FEJES IMRE, GULYÁS ÁGNES, HEGEDŰS ENDRE, KOVÁCS ATTILA CSABA, KOVÁCS PÉTER, KISS JÁNOS, MADARASI ANDRÁS, SÓRÉS LÁSZLÓ, SZABÓ ZOLTÁN, TÓTH ZOLTÁN

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest Kolumbusz u. 17-23.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, ellenállás, geofizika, gránit, Magyarország, Mórággyi-rög, paleotalajok, radioaktív hulladék, sebesség, sűrűség, szuszceptibilitás, telephely-kijelölés, üledékes fedő

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen és környékén jelentős felszíni geofizikai kutatási tevékenység folyt. A telephely közvetlen környezetében szeizmikus és magnetotellurikus mérésekkel vizsgáltuk a gránittest térbeli homogenitását. A völgytalpakon komplex elektromágneses és mágneses mérésekkel kutattuk a töréseket. A várhatóan legjelentősebb töréses zónát elektromágneses és egyenáramú szelvények sorozatával vizsgáltuk. A gránit felszínét egyenáramú szondázásokkal és sokelektrodás szelvényezéssel kiegészített elektromágneses szondázásokkal képeztük le. Esetleges neotektonikai eseményeket a paleotalajok mágneses szintkövetésével és mérnökgeofizikai szondázások alkalmazásával vizsgáltuk. A Mórággyi-rög lehatárolására és a tágabb környezet jelentős szerkezeti vonalainak pontosítására elvégeztük a régió archív geofizikai adatainak újrafeldolgozását.

Bevezetés

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen és környékén a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett tárolójával kapcsolatos kutatásokban jelentős mennyiségű geofizikai munkára került sor 1996 és 2003 között. A kutatási célok változatossága és a földtani modell sokféle módszer alkalmazását igényelte. Egyes esetekben új, Magyarországon még nem alkalmazott eljárás alkalmazásra is sor került, hiszen hasonló modell geofizikai leképezésére nem alakult még ki rutinszerűen alkalmazható módszer-együttes. A jelen kutatás során felhasznált geofizikai eredményeken túlmenően, a felhalmozott adattömeg olyan információforrást jelent a jövőben is, amely további kutatóobjektumok (vágatok) létesítése, infrastruktúra (utak, vezetékek) kiépülése, valamint a tároló üzemeltetésének megkezdése után, azok torzító hatásai miatt már nem szerezhető meg. A mérések befejezését követően, illetve részben azokkal időben átfedve megindult a geofizikai adatok integrált értelmezése. Ennek célja a földtani modell felépítéséhez felhasználható geofizikai információ kivonatolása volt. A munka (VÉRTESY et al. 2003) részeként véglegesítettük a geofizikai modellt.

Megszerkesztettük azokat a szelvényeket, térképeket, amelyek a geofizikai modellt ellentmondásmentesen mutatják be. Fontos eredménynek tartjuk, hogy összeállítottunk egy olyan geofizikai adatrendszerrel, amely strukturált formában tartalmazza a felszíni földtani kutatás során gyűjtött mérési adatokat és az azok feldolgozásával nyert eredmények dokumentációját.

A kutatási terület földtani felépítésében a Mórággyi Gránit Formáció kőzetei (KIRÁLY, KOROKNAI 2004), valamint az ezekre települő laza üledékek (MARSÍ et al. 2004) egymástól lényegesen eltérő jellegeket mutatnak, ezért geofizikai kutatásukra eltérő módszeregyüttesre volt szükség. Az üledékes összlet vizsgálatára geoelektromos, elektromágneses és sokelektrodás egyenáramú, továbbá földmágneses és mérnökgeofizikai, a gránittest vizsgálatára pedig magnetotellurikus, 3D szeizmikus elsőbeérkezési tomográfiai és komplex geoelektromos vetőkutatási módszereket alkalmaztunk. Az alábbiakban e módszereket és eredményeiket ismertetjük. Külön foglalkozunk a gránittest lehatárolásával és a tervezett telephelyet magában foglaló régió nagyszertekezeti vonalainak archív adatok alapján történő vizsgálatával.

Elektromágneses és geoelektromos szondázások

A kutatási területen a gránitot maximálisan 50–60 m vastagságban fiatal negyedidőszaki üledék fedi. A gránit felszínének követésére geoelektromos (VESZ) és tranziens szondázásokat (TEM) végeztünk (SŐRÉS 2003a, b). A tranziens méréseket Protém–37–47 (Geonics) műszerrel, a VESZ méréseket pedig Syscal Junior R72 (IRIS) műszerrel végeztük. A mérési anyag egyúttal alkalmasnak bizonyult a fiatal üledék tagolására. A méréseket a központi területen 50×50 m-es szabályos hálózatban, azon kívül 200×200 m-es közel szabályos hálózatban végeztük. Azokon a területeken, ahol a fiatal üledék vastagsága meghaladta a 10–15 m-t, a tranziens, ennél vékonyabb fedő esetén az egyenáramú szondázások adtak jó eredményt. Mindkét módszer adatait egydimenziós Marquardt-inverzióval dolgoztuk fel. Ennek során meghatároztunk egy elméleti rétegsort, amelynek számított szondázási válaszgörbéje a valóságos rétegsor felett mért terepi mérések görbéjével analóg módon viselkedik. Az elméleti rétegsor a geoelektromos modellen alapult, amelyet a mélyfúrás-geofizikai adatok és a fúrások közelében végzett felszíni mérések eredményeinek együttes statisztikai vizsgálata alapján (1. ábra) állítottunk fel, amely a teljes mérési területre kiterjeszhető. A modellben a változatos lefutású mélyfúrás-geofizikai ellenállásgörbét az intervallum-ellenállások alapján három fő réteggel helyettesítettük.

A terület elektromos felépítésére általánosan jellemző, hogy

- a gránit (G I, 1. ábra) ellenállása a fedő ellenállásánál szignifikánsan nagyobb, ez tekinthető a geoelektromos aljzatnak;

- a fedő összlet ellenállása a mélység növekedésével csökken;

- a csökkenő trend két főbb egységre (1-es és 2-es jelű szakaszok) és ezen belül további két-két alegységre (a és b jelű szakaszok) bontható.

A felszíni mérések adataiból a hármastagoltság (1-es, 2-es, 3-as jelű rétegek) volt következetesen levezethető. A mélyfúrás-geofizikai és földtani beosztásokkal való összevetés alapján az 1-es réteg a Paksi Löss Formáción belül a Fiatal Lössorozattal, a 2-es réteg az Idős Lössorozattal azonosítható. A 3-as jelű réteg a gránit felső (G I) zónája (ZILAHISEBESS et al. 2000a).

A feldolgozás a fenti komplex geoelektromos modell következetes alkalmazásával történt. A területet a modell paramétereinek pontról pontra történő változtatásával írtuk le. Először a fúrásokon végzett paraméterszondázások segítségével a lehető legtöbb ponton rögzítettük a rétegmodell ellenállásait. Ezután a fúrások közötti térben interpolációval határoztuk meg a várható értékeket, majd ezeket kezdőértékként használva Marquardt-inverzióval kerestük meg a mérésekhez legjobban illeszkedő paramétereiket. Végül elkészítettük a geoelektromos aljzat (gránitfelszín) tengerszint feletti magasságának (2. ábra, B), a fedővastagságának és az 1-es és 2-es geoelektromos réteg határának, azaz a 2-es réteg felszínének tengerszint feletti magasságtérképét (2. ábra, A).

A mérési anyagot az ismertetett modell alapján alkalmasnak tekintjük a gránitfelszín és a fedőüledék további vizsgálatára. Újabb geofizikai, fúrási és egyéb földtani adatok beépítésével az eredmények megbízhatósága és felbontása javítható. Érdemesnek tartjuk megvizsgálni, hogy a fedőüledék tagolásában elért eredmények közvetlenül beépíthetők-e vízföldtani modellbe.

Sokelektrodás mérések

A 2002. évi tapasztalatok azt mutatták, hogy a fedőüledék tagolásához, a geoelektromos szintek völgyoldalakon való lenyesődési vonalának meghatározásához az alkalmazott geoelektromos (TEM és VESZ) hálózat sűrűsége nem elegendő. Ezért az adatrendszer a völgytalpak közelében a völgytalpakról induló, a lejtőkre merőlegesen futó szelvények menti sokelektrodás mérésekkel egészítettük ki (MADARASI 2003b). A módszer a kutatott tartomány függőleges tagolására alkalmas szondázásokkal szemben inkább a vízszintes irányú változékonyság kutatására használható.

A sokelektrodás ellenállásmérésnél egy vonalban, egyenes lépésközzel több elektródát helyezünk el, ezeket kábellel a mérőműszerhez csatlakoztatjuk, majd az elektróda-elrendezésnek megfelelő méréseket végzünk. Erre a célra Syscal Junior R72 műszert használtunk, amely 72 db elektróda kapcsolására képes. A feldolgozás során kétdimenziós inverzióval kerestük azt az ellenállás-eloszlást, amely leírja a mérési eredményeket.

Példaként a központi gerinc északi részétől nyugatra eső kisebb völgyben mért B2 vonalat mutatjuk be (3. ábra). A nagyellenállású gránitra kisellenállású üledék települ (2-es geoelektromos réteg), amit egy nagyobb ellenállású löszösszlet (1-es geoelektromos réteg) fed. A szelvény jobb oldalán megfigyelhető, hogy a meredek lejtőn ez utóbbi képződmény áthalmazott része letakarja az alatta levőt. A gránitfelszín alakulása felveti annak lehetőségét, hogy a völgy tektonikusan preformált, azonban ezt a B1 és a B3 vonal mérései nem támasztják alá.

A szelvények elhelyezkedését, és az értelmezés során meghatározott kiékelődési pontokat a 4. ábra mutatja be.

A sokelektrodás mérések értelmezéséhez a szondázások alapján meghatározott geoelektromos modellt használtuk. Az eredmények megerősítették és részletezték a tranziens mérésekből a gránitdomborzatra kapott képet. A sokelektrodás mérésekkel meghatározott ellenállás-eloszlás a gránitra jellemző 100 Ω feletti értékeket jelölő piros színe a szondázások alapján szerkesztett, piros szaggatott vonallal jelölt gránitfelszín közelében halad. A szelvények mentén meghatároztuk a geoelektromos szintek völgyoldalakon történő kiékelődését.

Földmágneses mérések

A területen végzett előzetes felderítő (KOVÁCSVÖLGYI 1997) jellegű földmágneses mérések arra az érdekes jelenségre hívták fel a figyelmet, hogy a völgyekben mért értékek

szisztematikusan kisebbek, mint a dombok gerincvonalán észleltek. Ebből és a fúrólukokban végzett szuszceptibilitásmérések adataiból arra a következtetésre jutottunk, hogy az alaphegységet alkotó gránit, amely a völgyekben felszínközeli helyzetben, helyenként kibúvásokban található, mágneses tulajdonságai alapján az üledékektől elkülönül. Az észlelt anomália-amplitúdók meglehetősen szűk (± 27 nT) tartománya és változékonysága, a topográfiával való kapcsolata, valamint a mélyfúrás-geofizikai adatokból származó azon információ, hogy a paleotalajok szuszceptibilitása átlagosan 5×10^{-4} SI egységgel haladja meg a befogadó löszrétegek szuszceptibilitását, arra utal, hogy a gránit okozta regionalitás mellett elsősorban üledékbeli hatókat kell feltételeznünk.

E jelenségek, valamint az üledékes összlet paleotalajok és lösz szendvicsszerű váltakozását mutató földtani modellje alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a dombvonulatok gerincvonalára merőleges szelvények mentén végzett földmágneses mérések segítségével megkísérelhetjük a nagyobb szuszceptibilitású paleotalaj-rétegfejek kijelölését. Megfelelő sűrűségű szelvényhálózat esetén neotektonikai következtetések levonására alkalmas adatrendszerhez juthatunk.

A terület központi, mintegy 4 km^2 -nyi részén szelvényhálózatot alakítottunk ki (KOVÁCS 2003). A szelvény menti méréseket 5 m-es állomásközzel, Overhauser, illetve hagyományos protonprecessziós magnetométerekkel végeztük. Az anomáliákat egyrészt szelvények mentén ábrázoltuk, másrészt az előzetes mérések adataival egységes adatrendszerbe foglalva, megszerkesztettük a terület földmágneses anomáliáinak térképét is. A térképen (KOVÁCS 2003: 4. ábra) látható, hogy a topográfiai gerincvonulatok északi oldalán negatív, déli oldalán pedig pozitív anomáliák jelentkeznek, amelyek az üledékes összleten belüli vékony paleotalaj-rétegek dipólhataaként értelmezhetők.

Az anomáliacsúcsok kijelölésének megbízhatóságát több tényező is befolyásolja: (1) A mérések szinte a hatók felszínén történtek, illetve a lejtőn lefelé haladva a hatók egy része fokozatosan a mérési pont fölé került. Mindez meghatározza az anomáliák értelmezését. (2) A paleotalaj-rétegek vastagsága zömmel 1-2 m, és egymástól való távolságuk is a néhány méteres intervallumba esik. Következésképpen az egyes rétegek hatása egymásra szuperponálódik, és a rétegfejekon várható mágneses csúcsok többé-kevésbé egybeolvadnak. (3) Lejtő menti áthalmozódás vagy suvadás következtében a paleotalajok kibúvása elkenődik a lejtőkön, ami szintén az anomáliák összemosódását okozhatja. (4) A mágneses mérések felbontóképességét a módszer integráló jellege és az 5 m-es állomástávolság korlátozza. A mérések alapján szerkesztett mágneses szintvonal-térképet a fenti szempontok figyelembevételével értékeltük.

A mágneses szintek kijelöléséhez a szelvény mentén észlelt anomáliákat domborzati térképen ábrázoltuk (5. ábra). A szintek kijelölésénél figyelembe vettük, hogy az üledékek mágneses szempontból dipólusként viselkednek, azaz a déli domboldalon pozitív, míg az északi oldalon negatív ano-

máliát okoznak. Ebből következik, hogy a déli oldalakon a pozitív, míg az északiakon a negatív anomáliacsúcsokat kellett kijelölni. Tekintettel arra, hogy a fúrásokból nyert földtani információ szerint az üledékes összlet rétegzettsége enyhe dőlésű, a szelvények közötti korrelálásnál a domborzat izovonalait, valamint — ahol erre lehetőség nyílt — az anomáliák alakját is igyekeztünk figyelembe venni. A mágneses szintek kijelölése a meredekebb domboldalon könnyebbnek, míg a suvadásos területeken, különösen a terület ÉK-i részén sokkal nehezebbnek, sőt helyenként lehetetlennek bizonyult. Az eredményül kapott mágneses szinteket az 5. ábrán mutatjuk be.

A mágneses szintek kijelölése után az egyes szinteket megpróbáltuk a mélyfúrás-geofizikai mérések alapján kijelölt zónákhoz kötni. Erre mutat példát a 6. ábra.

Az ily módon korrelált paleotalaj-rétegek a terület nagy részén nyugodtak, csak enyhe dőlést mutatnak. Három olyan jelenség van azonban, amelyre fel kívánjuk hívni a figyelmet. Az első, hogy a 42. és 43. szelvényen az anomáliák alakja szerint mintegy 15 m szintkülönbség mutatkozik, amely a két szelvény között esetleges szerkezeti elmozdulásra utal (5. ábra: S1 vonal).

A második, környezetétől elütő terület a 7. és 8. szelvény D-i része (5. ábra: Q pont), ahol a negatív-pozitív anomáliaátmenet a szomszédos 5., illetve 51. szelvényhez képest mintegy 20 m-rel magasabb szinten jelentkezik.

A harmadik, hogy az 52. és 60. szelvény között nehézkesen oldható meg a korreláció, ami esetleg a két szelvény között húzódó szerkezeti vonalra vezethető vissza. A két szelvény közé esik a Mészkemence-völgy ÉK-i irányú kiágazása is.

Természetesen a mágneses szintek kijelölése a módszer korlátjainak következtében sok helyen bizonytalan, a szelvények közötti korrelációnál szinttévesztések is előfordulhatnak.

Mérnökgeofizikai szondázások

A terület központi részén végzett reflexiós szeizmikus mérések nyomán PRÓNAY et al. (2003) olyan törés létezésének lehetőségére utalt, amely a gránit fedőjét is harántolja, így fiatal kora miatt döntő jelentőségű az egyébként alkalmasnak látszó terület megítélésében. A jelzés más módszerrel történő ellenőrzésére a szelvény kritikus szakaszán kis lépésközzel telepített mérnökgeofizikai szondázásokra került sor (FEJES 2003). A térségben korábban mélyült szondázások (Elgöscar, Geopárd 1997) mind átlagmélység, mind a szelvény mentén követhető jellegzetes változások tekintetében biztatóak voltak.

A 14 db mérnökgeofizikai szondázásból álló, 400 m hosszúságú szelvény szélein 50 m-es, középső szakaszán 25 m-es ponttávolság mellett az elért átlagmélység 25 m. A mérések során rögzítettük a csúcscellenállást, a természetes gamma aktivitást, a halmazsűrűséget, a víz pórusterfogatót és — a mérnökgeofizikai szondázások gyakorlatában először itt minden ponton — az elektromos fajlagos ellenállást.

Az in situ paramétereket meghatározó módszer adott elrendezésű alkalmazása a legpontosabb geofizikai módszernek tekinthető a neotektonikai elemek kutatására. A terepi munkákat az Elgoscár 2000 Kft. végezte.

A legfontosabb megállapítás az, hogy a feltárt szelvény-szakaszon a feltárt mélységig nincs olyan törés, amelynek vetőmagassága a vizsgálati eljárás pontosságánál, mintegy 50 cm-nél nagyobb. [A mélységmérés hibáját 10 cm-nek vesszük, amely azonos a mintavételezés mélységközével. Az eljárásban ehhez hozzáadódik a minimumok, a maximumok és a változási helyek kijelölésének hibája, amelyet mindkét irányban (fel és le) 20–20 cm-esnek tekintünk. Ez összesen 50 cm.]

Az összesített paraméterszelvényen (7. ábra) négy mért paraméter együttes ábrázolása mellett a legfontosabb korrelálható elemeket is feltüntettük. A nyomon követhető elemek vonalhálózata egymással párhuzamos rendszert képez. Tartalmaz ugyan görbületeket, de szakadásra — függőleges elmozdulásra — utaló jeleket nem.

A vizsgált szelvény közvetlen közelébe eső fúrásokon is végeztünk mérnökgeofizikai szondázásokat (Üh–3, Üh–5). A fúrási rétegsorokat, mélyfúrás-geofizikai adatokat és értelmezésüket — szedimentológiai zonáció és a paleotalajok, mészkonkréciós szintek kijelölése (SZONGOTH et al. 2003) — felhasználva tagoltuk a harántolt összetetet. A két legélesebb határfelület 15 és 24 m körüli mélységben (+270 és +260 m Bf) van. Az első az A1 és az A2 jelű, a második az A2 és a B közötti határfelület (1. a 7. ábrán). Az A2-ben számos belső felület ismerhető fel, összefüggésben az ottani 3 (2-es, 3-as és 4-es) paleotalaj-réteggel. Az A1-ben sokkal kevesebb követhető elem van, de a –1 jelű talajréteg a környezeténél nagyobb halmazsűrűsége alapján elég hosszan követhető. Általában megállapítható, hogy a csúcnyomás maximumai alapján felismerhető mészkonkréciós szintek a (környezetüknél nagyobb sűrűségű) paleotalajok között, illetve a 2-es talajszint felett helyezkednek el. A B jelű összlet harántolt szakasza adataink alapján nem tagolható.

Völgytalpi komplex mérések

A telephelyet övező völgyek talpvonala közelében komplex geofizikai szelvényezést végeztünk a gránittest homogenitásának vizsgálatára (GULYÁS 2003). A mérések alapvető célja az esetleges fellazult zónák kimutatása volt. Az Éva-völgye és Mészkemence-völgy kijelölt szakaszain a felszínen lévő vagy várhatóan néhány méteres üledékkel fedett grániton — összesen 2800 m hosszban — folytattunk méréseket némileg módosított módon. A völgyek tengelyében 5–10 méteres ponttávolsággal végeztünk méréseket. Egy 400 m hosszú, anomáliákat tartalmazó szakaszon a völgytalpon futó szelvény mellett, azzal párhuzamosan a völgyoldalban is végeztünk méréseket. A párhuzamos szelvényeken megfigelhető anomáliák alapján csapásirányokat határoztunk meg. A kijelölt szelvények vizsgálatára 3 különböző kutatási mélységet és jelleget biztosító elektromágne-

ses (EM) módszert (EM–31, SlingramEM, VLF) és földmágneses méréseket végeztünk. Az EM–31 és SlingramEM módszereknél saját, közeli, 10 kHz körüli gerjesztő rendszer, a VLF (rádióhullámú) méréseknél pedig 15–25 kHz körüli távoli források által a talajban, kőzetekben gerjesztett EM tér különböző irányú elektromos és mágneses komponenseit mértük, ezek alapján alkottunk képet a vizsgált térrész ellenállás-viszonyairól, homogenitásáról. A földmágneses mérések során a kőzetek természetes mágneses terét mérve kerestük a környezetüktől jelentősen eltérő mágneses szuszceptibilitású hatókat, teléreket.

A mérési anyag vizsgálata során megállapítottuk, hogy a különböző paraméterek szelvény menti változása alapján geoelektromos szempontból a vizsgált völgyszakaszok nem homogének, a gránittest különböző átlagos ellenállású és átlagos változékonyságú (néhányszor 10–100 m széles) szakaszokra, blokkokra tagolható. A kép hasonló a fúrások mélyfúrás-geofizikai szelvényeiben látható képhez. A kitűzött cél szempontjából legfontosabb információt a VLF és EM–31 mérések szolgáltatják. Az ellenálláskép — ezen belül is főleg a legnagyobb behatolást biztosító VLF — alapján egységeket, blokkokat különítettünk el.

Elsősorban a VLF mágneses (H_z/H_y) paraméter alapján további anomális zónákat jelöltünk ki, amelyeket blokkhatároknak, esetenként töréses öveknek értelmeztünk (8. ábra).

Szerencsés módon a módszer eredményeit a völgytalpakon végzett árkolások feltárásai igazolták. A 8. ábrán, a geofizikai szelvény jellegzetes anomáliái helyén az A1 árok feltárásában jelentős törészónát írtak le (GYALOG et al. 2003). A 8. ábra alsó részén az anomális szakasz kinagyításával bemutatjuk az A1/7 törészóna földtani képét.

Az A1/7 szakaszhoz hasonló, jelentős törészónára utaló karakteres anomália más szelvényszakaszokon nem volt kimutatható az Éva-völgyében és a Mészkemence-völgyben.

Az Éva-völgye szelvényei karakteresebbek, határozottabb anomáliák jelölhetők ki mind az ellenállás, mind a VLF mágneses mérések alapján, míg a Mészkemence-völgy esetében, különösen a völgy középső és déli részein nem detektáltunk karakteres VLF mágneses anomáliákat.

Földmágneses szempontból csak néhány és csak kis amplitúdójú természetes hatónak tulajdonítható anomália jelent meg. Így a vizsgált szakaszok földmágneses szempontból meglehetősen homogénnek bizonyultak.

A mérési adatok összhangban voltak a gránit inhomogén jellegével, nagyobb törések a mérési anyagban is jelentkeztek. A völgytalpakon a gránitban kimutatott blokkhatárok és törések a terület egészére — hasonló felbontású mérések hiányában — nem terjeszthetők ki. Hasonló felbontású adatrendszer a fúrásokból és a tervezett vágat menti vizsgálatokból leszerelhető.

Magnetotellurikus mérések

A magnetotellurikus mérések célja adatok és információ szolgáltatása a gránittest belső szerkezetére. Ezzel a módszerrel a gránittest fajlagos ellenállásának inhomoge-

nitását, térbeli eloszlását tudjuk meghatározni. A méréseket Stratagem EH4 típusú, nagyfrekvenciás műszerrel, a tranziens mérések 50×50 m-es hálózatának (l. följebb) minden negyedik pontján végeztük el, 100×100 m-es pontsűrűséggel (MADARASI 2003a).

A magnetotellurikus mérés során egymásra merőleges elektromos és mágneses dipólusokkal mérjük az ionoszférából származó elektromágneses komponenseket, amelyekből különböző frekvenciákra meghatározzuk a magnetotellurikus impedanciatenzort. Minél kisebb ez a frekvencia, annál mélyebbről kapunk információt. A mérések frekvenciatartománya 10–10 000 Hz volt, ami a 25–400 m-es tartomány vizsgálatát teszi lehetővé.

Mivel a mérés tenzoriális, két, egymásra merőleges szondázási görbénk van. Egydimenziós izotrop esetben, amikor a fajlagos ellenállás csak a mélység függvénye, a két szondázási görbe megegyezik. Számítógépes modellezéssel vizsgáltuk a sima lefutású, nagyellenállású gránitfelszín fedő kisebb ellenállású fiatal összletek tagolt felszínének hatását (topográfiai hatás). Megállapítottuk, hogy ennek nagyobb a hatása, mint a gránit belsejében, a mélyfúrások alapján feltételezhető ellenállás-inhomogenitásoknak. Annak érdekében hogy a topográfiai hatást megfelelően korrekcióba tudjuk venni, a 2D inverzióhoz a nyomvonalat a mai felszindomborzat lejtésirányai alapján, annak dőlése mentén választottuk meg, biztosítva a modell 2 dimenziós jellegét.

A 9. ábra mutatja az egyik kelet–nyugat irányú szelvényen végzett inverzió eredményét. A cellák fajlagos ellenállás értékeit 25×6 méteres rácsba interpoláltuk. A színkulcs a módszer elvi felbontóképességéhez illeszkedően nagyjából logaritmikus.

A kétdimenziós inverzió eredményét térképeken is megjelentítettük (10. ábra).

A gránit ellenállása kétszáz Ω m-től néhány ezer Ω m-ig változik. Lefelé haladva gyorsan eléri az 1000 Ω m-t, összhangban a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatokkal. Kivétel az Üh–22 fúrás, ahol a magnetotellurikus ellenállás nagyjából 80 m hosszú szakaszon kisebb, mint a fúrólukban mért érték. A módszer felbontásából adódóan a fajlagos ellenállás eloszlása a felső 100–150 m-es tartományban sokkal változatosabb, mint a tengerszint alatti részeken. A mélyfúrásokban megismert csökkent ellenállású zónák a magnetotellurikus szelvényekben nem jelentkeznek, mutatva a módszer korlátait. A leképezett elektromos ellenállás eloszlás térbeli változatossága a gránitanyag inhomogenitását mutatja.

A K–Ny-i szelvényen (9. ábra), az Üh–28, Üh–3 és Üh–4 fúrások vonalában jellegzetes alakú maximum jelentkezik, amely a tőle délre eső szelvényen megismétlődik. A két szelvénytől északra és délre az alakzat nem folytatódik, a blokk határa az értelmezési nyomvonallal párhuzamos vagy azzal hegyes szöveget zár be.

A módszer — felbontás belső korlátjai ellenére — a gránit inhomogenitásának vizsgálatára alkalmas módszernek tekinthető. Az adatrendszer 3D feldolgozásra is lehetőséget biztosít.

3D szeizmikus sebességtomográfia

2002-ben Bátaapáti térségében a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló kutatás keretében 3D első-beérkezései sebességtomográfiai mérést végeztünk (HEGEDŰS 2003). Az érzékelőket (geofonokat) az 1,2 km² nagyságú mérési terület központi részén 25 m-es, a külső részeken 50 m-es közzelel telepítettük az egymástól 200 m-re lévő nyomvonalak mentén, és 62 darab forrásponton végeztünk szeizmikus jelgerjesztést (robbantást).

A 3D sebességtomográfia célja, hogy a jelgerjesztés által keltett rugalmas hullámok segítségével leképezze a mérési terület alatti sebességeloszlást — mint a három térkoordináta függvényét — az eljárás behatolási mélységéig, a gránittest homogenitásának vizsgálatára.

A feldolgozás lényegét röviden a következőképpen lehet összefoglalni: a mérési geometriának megfelelően modellezük a robbantó és az észlelési pontok közötti legrövidebb idejű úton terjedő sugárutakat; a mérési anyagon meghatározzuk az első beérkezéseket; a két adatrendszer alapján — megfelelő tomográfiai inverziós algoritmus alkalmazásával — rekonstruáljuk a mérési terület alatti sebességeloszlást.

A 3D tomográfia eredményeképpen előálló sebességteret négy vízszintes metszet mutatja (11. ábra). A tomográfiai sebességértékek a fúrólukban mért akusztikus görbék jellegzetes változásait térben kiterjesztik. Az azonosított jelenségeket a vízszintes metszeten térben is követhetőnek tekinthetjük a módszer behatolási mélységéig.

Az eredmények alapján egy ÉÉNy–DDK irányú, a környezethez képest nagyobb sebességű vonulatot határoztunk meg. Ennek északi részén — a fúrásbeli akusztikus sebességértékek alapján — vastagabb a mállott gránit zóna, vagy töredezettségű gránit. A mélység felé haladva a területi sebességkülönbségek elmosódnak.

Az Üh–4 és Üh–26 fúrások vonalától DK-re eső térrészen már nem kapunk leképezést a +30 m Bf vízszintes metszeten, ami sebességinverzió következménye lehet.

A függőleges metszeten (12. ábra) szembevetődik a kőzettest hármastagolódása (VÉRTESY et al. 2003). A fúrásokban sárga színnel jelölt szakaszokon a mélyfúrás-geofizikai akusztikus sebesség értéke lecsökken. A sárga jelölés kiszélesedése arányos a sebesség csökkenésével, azaz a kőzetminőség romlásával.

A sebességtomográfia alapján három blokk körvonalazható, amelyek ÉÉNy-i irányból haladva a következők:

Az *első blokk* az Üh–23 fúrásig tart, amelyre viszonylag vastag a gránitfelszín követő csökkent sebességű sáv (mállott zóna, töredezett gránit) jellemző. Ez alatt (120 m Bf körül) egy viszonylag nyugodt sebességképet mutató homogén gránittest található, összhangban a fúrások akusztikus eredményeinek megjelenítő görbékkel.

A *második blokkban*, az Üh–23 fúrástól délre — a fúrás tengelyének közelében — a sebességértékek teljes mértékben mutatkozó gyors változása látható. Ez a változás valószínűleg egy tektonikus zónát, blokkhatárt képez le. A blokkhatár DDK-i oldalán a csökkent sebességű sáv lényege-

sen vékonyabb az északi részhez képest, a sebesség a mélyebb tartományban — az Ũh–2 és Ũh–4 közötti szakasz egy pontjáig — továbbra is egyenletesen nő. A módszer leképezési tartományán kívül — az Ũh–2 fúrás alján — az akusztikus görbe ismét sebességcsökkenést mutat.

A harmadik blokk az 1120 m-es ponttól délre jelölhető ki. A jellegváltás a fúrásbeli akusztikus görbéken (Ũh–4, Ũh–5, Ũh–26) is jól látszik. Ezen a térrészen kompakt, nagysebességű a gránit. Ez alatt csökkent sebességű, töredezettségű (sebességinverzióval jellemezhető) tartomány tételezhető fel. Az ábrán ez a blokk a szelvény legdélebbi pontjáig tart.

Vetőkutatás egyenáramú geoelektromos és elektromágneses módszerekkel

Az Éva-völgyében a 2002. évi A1 árok közel 10 m szélességben erősen zúzott gránitot, törészónát harántolt (GYALOG et al. 2003, a 13. ábrán piros vonallal jelölve). Munkahipotézisként felmerült, hogy a feltárt zóna azonos az Ũh–2 és Ũh–25 fúrásban kimutatott töréses övvel [a mérések időpontjában az Ũh–36 fúrás, amely szintén harántolta ezt az övet (BALLA et al. 2003), még nem mélyült le]. A munkahipotézis ellenőrzésének elősegítésére, kísérleti jelleggel felszíni elektromos méréseket végeztünk. A mérések feladata a töréses öv követése volt a lejtőoldalon. A kutatásba bevont módszerek a következők voltak: Maxi-Probe elektromágneses dőlésszög-szelvényezés (MFS tilt angle), tranzien elektromágneses (TEM) szelvényezés és sokelektrodás egyenáramú szelvényezés (DEZKY et al. 2003).

A gránittestben kialakult töredezett zónában, a mélyfúrás-geofizikai és a felszíni völgytalpi elektromágneses szelvényezés adatai alapján kisebb fajlagos elektromos ellenállás (10–20 Ω m) prognosztizálható, mint a zónát körülvevő közettestben (100–300 Ω m). Mindhárom alkalmazott módszer ennek a pozitív vezetőképességi anomáliának a kimutatásán alapul. A kimutatást nehezíti, hogy míg a gránit és benne a vetőzóna az árok közelében fedetlen, nyugati irányba haladva a kisellenállású (15–60 Ω m) fedőszelvény több tíz méter vastagságot is elér, s leárnyékolja az aljzat ellenállás-változásait. A méréseket mindhárom módszer esetében a töréses öv árok belső feltárása és az Ũh–2 fúrás közötti területen, döntően a feltételezett csapásirányra közel merőleges É–D-i irányítottágú szelvények mentén végeztük.

Az egyes módszerek anomális szakaszai alapján két feltételezett töréses öv nyomvonalát határoztuk meg (13. ábra). Az ábrán feltüntettük az árkolásban megismert (A1/7 jelű) tektonikai zóna helyét és a feltárásban kimért csapását. Megállapítható, hogy a D-i töréses öv megfeleltethető az árokban geofizikai mérésekkel (völgytalpi komplex mérések) és az árkolással feltárt helynek. Az árkolásban meghatározott csapásirány a felszíni geofizikai mérésekből becsülhető iránynál kissé déliesebb irányt ad meg.

A régió kutatása

A Bátaapáti körzetében végzett földtani kutatások kiterjedtek a nagyobb környezet, a régió földtani és tektonikai vizsgálatára. A Bátaapáti (Ũveghutai)-telephely tágabb környezetének, a régió nagyszerkezeti viszonyainak pontosabb megismeréséhez archív gravitációs, mágneses, magnetotellurikus és szeizmikus adatok újrafeldolgozását végeztük el (KISS, VARGA 2003; TÁTRAI 2003). Célunk geofizikai adatok szolgáltatása volt a mórágnyi gránittest lehatárolásához és regionális szerkezeti vonalak kijelöléséhez.

A régió gravitációs és mágneses lineamensei

A térképi geofizikai adatok digitális feldolgozásával meghatároztuk a régió teljes területének mágneses és gravitációs lineamenseit (a 15. ábra a Mórágnyi-rög környékén a Mecsekalja-öv kijelöléséhez és a gránit elterjedés meghatározásához felhasznált mágneses és gravitációs lineamenseket is mutatja). A lineamensek olyan, vonalas térképi elemek, amelyek tektonikai elemekkel vagy képződményhatárokkal lehetnek összefüggésben.

A gravitációs és mágneses lineamensek meghatározásához hatóperem-kijelölést, horizontálisgradiens-térképek szerkesztését, térképek AGC szűrését végeztük el a sűrűség és a mágneses szuszceptibilitás inhomogenitásainak kijelölése céljából. A lineamens-kimutatás során nyers mérési adatokból indultunk ki, és földtani koncepcióktól mentesen állítottuk elő a terület gravitációs és mágneses lineamenseit. A 14. ábra a kutatási terület telephely környéki részén mutatja a gravitációs lineamensek kijelölésére szolgáló gravitációs hatóperemeket a gravitációs alaptérképen.

A térképen a Mórágnyi-rög egységes blokkként jelentkezik, ÉÉNy-i és DDK-i irányból jól kimutatható hatóperemekkel határolva. ÉK-i és ÉNy-i irányból gyakorlatilag nincs kontrasztos gravitációs határfelület.

A Mórágnyi-rög mágneses térgradiens alapján végzett lehatárolása

Mágneses adatokból térgradienst számítottunk, amelyet térképen (15. ábra) mutatunk be. A térkép a légi és a földi mágneses mérések alapján szerkesztett térgradiens-térképek mozaikja. Ez az a térkép, amely a geofizikai adatrendszerek közül leginkább használható a Mecsekalja-öv kijelölésében, illetve a gránit lehatárolásában. A geofizika alapján a Mecsekalja-öv szélesebbnek mutatkozik, mint ahogy a földtani térképekről ismerjük. Ennek magyarázata az, hogy a kijelölést a nagy mágneses (térgradiens) anomáliák alapján végeztük. Amennyiben szűkíteni akarjuk a sávot, a mágneses anomáliák egy része — amelyik kapcsolódik ehhez az irányhoz — értelmezhetetlenné válik. A Mecsekalja-öv lehatárolásában a térgradiens-térképen túl felhasználtuk a gravitációs és mágneses lineamenseket is.

Szelvény menti feldolgozások

A szelvény menti feldolgozások elsődleges célja a szerkezet-kimutatás volt, ezt több lépcsőben végeztük, amelyek a következők:

- a) magnetotellurikus szondázások 2D inverziós újrafeldolgozása;
- b) szeizmikus szelvények feldolgozása;
- c) 2D mágneses és gravitációs modellezés (a magnetotellurikus és szeizmikus szelvények nyomvonalában).

Kiindulási adatként a szelvény menti automatikus feldolgozási eljárások eredményeit használtuk fel.

A gravitációs automatikus megoldások a jelentős sűrűségkontrasztal jelentkező határfelületek kimutatására használhatók. Mivel pontmérésekről van szó, elsősorban a horizontális irányban bekövetkező változások jelentkeznek a feldolgozások során, azaz két eltérő sűrűségű kőzet kontaktusa. Az automatikus megoldások a legnagyobb sűrűségkontrasztal jelentkező változások helyét adják meg. A több szűrőmérettel, illetve felfelé folytatott adatokon elvégzett feldolgozás eredményezi a felszíntől a nagyobb mélységégekig terjedő pontthalmazt, amely már a határfelületet vagy lemezszerű testek középvonalát rajzolja ki (16. ábra — fekete pontok).

A gravitációs adatok automatikus feldolgozásából a nagy mélységekre kapott bizonytalan megoldásoknak ellenőrzését tette lehetővé az MT 2D inverziója. Fúráshiányos területeken a gravitációs 2 réteges modellen alapuló — iterációs — mély-

ség-meghatározásoknál a különböző blokkok kijelölésében jelentett nagy segítséget az MT ellenállásszelvény.

A gravitációs térképi feldolgozások és szelvénymenti automatikus megoldások a medencealjzat blokkhatárainak kijelöléséhez adtak segítséget a szeizmikus és MT szelvények értelmezése során (16. ábra).

A szelvényen mind a Kapos-, mind pedig a Tamási-vonal jól azonosítható, ezen túl több, szerkezeti vonalként értelmezhető blokkhatár is kirajzolódik, amelynek földtani azonosítása még nem történt meg.

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghuta)-telephelyen és környékén jelentős felszíni geofizikai kutatási tevékenység folyt. A telephely közvetlen környezetében szeizmikus és magnetotellurikus mérésekkel vizsgáltuk a gránittest térbeli homogenitását. A völgytalpakon komplex elektromágneses és mágneses mérésekkel kutattuk a töréseket. A várhatóan legjelentősebb töréses zónát elektromágneses és egyenáramú szelvények sorozatával vizsgáltuk. A gránit felszínét egyenáramú szondázásokkal és sokelektrodás szelvényezéssel kiegészített elektromágneses szondázásokkal képeztük le. Esetleges neotektonikai eseményeket a paleotalajok mágneses szintkövetésével és mérnökgeofizikai szondázások alkalmazásával vizsgáltuk. A Mórággyi-rög lehatárolására és a tágabb környezet jelentős szerkezeti vonalainak pontosítására elvégeztük a régió archív geofizikai adatainak újrafeldolgozását.

Complementary ground-based and borehole seismic and radar survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ENDRE TÖRÖS¹, ZSOLT PRÓNAY¹, BORISZLÁV NEDUCZA¹, LÁSZLÓ HERMANN¹, LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS¹, ISTVÁN SZŰCS²,
LÁSZLÓ MENYHEI² and MÁRTA GACSÁLYI³

¹Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

²Mecsekérc Rt., H-7633 Pécs Esztergár L. u. 19.

³Geopárd Kft., H-7610 Pécs Pf. 10.

Keywords: block structures, cross-hole methods, granites, Hungary, hydraulic conductivity, Mórág Block, radar methods, seismic methods, South-eastern Transdanubia, tomography, transmissivity, well-logging

Abstract

This paper considers the geophysical methods applied for exploration of the Bábaapáti (Üveghuta) Site for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant. Most of these methods were carried out in boreholes apart from the seismic reflection profiling; however, the results of the latter are indispensable for the joint interpretation. Another exception is well-logging but this is not the subject of this paper.

The most important result of the exploration is the characterisation of the granite body by the joint interpretation of S-reflection and seismic cross-hole tomography measured in the same plane. Information on the block structure of the granite mass could be obtained this way. The zones of reduced velocities revealed by geophysical measurements can be related to aquifer structures according to the geological-hydrogeological data. These water-conducting structures can be referred to in order to determine the hydraulic behaviour of the area of the Site.

Introduction

The complementary geophysical survey at Bábaapáti was carried out in the scope of the geological exploration aimed at the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. The measurements were related to the drilling activity carried out in 2002–2003, and were made on the central hill-range and its closely connected area.

The conditions of the area from a geophysical aspect are unfavourable. The physical parameters of the loess — which is a 40-60 m thick cover on the granite body — makes it hard to apply both electromagnetic and seismic methods to investigate the granite mass and, consequently, the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

Traditional ground-based geophysical methods are based on the assumptions related to a stratified model of the geological medium and give limited possibilities for the investigation of the non-layered granite body.

The methods reviewed here are not traditional. The introduction of borehole radar and cross-hole tomography, and the application of SH reflection profiling on the surface

for non-oil prospecting are novel. Their novelty includes the development of hardware, as well as the processing and the interpretation of the data acquired.

The results of geophysics (such as, for example, the knowledge of reflecting surfaces or the velocity fields) in themselves are unusable without geological or hydrogeological explanations. Fortunately, examinations conducted on the area by other methods produced a large volume of data, thus facilitating the geophysical interpretation.

Objectives

The geophysical methods listed in the title had different objectives. The ground-based methods investigated the covering loess layers and the surface of the granite with their physical properties, while the borehole methods imaged the interior of the granite. To achieve the first objective proved to be simple: methodological reports on the geophysical measurements and the integrated geophysical interpretation supported mutual results and described correctly the near-

horizontal interfaces. However, the interpretation of the information received from the granite itself was difficult.

In this paper the applied geophysical methods are outlined, detailing briefly their results, and the newest conclusions relating to the investigations of the granite are summarised.

The methods applied

The geophysical methods used did not image the geological structures directly but the physical variations of the space were explored. This means that physical interfaces may exist — without any direct geological reason — inside the homogeneous domains (*e.g.* changes of mechanical or rock-tension properties have an influence on the seismic velocities) and some geological interfaces were not made visible by the given method.

Parameters measured by geophysical methods represent regular average values of a space domain determined by the resolution.

Seismic reflection measurements

Seismic reflection methods investigate the elastic waves reflected from the changes of acoustic impedance (product of wave velocity and density) inside a rock series. The multi-channel systems allow the imaging of all depth points from a multitude of source–receiver points (*e.g.* stacking, multi-coverage systems). The signal/noise ratio of the seismic sections is improved considerably by this process and the geological interfaces can be traced more easily. In the case of strongly varying seismic velocities or in an inhomogeneous, unlayered medium the interpretation of reflected arrivals become significantly complicated, even when the resolving power of the method scarcely exceeds the size of the objects. Generally horizontal or slightly dipping interfaces can be imaged by seismic reflection measurements.

The method can be based for the observation of different wave types. P (longitudinal)-wave measurements can be carried out by routine work. Despite signal generation difficulties, the S-wave measurements are more and more popular because the S-wave velocity values are one half or one third of the P-wave velocities. Consequently, in the case of an identical frequency range the resolution is better and is in the same proportion. Moreover, in the fractured zones the S-wave velocities decrease more than the P-wave velocities and this is a favourable fact for this type of investigation.

In this paper S means SH-wave (horizontally polarised transversal wave), whereas P and SV (vertically polarised transversal)-waves are converted into each other at the layer interfaces. SH-waves cannot be converted and this is why the identification of SH-waves is unambiguous.

On Figure 1 some synthetic seismograms are visible near the S reflection section calculated from real well-logging acoustic transversal wave velocity, density data and a 100 Hz input wavelet. This and other velocity and ampli-

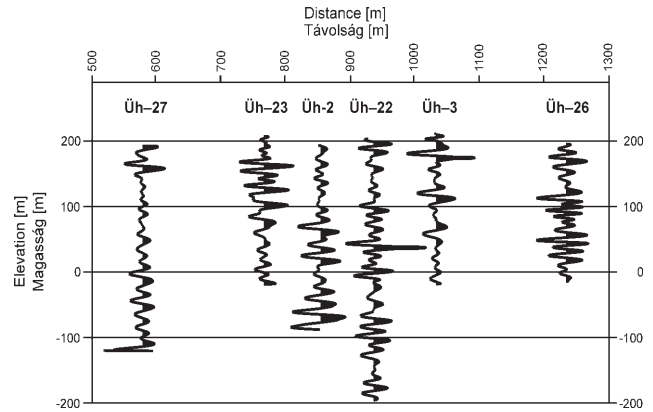


Figure 1. S-wave synthetic seismograms

1. ábra. Szintetikus S-hullám szeizmogramok

tude measurements verified that strong reflections can be expected from the granite body within the dynamic range of the seismic instrument. It means that reflected signals can be recorded not only from the granite surface but from the inner structure of the granite body as well. By polarisation studies of the seismograms (PRÓNAY et al. 2003) an author-independent study concluded that SH-wave arrivals can be recognised in the time interval corresponding to the interior of the granite (GÚTHY 2003). Conforming to further calculations the multiple reflections and the reflections from the granite body are in the same range of amplitude while the multiple reflections are attenuated by the stacking method. Even so the “multiple-suspicious” phenomena have been avoided during the interpretation.

5 profiles of P-waves (with a total length of 4 km) and 2 profiles of S-waves (with a total length of 2.1 km) were measured in the Üveghuta area. The reflection measurements fulfilled the basic objectives and the granite surface was imaged in detail by both wave types along the seismic sections (ZILÁHI-SEBESS 2003), while from the inner structure new information was achieved by S-wave reflection measurements.

Seismic velocity and absorption tomography

Seismic tomography is an image reconstruction technique. Using the latter method the distribution of some physical quantities of the inner structure can be determined from measurements carried out at the perimeter of the given domain, if measured data are line integrals of the observed physical quantity. Such a kind of connection is known from seismic studies between wave propagation times and the reciprocal of the velocity, and between the logarithm of the amplitudes and the absorption. The distribution of velocity and absorption can be determined by seismic tomography when the propagation times and amplitudes between shot points and geophones are measured along ray paths which cross each other. To get a reliable section of adequate resolution the observed area must be covered uniformly by a multitude of rays in conformity with direction and number.

In the Üveghuta Site seismic tomographic measurements were carried out between adjoining pairs of boreholes in the technically executable depth ranges. These measurements were performed along the profiles between Boreholes Üh-37 – Üh-27 – Üh-23 – Üh-3 – Üh-5 – Üh-26 and Üh-28 – Üh-3 – Üh-4, and Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZŰCS *et. al.* 2003). To calculate the velocity propagation parameters in the granite only the data from the boreholes were used. If the sources or receivers were to be placed into the low-velocity loess layers the tomographic data system would be charged with considerable errors. This is because the thickness of the loess can be determined by the precision of one cell only and this time delay is comparable with the total runtime in the granite.

The starting model and the boundary conditions for the SIRT (Simultaneous Reconstruction Technique) computer algorithms were provided by PSQ and PQ seismic borehole data (where P and S are seismic body waves, and Q is the quality factor). The computation is based on the modification of the wave propagation parameters along raypaths which cross each other in the space domain between boreholes until the misfit between computed and measured parameters (running times and amplitudes) are minimal.

The resolution of tomography between boreholes is direction-dependent, especially in the case of large borehole distances because of the partial absence of near-vertical rays; consequently steep elements are not imaged. Another inherent characteristic of imaging is that the accurate velocity of a small-sized, low-velocity structure is not mapped adequately by the tomography: it is “smeared”, because the rays do not cross the given structure (Fermat’s principle).

The results of the tomographic measurements at Üveghuta show some spots or stripe-like low- or high-velocity granite bodies. The structures are considered to be 2D ones because of the lack of 3D data. Most of the low-velocity bodies can be observed at rather shallow depths. In Boreholes Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 where the geometry was the most favourable, the velocity and absorption tomographic sections resolved even steep dipping elements (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZŰCS *et. al.* 2003).

It can be inferred from resolution parameters that tomographic spots and forms of zones do not necessarily display the peculiarities of the parameters recognised in drill-core or well logs. With this method the changes comparable to the wavelength can be observed. These changes are caused by the granite material, the fissures in the granite, the fissure infilling, the directions of fissures, *etc.*

According to the experiences at the Üveghuta Site, the seismic velocity and absorption (as rock parameters) are less infected by the rock stresses and the rock material but they depend decisively on the rock-mechanical condition.

The results of velocity and absorption tomography should be interpreted together: their data along the boreholes are in good correlation with smoothed, averaged well-log data principally with electric resistance, acoustic and seismic velocity (PSQ) sections.

PSQ and PQ measurements

The PSQ seismic measurements (HERMANN 2003) were aimed at determining the P and S velocity sections and the quality factor in the borehole. During the measurement the source is placed on the surface close to the borehole and the receiver probe is moved in the borehole by steps of some metres. To make the wave recognition easier the longitudinal and the oppositely polarised transversal waves are generated separately. In accordance with the phenomenon mentioned before, the propagation of shear waves is favourable (SH) and by measuring the shear-wave velocity the real properties of the medium can be determined.

Comparing seismic downhole measurements and acoustic logging carried out in Boreholes Üh-2 and Üh-22, it is apparent that the values of wave velocities are similar in spite of the different penetrations and frequencies. This is particularly true in the case of longitudinal wave velocities, when the differences indicate different rock properties in the hole and its nearby surroundings.

Generally, the interfaces of mechanically separable granite and the variability of the granite surface are recognisable on the acoustic parameters while the properties of the granite body are the best in the PSQ measurements. Nevertheless, in spite of their inherent characteristics they are complementary methods.

As the down-hole velocities originate from vertical ray paths in the case of anisotropy, the horizontal velocities may differ from down-hole values. This can be especially true in the case of transversal waves because due to the better resolution, the velocity anisotropy may also depend on the orientation of the fractures.

Changes of seismic down-hole velocities indicate an alteration of the acoustic impedance; furthermore, their frequency domains are close to each other and that is why the results of reflection and down-hole measurements show a very good fit (Boreholes Üh-2, Üh-22, Üh-27).

Borehole radar measurements

The ground-penetrating radar methods use electromagnetic waves in the 10–2000 MHz frequency domain. The propagation velocity is determined by the dielectric constant of the medium, while the absorption is affected by the conductivity. Either the velocity or the resistivity are changed at some interfaces, and a part of the radar signal is reflected while the remaining part enters into the next medium. In a borehole radar instrument the transmitter and the receiver antennas are placed in the same probe. When it is moved steadily in a borehole a reflection profile is generated during the measurement. The radiation pattern of 250 MHz and 100 MHz radar dipole antennas were circularly symmetric; consequently, the angle of the dipping interfaces were investigated but their azimuths could not be determined at the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

The borehole radar measurements were carried out only in certain boreholes after their stabilisation (Üh-3, Üh-5, Üh-23, Üh-25, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-37 — PRÓNAY

2003). However, at some important places (where it is absolutely necessary to follow the large fractures in the surroundings of the boreholes) the execution of radar measurement was not possible because the borehole was cased by metal pipes.

Figure 2 shows the general features of a radar profile on a selected depth range in Borehole Űh-23. Because of the circular symmetry of the antennas the reflecting interfaces were imaged, in one plane, independently from the direction of dip. Furthermore, their intersections with the borehole creates characteristic V-shaped reflection signals.

The best results are available in mechanically good-quality granite bodies, with minimum conductivity providing the opportunity to qualify of rock materials together with well-logging resistivity results. In this actual case the least penetration depth is about 10 m from the hole axis on the upper part of the figure, while a 17 m penetration depth could be achieved in the best-quality granite on the lower part of the figure. The reflection interface can be traced in a 30 m range in good-quality granite (indicated by a red arrow in the figure).

Fractures, fractured zones and changes in the granite material may cause reflections (a monzogranite inclusion in the monzogranite is shown in the figure). Beside characteristic reflection signals, so-called diffractions could be detected, backscattered from the inhomogeneities. Those signals originate from the existing fractures, fissures and petrographic interfaces inside the granite body which are not intersected by the borehole itself.

The evaluation of radar measurements can be achieved by the supporting interpretation of well-logging and geological data. A simple example can be used to explain the relation between the two methods: the acoustic borehole TV sees the tree, the radar the wood, while their data complement each other.

Imaging the granite inside

Geophysical information with the best resolution is provided by the well-logging and borehole radar applications because they took measurements in the immediate vicinity of the observed material. In spite of the good resolution of the methods, the measured parameters do not generally correlate, even in closely spaced boreholes. For the macro-level spatial descriptions of the extent of the granite body, the number of boreholes and the interpretation of well-logging data are insufficient altogether; the very detailed borehole information cannot compensate for the lack of spatial information between boreholes.

There is a special character of the granite body — beyond that which can be observed in the boreholes — and that is the variability in the scale between boreholes; this can be imaged with the best resolution by seismic cross-hole methods.

Given the lack of other possibilities the tomographic results were evaluated as phenomena with clear changes in

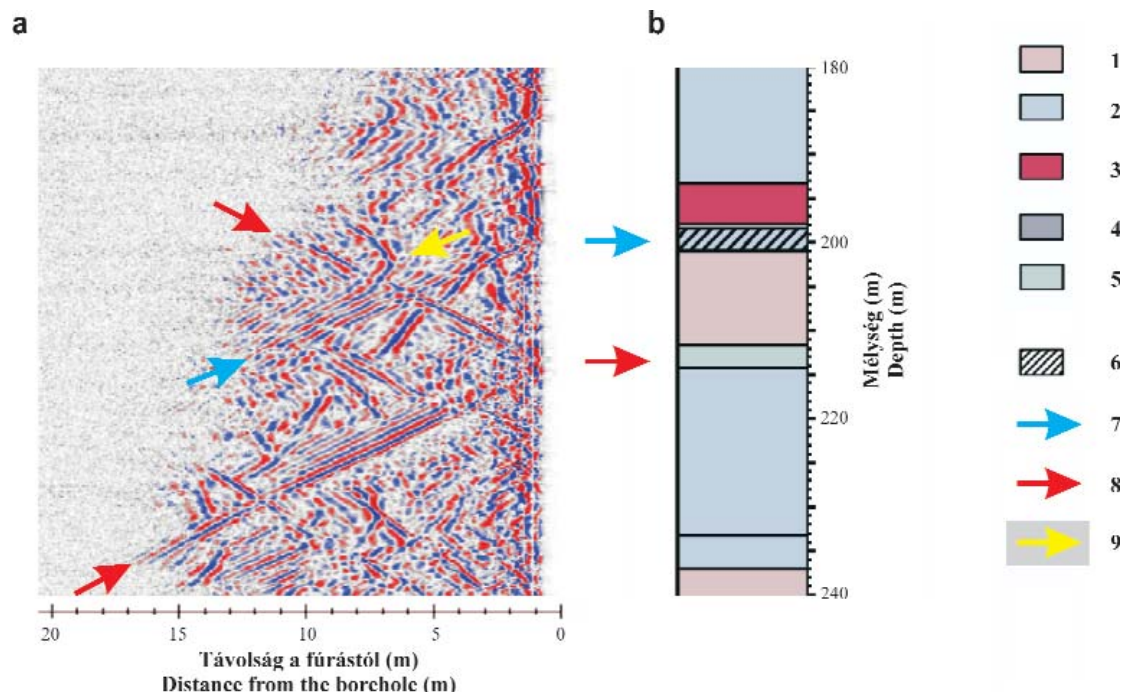


Figure 2. Selected part of a borehole radar section in Borehole Űh-23

a – borehole radar section, b – stratigraphic column. 1 – monzogranite, 2 – monzogranite, milonitic, cataclastic, 3 – microgranite, pegmatoid, aplite, 4 – xenolith, 5 – xenolith, mylonitic, cataclastic, 6 – slightly brokened, fissured zone, 7–8 – radar reflection, 9 – radar diffraction

2. ábra. Lyukradar-szelvény részlete az Űh-23 fűrásban

a – lyukradar szelvény, b – rétegsor. 1 – monzogranit, 2 – monzogranit, milonitos, kataklasztos, 3 – mikrogránit, pegmatoid, aplit, 4 – xenolit, 5 – xenolit, milonitos, kataklasztos, 6 – gyengén repedezett, töredezett zóna, 7–8 – radarreflexió, 9 – radardiffrakció

the plane of the boreholes, while the changes of the real granite body show three-dimensional features. This is verified by seismic tomographic sections which were measured in the nearby planes of Üh-3 – Üh-23 and Üh-3 – Üh-22 – Üh-2 – Üh-23. Except for a discrepancy in resolution their similarity is only an approximate one. The structure recognised in the vicinity of Borehole Üh-3 (Figure 3) shows a different shape based on the measurements in different directions. According to the figure it is clear that the cross-hole sections are not necessarily characteristic slices of a given structure.

For the proper characterisation of granite it is suitable to use ground-based methods when the following criteria are given by those methods:

- the signals definitely originate from the granite body,
- significant difference in signal resolution is inadmissible,
- the area of measurements is appropriately covered by geophysical profiles.

These criteria are only partially and separately fulfilled by ground-based geophysical methods. Comparing the suitability of methods for extension of the attributes of the area inside and between the boreholes, the magnetotelluric method, 3D seismic first break tomography, and S-wave reflection profiling are suitable from the order of resolution point of view at the investigated area.

In the following the integrated interpretation of S-wave reflection and borehole tomography will be outlined with respect to the inner structure of the granite. The granite bodies are defined by seismic tomography (Figure 4, a), while blocks larger than bodies are marked by the S-reflection sections (Figure 4, b, c).

Granite blocks and bodies

Inside the granite the reflections which originate from greater depths are more recognisable and have larger roles in the designation of blocks than those which originate from shallower depths. The borders of blocks were marked out by the breaks of seismic reflections. The strongest reflections can be seen on the profile BS, as emphasised by the colour blue near the level of 0–100 m asl (Figure 4, b). The same phenomena can be recognised — although in milder form but at a similar depth — on the section between 600 m and 800 m of the AS profile. An E–W directional structural connection is supposed along this reflection zone inside the block. On the basis of reflections this zone is supposed to have a continuation in the blocks joined to the profile AS and with a similar dip. In the other blocks, the structural importance of this zone decreases because the reflection can be recognised only in some places and with much a smaller amplitude.

On the profile AS a striking feature is another, deeper reflection zone crossing over the borders of the blocks. This zone could be reached in Borehole Üh-27 only at the bottom (see Figure 4, c); it is crossed by Borehole Üh-2 for a length of 60 m and at a depth below –30 m asl, while Borehole Üh-23 probably stops just above it. This reflection zone cuts off clearly between Boreholes Üh-2 and Üh-22, and then continues southward; it is only recognisable with sporadic occurrences. The northern and the southern borders of the block of Üh-2 coincide well with the results of the cross-hole tomography. The block is composed of an almost single body of granite of high velocity (Figure 4, a), bordered from below by the above-mentioned zone. Although the lines of tomography and reflection are slightly separated — starting from Üh-22

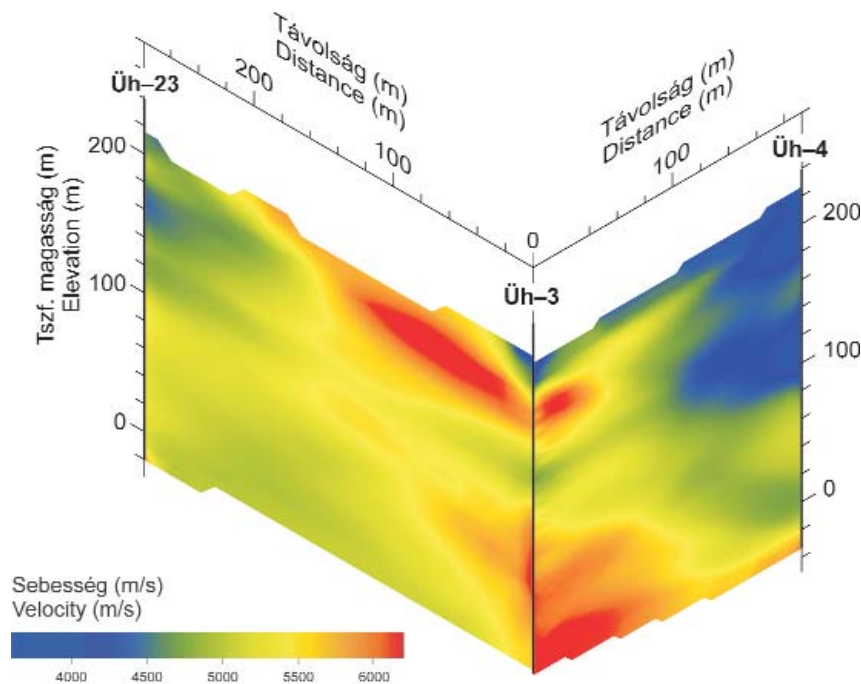


Figure 3. Tomographic velocity sections

3. ábra. Tomográf sebességszelvények

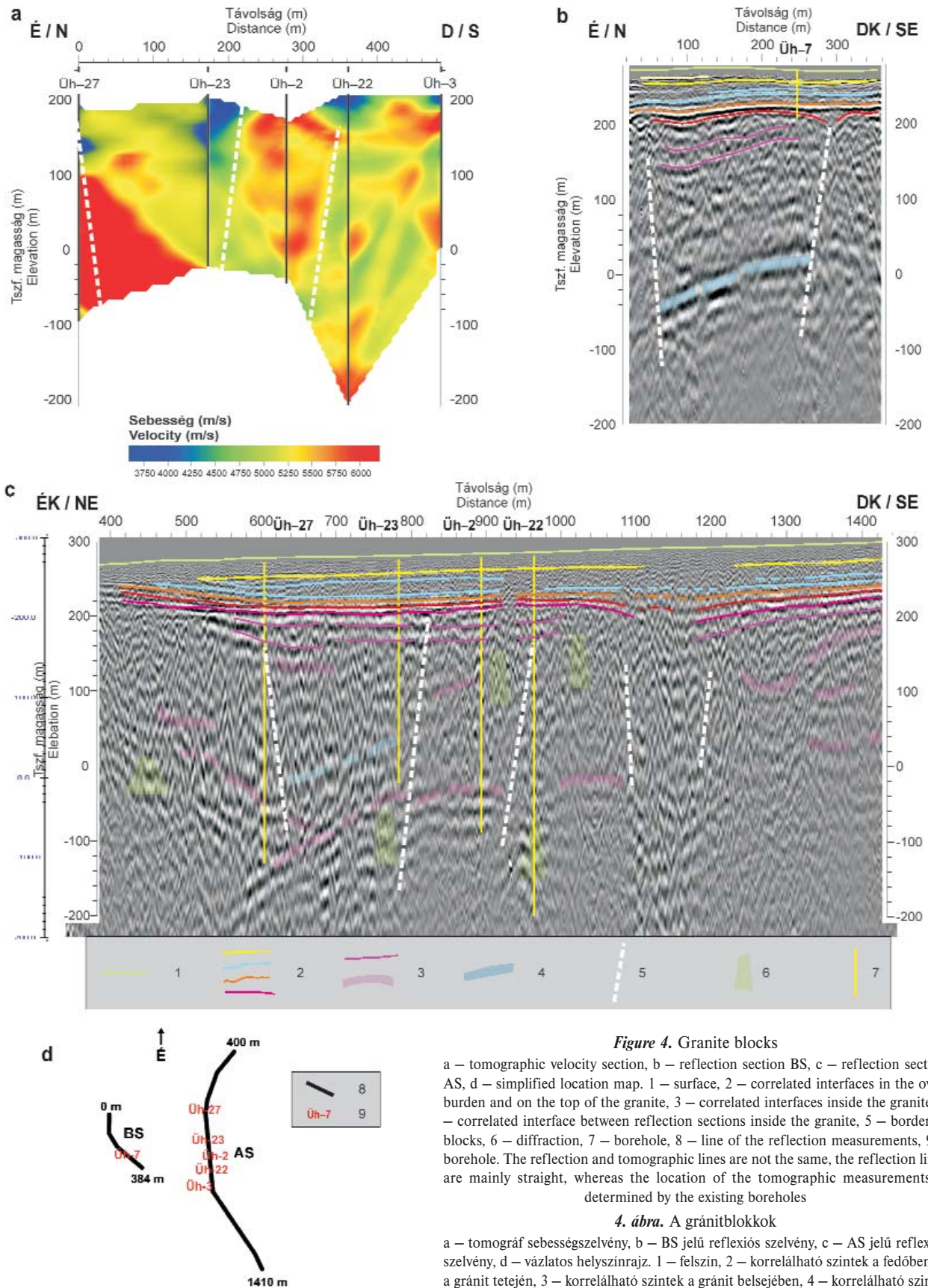


Figure 4. Granite blocks

a – tomographic velocity section, b – reflection section BS, c – reflection section AS, d – simplified location map. 1 – surface, 2 – correlated interfaces in the overburden and on the top of the granite, 3 – correlated interfaces inside the granite, 4 – correlated interface between reflection sections inside the granite, 5 – border of blocks, 6 – diffraction, 7 – borehole, 8 – line of the reflection measurements, 9 – borehole. The reflection and tomographic lines are not the same, the reflection lines are mainly straight, whereas the location of the tomographic measurements is determined by the existing boreholes

4. ábra. A gránitblokk

a – tomográf sebességszelvény, b – BS jelű reflexiós szelvény, c – AS jelű reflexiós szelvény, d – vázlatos helyszínrajz. 1 – felszín, 2 – korrelálható szintek a fedőben és a gránit tetején, 3 – korrelálható szintek a gránit belsejében, 4 – korrelálható szint a két szelvény között a gránit belsejében, 5 – blokkhatár, 6 – diffrakció, 7 – fúrás, 8 – reflexiós mérés nyomvonala, 9 – fúrás. A reflexiós és a tomográf szelvények nyomvonala nem azonos, a reflexiós szelvény közel egyenes, a tomográf szelvény helyét a fúrások helye határozza meg

— the block of Üh-22 appears much more structured at both sections. A structure nearly perpendicular to the profile is supposable from the local diffraction in Üh-22 near to the level of -100 m asl.

The two borders of the blocks marked on the profile AS at 1100–1200 m are — at the same time — the side borders of the low-velocity body of Üh-4. This body extends towards Üh-5, almost reaching it, according to the seismic tomography. The reflection profile passes on, to the verge of the low-velocity body; this shows that, the reflections with low velocity but large energy originated from the side and/or the bottom, and they suppress arrivals from beneath the body (SHTIVELMAN, MARCO 2003) The boundaries of blocks delineated on the basis of reflection survey are in good correlation with the structure of the magnetotelluric anomalies (VÉRTESY et al. 2004). On the basis of the seismic tomography, the granite can be characterised as a block structured with several bodies. Moreover, it consists of bodies without any structure and border inside, but which do have different seismic velocities and absorption, and different sizes (Figures 4, a and 5, a).

The velocities of longitudinal waves in the two categories of the bodies are 5300–6000 m/s (the category of high velocity) and 4000–5300 m/s (the category of low velocity). The approximate shape of the bodies can be seen in the figures (with an accuracy allowed by the limits of the method) as separated spots having red/yellow or blue/green colours. There is a body of large velocity in the vicinity of Üh-27 and Üh-3 and below 100 m asl, while bodies of low velocity can be observed in the neighbourhood of Üh-23 and Üh-4 between 100 m and 200 m asl. The characteristic dimension of the smallest bodies which

can be observed are 20 m (*e.g.* spots having large velocity between Boreholes Üh-22 and Üh-3). The size of the largest body is commensurable with the distances between boreholes, *i.e.* 200–250 m. (This is the case with the body with large velocity between Üh-27 and Üh-23, and this probably continues towards Üh-37.)

The material of bodies with larger velocity has a better mechanical condition than the lower velocity ones according to the cross-hole tomography. Higher seismic velocity within a body is coupled with higher resistivity, while the smaller one is coupled with smaller resistivity, according to the well-logging data (Figure 5, b).

The bodies are usually separated by transitional, weakened zones on the tomographic maps.

Both the acoustic wave propagation velocity and the resistivity of these weakened zones are small (ZILAHÍ-SEBESS 2003). Arrows in Figure 5, b point out the similarities of weakened zones detected in the neighbouring boreholes.

The directions of transition zones on the velocity map demonstrate variations. It is notable that the weakened zone at about 100 m asl located between Üh-28 and Üh-3 appears on the maps measured between the boreholes of Figure 4, a (except for the upper block of Üh-2). This transitional zone slopes gradually from Üh-3 towards Üh-4.

It is very probable that the borders of the blocks and bodies described above could be treated with a uniform approach if the domains of the two seismic data sets coincided over a larger area. For example, one of the most important events is the definitely visible bunch of reflections beneath Üh-27, Üh-2 and Üh-23. In this domain the tomogram is strongly deficient in data and the fractured zone can only be recognised in the surroundings of the -70 m asl level of Üh-2.

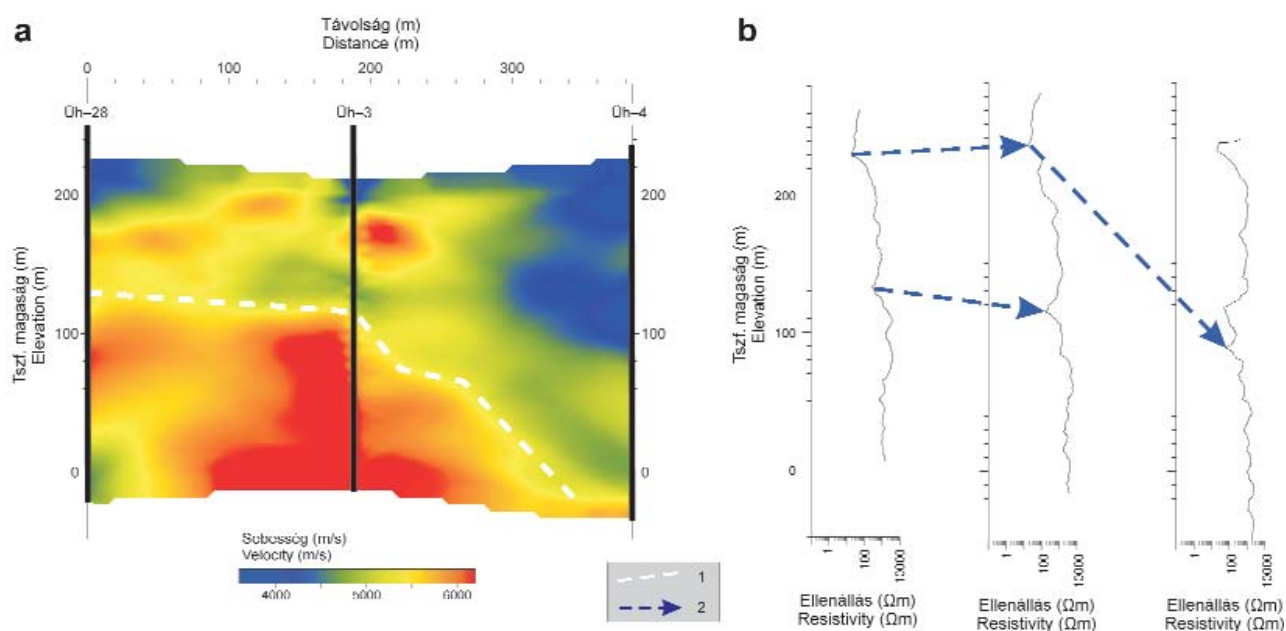


Figure 5. Granite and weakened zones

a – tomographic section, b – resistivity log. 1 – correlated features on the tomographic section, 2 – correlated features on the resistivity log

5. ábra. A gránittömbök és a gyengült zónák

a – tomográf sebességszelvény, b – mélyfúrás-geofizikai ellenállászelvény. 1 – korrelálható jelenségek a tomográf szelvényen, 2 – korrelálható jelenségek a lyukbeli ellenállásgörbén

Table 1. Summary of geophysical features of blocks and bodies

No.	Block	Borehole section [m asl]	Seismic characterization	Hydraulic potential characteristic (m asl)**	Notes
1.	I.	Üh-27 (200-120)	body with low velocity values, [4000-5200 (m/s)], the bottom of the body can be traced both on the reflection and the tomographic section	201	
2.	I.	Üh 27 [120 (80)]	body with high velocity values [6000 (m/s)], interfaces within the body detected on the seismic reflection section correlate well with the places of water-inflow	190	1. reflection surroundings: high-resistivity of rock, the incidence of fissures increases some places wherein the decrease of resistivity does not influence the velocity and the average amplitude of BIITV; the number of fissures with flat dips increases relatively* 2. reflection surroundings (bottom of the bore-hole): the value of V_p/V_s increases, resistivity decreases strongly*
3.	II.	Üh-23 (200-45)	body mostly with low velocity values, [3800-5100 (m/s)] but not uniformed	212	irregularly high potential value; it has no response for interference tests**
4.	II.	Üh 23 [45 (30)]	place of seismic reflection at about 20 m asl coincides with the place of the water inflow detected in the borehole; there is a definite, well identifiable block interface towards Üh 2 visible on reflection section	high decrease of hydraulic pressure at about 45 m asl	the bottom of the borehole is very near to the reflective interface detected at the bottom of Boreholes Üh 27 and Üh 2 see the well-logging illustration on Figure 6
5.	III.	Üh-2 [170-(-100)]	it is a body and a block itself with high-velocity values [5300-6000 (m/s)], seismic reflections from 30 m asl that can be definitely traceable in the direction of Üh 23, but breaks towards Üh 22	190	the resistivity and the velocity of transversal waves definitely decrease from 0 m asl downward to the bottom, as shown in Figure 6* fast hydraulic connection with Üh 27 through the bottom of the borehole**
6.	IV.	Üh-22 [200-(-100)]	separately bodies with high- and low-velocity values [4200-5200 (m/s)], steeply dipping anomalies detected on the tomographic sections also appear on the VSP sections	212	according to the geological description the zones with low velocity values indicate argilised and fractured granite, zones of low velocities refer to fractured zones of granite respectively*
7.	IV.	Üh 22 (100)	strong diffraction zone at about 100 m asl, definite block interface towards Üh-2 both on the reflection and the tomographic sections	197	body interface, coupled with the change of the statistic value of the dip direction*
8.	-	Üh-28 (180-125)	body with low-velocity values [4800-5400 (m/s)]	218	possible relation together with the well logging towards the Üh-3 and Üh-4 at 125 m asl
9.		Üh 28 (125 25)	body with high-velocity values [5800 (m/s)]	197	body is not homogenous or uniform towards Üh 3
10.	-	Üh-28 [25-(-40)]	body with low-velocity values [4600 (m/s)]	202	

* references based on the report of ZILAHİ-SEBESS (2003) or on the well-logging data measured subsequently

** references adopted from reports of BENEDEK et al. (2003) and ÁCS et al. (2003).

For the presentation of granite blocks and bodies and other important phenomena illustrating seismic results, their geophysical features are summarised in Table 1. The hydrogeological relations are analysed below.

Hydrogeological relations

The inhomogeneities of the granite and the hydraulic connections inside and between the granite blocks and bodies can be verified along the scale of seismic sections mainly using hydrogeological investigations (BENEDEK 2003; ÁCS 2003)

On the basis of a joint interpretation of the results of the investigations it was concluded that the water-conducting capacity of fissure systems attached to the decreased velocity zones of reflection profiles exceeds the in-block conductivity parameters. These are the *primary* conducting zones inside the granite, because the conduction of water occurs mainly across this system of fissures. The real path of water conductivity inside the structures seemed to dip at a low angle on the seismic section according to the heat-flow measurements, which have a higher resolution (SZONGOTH, GALSA 2003), whereas the conductive fissures are small and show steep dip. The conductivity path, which is almost parallel to the reflection structure, can be explained by the superposition of these criss-crossing fis-

tures and their different dips. A structure which could be coupled with the water conductivity is indicated on the section by reflections from Üh-2 to Üh-27 (and further, to Üh-37). This interpretation can be supported by the results of interference tests (Üh-27 – Üh-2) and the single-borehole tests even if the geological features of the boreholes do not support this correlation. The interference tests showed mutually the same picture and the borehole sections which gave an unambiguous response (*i.e.* the lower parts of holes) proved to be sections with an identical initial groundwater head according to the single-hole tests.

A similar phenomenon could be supposed inside the block of Üh-23. Around the reflection marked with blue on Figure 4 there is a rapid change in hydraulic potential, while there is no water conduction towards the neighbouring blocks (Table 1, Row 4). Figure 6 shows the well-logging characteristics of the surroundings of the groundwater-head step. The fracture appears in the relatively high-velocity domain as a definite relative minimum in the resistivity and transversal wave velocity. Inside the blocks with high seismic velocities the initial groundwater heads are in all cases lower than in the low-velocity ones. In the cases examined all the groundwater heads of the high-velocity blocks were below 200 m asl, while in the blocks of low velocity they are always above 200 m asl.

On the basis of all the above considerations it can be stated that the blocks form independent, separate hydraulic sys-

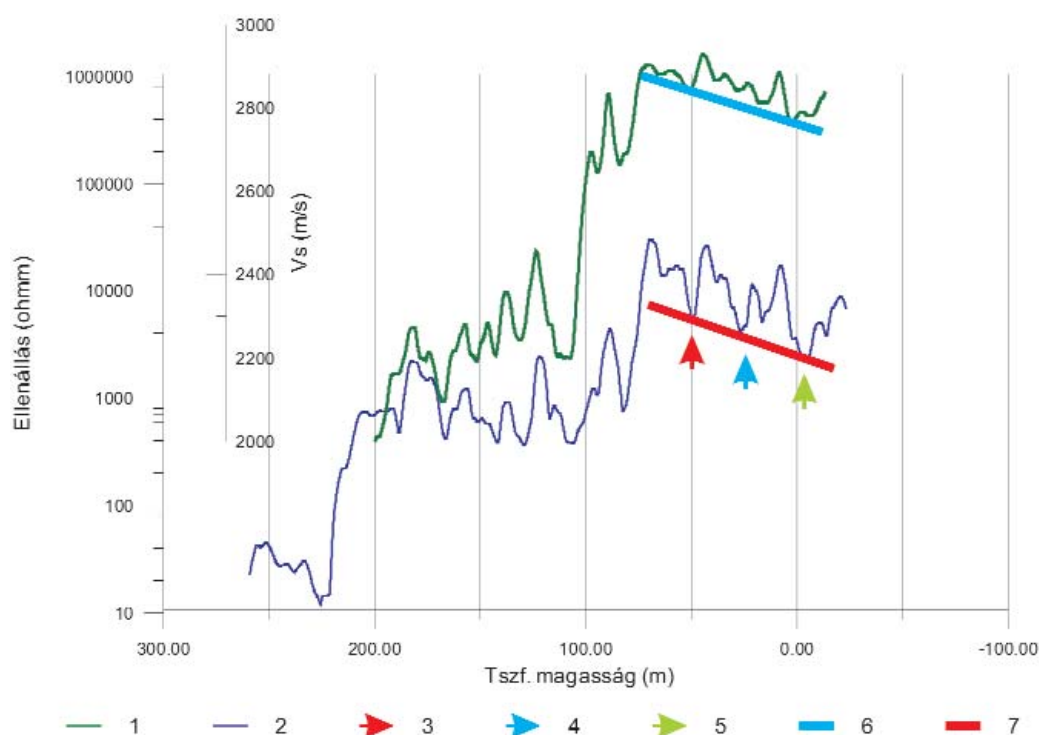


Figure 6. Connection between seismic and well-logging features in Borehole Üh-23

1 – acoustic log, 2 – resistivity log, 3 – location of the groundwater-head step, reflection, 4-5 – reflections, 6 – depth trend on the V_s log, 7 – depth trend on the resistivity log

6. ábra. A szeizmikus és mélyfúrás-geofizikai jellemzők kapcsolata az Üh-23 fúrásban

1 – akusztikus hullámsebesség, 2 – ellenállás, 3 – potenciálugrás helye, reflexió, 4-5 – reflexiók, 6 – mélységtrend az V_s görbén, 7 – mélységtrend az elektromos görbén

tems related to the seismic velocity. While the high-velocity surroundings of Üh-27 and Üh-37 have transmissivity values exceeding the local average by 3-4 times (BALLA et al. 2003), Üh-23 shows average velocity together with average transmissivity. The numerical interrelation of the transmissivity and seismic velocity could not be determined because domains affecting the transmissivity do not affect the tomographic velocities due to their small geometric dimensions. Careful observation of the boreholes showed that the fissured zones are still producing a small amount of water. The real path of the water is concentrated on a very small part of boreholes and this is often a larger fissure alone.

The bodies with low velocities usually have worse water conductivity than ones of high velocity because the body as a whole, and also their fissure systems, have become so argillaceous that the water conductivity has been reduced. This hypothesis can be supported by the low wave propagation velocity which cannot be explained by the porosity alone.

The bodies with good water conductivity have good mechanical conditions as a whole while their fissures — being without clay minerals — are probably open. Besides these, the water-conducting zones in the scale of the well logs show relatively lower velocities than the tomographic velocities of the body. This can be explained by the fact that the bodies of low velocity — despite their stronger fissured condition — have worse water conductivity. The well-logging results (SZONGOTH, GALSA 2003) inside the bodies of high-velocity water-conducting fissures with steep dips are typical. On the basis of tomograms this could be concluded only because the boreholes are separated in bodies one by one.

The examination — from a hydraulic point of view — of the weakened zones inside the blocks delineated by geophysical methods needs more data, too. It is probable that weakened zones having small dips on the tomograms are

poor conductors of water (see on the Figure 4, a the connection of Üh-22 and Üh-3 near 100-140 m asl, BENEDEK et al. 2003). The water-conducting properties of the southern part of the profile AS may be worse than those of the northern part, being rich in reflections and so having a better mechanical state (Figure 4, c). The “damming zones” in the belt separating the two parts are probably argillaceous, fissured zones at right angles to the seismic section (BALLA, MOLNÁR 2004; BALLA et al. 2004). Such structures, which are deficient in seismic reflections, can be found on the section between Boreholes Üh-2 and Üh-22 (narrow band), and between Boreholes Üh-22, Üh-5 and Üh-26 (broad band).

Conclusions

The methods described contributed fundamentally to the investigation of the surface and to the knowledge of the spatial characteristics of the granite. The granite in the boreholes, and in its extended surroundings, can be well characterised by well-logging and borehole radar methods. The electric and seismic (acoustic) parameters correlate with each other adequately.

In this paper the possibility of joint interpretation of the coplanar S-reflection and seismic cross-hole tomography and the geological-hydrogeological data have been shown. The zones, which could be connected to the structures founded on S-reflection profiles, probably have water-conducting capacities. Compared with these the good water conductivity along the steep fractures inside the high-velocity blocks (delineated by P cross-hole tomography) plays a secondary role in hydraulic connections. The weakened zones between the bodies have less importance from the point of view of water conduction and their roles need further investigation.

References — Irodalom

- ÁCS V., BENEDEK K., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely hidraulikus potenciáltere (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Dynamic potential field of the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing of boreholes at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Kútvizsgálatok a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILÁHI-SEBESS L. (ELGI), GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P. (GOLDER), SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002-2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002-2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bataapáti (Üveghuta) Site [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BENEDEK K., ÁCS V., ANDRÁSSY M., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely hidraulikus kapcsolatai (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Hydraulic connections at the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GÚTHY T. 2003: Nyíróhullám mérések vizsgálata (in Hungarian: Investigation of shear waves). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

- HERMANN L. 2003: Jelentés a PSQ mérésekről (in Hungarian: Report on the PSQ measurements). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY Zs. 2003: Jelentés a fúrókúrában végzett radar vizsgálatakról (in Hungarian: Report on the radar investigations in boreholes). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY Zs. NEDUCZA B., TÖRÖS E. 2003: P- és S hullám szeizmikus reflexiós mérések, jelentés (in Hungarian: P- and S-wave reflection seismic survey, a report). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY Zs., TÖRÖS E. 2003: Jelentés a szeizmikus sebességtomográfiáról (in Hungarian: Report on the seismic velocity tomography). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- SHTIVELMANN, V., MARCO, S. 2003: Seismic characteristics of shallow fault zones. – *9th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, O-025*, Prague.
- SZONGOTH G., GALSÁ A. 2003: Áramlás és hőmérséklet mérések komplex értelmezése (az 1998–2003-ban végzett összes mérés alapján) [in Hungarian: Integrated interpretation of flow and temperature measurements (from all measurements conducted in 1998–2003)]. – *Manuscript*, Geo-Log Kft., Budapest.
- SZŰCS I., MENYHEI L., GACSÁLYI M. 2003: Jelentés az Üveghuta körzetében 2002–2003-ban végzett abszorpciós tomográfiai mérések feldolgozásáról (in Hungarian: Report on the processing of the seismic absorption tomography conducted in the vicinity of Üveghuta in 2002–2003). – *Manuscript*, Geopard Kft., Pécs.
- VÉRTESY L., FANCSIK T., FEJES I., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. Cs., KOVÁCS P., KISS J., MADARASI A., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z. 2004: Geophysical survey at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Felszíni geofizikai mérések a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ZILAHÍ-SEBESS L. 2003: Geofizikai adatok integrált értelmezése 3., 3.3.2 fejezet (in Hungarian: Integrated interpretation of geophysical data, 3, Chapter 3.3.2.). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

Kiegészítő felszíni és lyukbeli szeizmikus és radarmérések a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

TÖRÖS ENDRE¹, PRÓNAY ZSOLT¹, NEDUCZA B.¹, HERMANN L.¹, ZILÁHI-SEBESS LÁSZLÓ¹, SZÜCS I.², MENYHEI L.², GACSÁLYI M.³

¹Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

²Mecsekérc Rt., 7633 Pécs Esztergár L. u. 19.

³Geopard Kft., 7610 Pécs Pf. 10.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, gránitok, lyukközi módszerek, Magyarország, mélyúrási geofizika, Mórággy-rög, radarmódszerek, szeizmikus módszerek, szivárgási tényező, tomográfia, tömbös szerkezet, transzmisszivitás

Összefoglalás

A dolgozatban az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezését célzó kutatások közül elsősorban azoknak a geofizikai módszereknek a leírását adjuk meg, amelyek kivitelezéséhez fúrólukakra volt szükség.

Kivétel ez alól a felszíni reflexiós szelvényezés, mert az eredmények együttes értelmezéséhez ennek a módszernek a bemutatását is itt volt célszerű szerepeltetni, valamint a mélyfúrás-geofizika, amely nem része a tárgyalásnak.

A kutatás legfontosabb eredménye a gránittest jellemzése az egyazon szelvényben mért S-reflexiós és szeizmikus lyukközi tomográf mérések együttes értelmezésével, amelyek alapján a gránittest blokkszerű és tömbös szerkezetére kaptunk információt. A geofizikai mérésekkel kimutatott csökkent sebességű szerkezetekhez a földtani-vízföldtani adatok szerint vízvezető szerkezetek kapcsolhatók, amelyek meghatározhatják a tervezett tároló területén lévő hidraulikai kapcsolatokat.

Bevezetés

A kiegészítő geofizikai mérések kivitelezésére Bátaapátiban, az atomerőművi kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezését célzó földtani kutatások keretén belül került sor, és e mérések a területen folyó, 2002. és 2003. évi fúrásos kutatásokhoz kapcsolódtak. A méréseket a telephely központi helyzetű dombgerincén és annak közvetlen környezetében végeztük.

A geofizikai vizsgálatok szempontjából a terület kedvezőtlen adottságú. A 40-60 m-es mélységben lévő gránitfelszín fedő lösz mind elektromágneses, mind szeizmikus szempontból megnehezíti a gránittestnek és ezen belül a tervezett hulladéktároló helyének a kutatását.

A hagyományos módszerek a rétegzett közeg földtani modelljén alapulnak, korlátozott lehetőséget adva a nem rétegzett gránittest felszíni geofizikai módszerekkel történő megismeréséhez.

A bemutatott geofizikai módszerek nem hagyományosak. Újszerű a radar fúrólukbeli alkalmazása, és ha elvében nem is, gyakorlatában mindenképpen az a fúrólukak között végzett szeizmikus átvilágítás vagy a transzverzális hullám-

forrással végzett felszíni szeizmikus reflexiós kutatás nem olajipari célú alkalmazása. Újszerűségük kiterjed a felhasználásra, a megfelelő eszközök fejlesztésére, az adatfeldolgozásra és az értelmezésre is.

A geofizikai kutatások végeredménye, pl. a reflektáló felületek vagy a sebességtér ismerete önmagában nem használható adat, ha létezésének nincs földtani vagy vízföldtani magyarázata. Szerencsére a területen folyó egyéb kutatások bőven szolgáltatottak adatokat a geofizikai értelmezés megkönnyítéséhez.

A feladat meghatározása

A címben felsorolt geofizikai méréseknek a kutatás során különböző céljuk volt. A felszíni módszerekkel a lösz fedőrétegnek, illetve a gránittest felszínének nyomozása és fizikai jellemzése, míg a fúrólukakat használó módszereknél a gránittest belsejének leképezése volt az elsődleges cél. Az első feladat megoldása egyszerűbbnek bizonyult, az egyes geofizikai méréseket követő módszertani jelentések, majd a geofizikai integrált értelmezés egymás eredményeit támo-

gatva jól írták le a többnyire vízszintes vagy kis dőléssel jellemezhető határfelületeket, míg a gránittest belsejéről kapott információk értelmezése nehezebb volt.

A dolgozatban ismertetjük az alkalmazott geofizikai módszereket, röviden taglaljuk azok eredményeit, majd összefoglaljuk az ezekből levezethető, a gránittest belsejének vizsgálatára vonatkozó legújabb eredményeket.

Az alkalmazott módszerek

A geofizikai módszerek nem közvetlenül a geológiai szerkezeteket, hanem az adott módszerrel vizsgálható fizikai teret képezik le. Ez viszont azt is jelenti, hogy kőzettanilag homogén térrészekben belül is lehetnek fizikai határfelületek közvetlen anyagi ok nélkül (pl. a szeizmikus hullámterjedési sebességet befolyásoló közetfeszültségbeli változások).

A geofizikai módszerekkel mért paraméterek rendszerint a módszer felbontóképessége által meghatározott térrész átlagos értékei.

Szeizmikus reflexiós mérések

A szeizmikus reflexiós mérések az összesen belüli akusztikus impedancia (a szeizmikus hullámsebesség és a sűrűség szorzata) változásairól visszaverődő rugalmas hullámokat vizsgálják. A mérés során alkalmazott, sok csatornát használó észlelési rendszer lehetővé teszi, hogy minden egyes mélységpontot több adó-vevő párból képezzünk le (stacking, többszörös fedésű rendszerek), ez az eljárás a szelvények jel/zaj viszonyát nagymértékben javítja. Az eredményszelvényen az egymással korrelálható reflexiók révén a folyamatos réteghatárok jól követhetők. Változó hullámterjedési sebességű vagy nem rétegzett közegben a módszer felbontóképességét alig meghaladó inhomogenitásokról származó reflexiós jelenségek értelmezése jelentősen megnehezül. A szeizmikus reflexiós mérésekkel elsősorban vízszintes vagy kis dőlésű határfelületek képezhetők le.

A mérések különböző hullámtípusok reflexiójának vizsgálatára alapozhatók. Rutinszerűen végezhető a P (longitudinális)-hullám mérése. A jelkeltés nehézségei miatt ez kevésbé igaz az S (transzverzális)-hullám mérésére. Mivel azonban az S-hullámok sebessége fele-harmada a P-hullámokénak, azonos frekvencia esetén a felbontásuk ugyanilyen arányban jobb, ezért alkalmazásuk a nehézségek ellenére egyre inkább elterjed. Ráadásul az S-hullámok sebessége a töredezett zónákban jobban lecsökken, ezért az ilyen jelenségek kimutatására alkalmasabbak. Az S-hullám mérések esetünkben SH (horizontálisan polarizált transzverzális hullám)-mérések, mert míg a P- és az SV (vertikálisan polarizált transzverzális)-hullámok a réteghatárokon egymásba konvertálódnak, addig az SH-hullámok nem, ezért az SH-hullámok azonosítása egyértelmű.

Az 1. ábrán néhány üveghutai fúróluknak a mélyfúrás-geofizikai adatokból származó akusztikus transzverzális hullámsebességéből és sűrűségéből, valamint a 100 Hz-es szeizmikus bemenő jelből számított szintetikus szeizmo-

gramja látható. Ez igazolta, hogy a gránit belsejéből erős reflexiók várhatók, amelyek amplitúdója a regisztráló műszer dinamika-tartományán belül van. Másképpen fogalmazva, nemcsak a gránit felszínéről, hanem a gránittest belsejéből is származtathatók szeizmikus jelek, amelyeket megfelelő mérési technikával regisztrálhatunk. A szeizmogramok (PRÓNAY et al. 2003) polarizációs vizsgálatából GÚTHY (2003) is arra a következtetésre jutott, hogy a gránit belsejének megfelelő időtartományában SH-hullám-beérkezések ismerhetők fel. Saját vizsgálataink szerint az ugyanazon időhöz tartozó, a gránit felszínéről, majd a felszínről oda-vissza reflektálódott ún. többszörösök, illetve a gránittest belsejéből érkező reflexiók amplitúdóértékei egy nagyságrendbe esnek, megnehezítve ezzel a gránittestből érkező hasznos jelek felismerését. Ugyanakkor segíti az azonosítást, hogy a reflexiós mérésnél alkalmazott ún. többszörös fedésű (stacking) módszer (egyazon reflexiós felületemről származó jelek összegzése) révén a többszörösök csillapodnak. Mindezekről függetlenül a többszörösgyanús tartományokat kihagytuk az értelmezésből.

A bátaapáti (üveghutai) területen 5 db P- és 2 db S-szelvényt mértünk le, 4, illetve 2,1 km teljes hosszban. A reflexiós vizsgálatok az alapfeladatot, a szálban álló gránit felszínének szelvény menti részletes leképezését mindkét hullámtípus esetében megfelelően megoldották (ZILAHÍ 2003), az S-hullám reflexiós mérések pedig a gránittest belsejére vonatkozóan új ismereteket is hoztak.

Szeizmikus sebesség- és abszorpciós tomográfia

A szeizmikus tomográfia egy képrekonstrukciós eljárás. A tomográf módszerekkel valamilyen fizikai mennyiség eloszlása egy tartományon belül meghatározható a tartomány kerületén végzett átvilágítás típusú mérések adataiból, ha a mért értékek a vizsgált fizikai mennyiség vonalintegráljai. A szeizmikában ilyen kapcsolat van a hullámterjedési idők és a sebesség reciproka, valamint az amplitúdók csökkenésének logaritmusai és az abszorpció között. A szeizmikus tomográfiában a vizsgált tartomány kerületén elhelyezett robbantópontok és geofonok között, egymást keresztező sugárutakon mérjük a terjedési időket és az amplitúdókat, s ennek alapján számítjuk a terület sebesség- és abszorpcióeloszlását. Megbízható és minden irányban megfelelő felbontású eredményszelvényekhez a vizsgált terület nagyszámú sugárral való irány és sűrűség szerint egyenletes lefedettsége szükséges.

Az üveghutai területen az Üh-37 – Üh-27 – Üh-23 – Üh-3 – Üh-5 – Üh-26 és az Üh-28 – Üh-3 – Üh-4, valamint az Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 fúrásokon átvezetett szelvényekben, egymással szomszédos fúrólukok között végeztünk szeizmikus tomográf méréseket a technikailag kivitelezhető mélységtartományokban (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZÜCS et al. 2003). Csak a fúrólukbeli adó-vevő párokat használtuk, azaz gránitbeli hullámterjedési paraméterekkel számoltunk, mivel felszíni források vagy geofonok alkalmazása esetén a kis sebességű löszben a

kiértékelésnél egy cellányi időkézés összemérhető a gránitban a teljes futásidővel, így hatása a tomográf adatrendszer aránytalanul nagy hibával terhelte volna.

Az SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) kiértékelő algoritmus alkalmazásához szükséges fúrólukbeli peremfeltételeket a PSQ, PQ (P, S szeizmikus testhullám sebességek és a Q-jósági tényező értékeinek meghatározására végzett down-hole mérések) adatai szolgáltatták. A kiértékelés lényege, hogy az egymást keresztező sugárutak mentén úgy módosítjuk a lyukközi térrész paramétereit, hogy a következő iterációs lépésben a számított hullámterjedési paraméterek (futásidők, amplitúdók) egyre kisebb hibával illeszkedjenek a mért adatrendszerhez.

A lyukközi tomográf mérések felbontóképessége, különösen a nagy távolságú fúrólukpároknál, irányfüggő: a függőlegeshez közel álló sugárutak ritkasága miatt a nagy dőlésű elemek nem képezhetők le. A leképezés egy másik jellegzetessége, hogy a fúrólukak közötti térben lévő kisebb sebességű szerkezetek pontos sebességértékét a tomográfia nem adja meg, „elkeni”, mert a legkisebb terjedési időt adó sugarak jelentős része az adott szerkezetet elkerüli (Fermat-elv).

A bátaapáti (üveghutai) tomográf mérések eredménye egy-egy, lyukak közötti foltként, esetleg sávszerűen megjelenő kis- vagy nagysebességű test, illetve az ezen térrészek közötti, az átlagosnál kisebb sebességű, gyengült zóna. Néhány kivételtől eltekintve jellemző, hogy a csökkent sebességű tömbök inkább a kisebb mélységekben figyelhetők meg. A legkedvezőbb geometriájú mérésnél — az Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 fúrásán át — mind a sebesség-, mind az abszorpciós tomográf szelvényeken meredek dőlésű elemek is megjelennek (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZŰCS *et al.* 2003).

A mérés felbontóképességéből következik, hogy a fúrási magmintákon vagy a mélyfúrás-geofizikai mérésekből megismert részletesebb kutatási léptékű paraméterjegyeket a tomográf sebességtér nem feltétlenül jeleníti meg. A tomográf módszerrel a mérési hullámhosszal összemérhető változások figyelhetők meg, amelyet együttesen alakítanak ki az anyagi jellemzők, a repedezettség, a repedéskitöltések anyaga, a repedezettségi irányok stb.

Tapasztalatunk szerint a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen a fúrólukak között mérhető szeizmikus sebesség és abszorpció, mint kőzetjellemző paraméter, értéke legkevesebé a közzettest feszültségállapotától és anyagától, sokkal inkább annak mechanikai állapotától függ.

A sebesség- és abszorpciós tomográfia eredményei együttesen értelmezendők, a fúrólukak mentén az adatok jól korrelálnak a simított, átlagolt fúróluk-geofizikai mérésekkel, elsősorban az elektromos ellenállás és az akusztikus, valamint a szeizmikus sebesség (PSQ) szelvényekkel.

PSQ- és PQ-mérés

A PSQ szeizmikus mérések (HERMANN 2003) célja a fúrólukak szeizmikus P- és S-sebességszelvényének, valamint jósági tényezőjének (Q) meghatározása fúrólukakban. A mérés során a hullámforrás a felszínen, a lyukszáj közelé-

ben van, a vevőszondát pedig a fúrólukban mozgatjuk néhány méteres lépésközzel. A hullámfelismerés megkönnyítéséhez a forrásoldalon eleve külön keltünk longitudinális és külön két irányból horizontálisan, de ellentétesen polarizált nyíróhullámokat (SH). A reflexiós mérésnél is említett jelenség szerint a mérés szempontjából kedvező SH-hullámok terjedési sebességének megmérésevel a közeg konverzió által nem torzított nyíróhullám-tulajdonságai határozhatók meg.

Az Üh-2 és Üh-22 fúrólukakban végzett lyuk-felszíni szeizmikus és mélyfúrás-geofizikai akusztikus mérések eredményeinek összevetéséből tudjuk, hogy a fúrólukbeli akusztikus hullámsebességek értékei, annak ellenére, hogy a mérés nagyobb frekvencián és kisebb behatolással történik, a lyuk-felszíni szeizmikus méréshez hasonló eredményeket adnak. Különösen igaz ez a longitudinális hullámsebességekre, ahol is a két mérés közötti eltéréstől arra lehet következtetni, hogy a fúrólukban és annak tágabb környezetében a közzettest eltérő kifejlődésű.

Általánosítva, a mechanikailag elkülöníthető tömbök határai az akusztikus paraméterekben, míg a tömbök tulajdonságai a PSQ-mérésekben ismerhetők fel leginkább. E módszerek tehát — külön-külön meglévő előnyeik és hátrányaik mellett — egymást jól kiegészítik.

Megjegyezzük, hogy a PSQ-ból származó sebességértékek vertikális sebességmérés eredményei, és a gránittestek anizotrópiája miatt eltérhetnek a közzettömbön belüli horizontálisan mérhető sebességektől. Különösen igaz lehet ez a tranzverzális hullámok esetében, ahol a jobb felbontóképesség miatt a sebesség-anizotrópia a repedezettség irányától is függhet.

A lyukbeli szeizmikus sebességek változásai egyben az akusztikus impedancia változását is jelentik, ezért — és mivel mérési frekvenciatartományuk is közel van egymáshoz — a lyuk-felszíni mérések a felszínről végzett szeizmikus reflexiós mérések eredményeihez jól illeszkednek (az Üh-2, Üh-22 és Üh-27 fúrás körzetében).

Lyukradarmérések

A földradarmódszer a 10 és 2000 MHz közötti frekvencia tartományba eső elektromágneses hullámokat használja. A közeg dielektromos állandója határozza meg a hullám terjedési sebességét, vezetőképessége pedig a hullám elnyelődését. Ha valamely határfelületen a terjedési sebesség vagy a fajlagos ellenállás megváltozik, a jel egy része visszaverődik, míg a másik része belép a következő rétegbe. A lyukbeli méréseknél az adó- és a vevőantenna egymás fölött helyezkedik el, az eszközt egyenes sebességgel mozgatjuk a lyukban, így folyamatos reflexiós szelvény áll elő. A bátaapáti (üveghutai) mérésnél alkalmazott 100 és 250 MHz-es dipólantennák körszimmetrikusan sugároztak, ezért a mérésekkel a réteghatárok dőlésszögét igen, de dőlésirányát nem lehetett meghatározni.

Lyukradarmérésekre csak bizonyos fúrólukakban (Üh-3, Üh-5, Üh-23, Üh-25, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-37) került sor, jóval azok állandósítása után (PRÓNAY

2003). Sajnálatos, hogy az „állandósítás”, az omlékony szakaszok fém béléscsővel történő kizárása, éppen ott tette lehetetlenné a radarmérést, ahol erre a leginkább szükség lett volna a nagyobb töréseknek a fúróluk környezetében való nyomon követéséhez.

A 2. ábrán a fúrólukbeli radarszelvényeken általánosan felismerhető jelenségeket mutatjuk be az Üh–23 fúrás egy kiválasztott szakaszán. A körszimmetria miatt a reflektáló felületek dőlésirányuktól függetlenül a fúrólukkal bármely irányú metszetben ugyanolyan szöveget zárnak be, így a lyukkal való metszéspontjukból kiindulva jellegzetes V alakú reflexiós jelet formálnak.

A módszer a legjobb eredményeket a legkisebb vezetőképességű, a gyakorlati szempontból legjobb minőségű gránitban szolgáltatja, lehetőséget adva ezzel a mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérésekkel analóg kőzetanyag-minősítésre is. Az ábra felső részén a legkisebb a behatolás, a lyuk-tengelytől számítva radiálisan kb. 10 m, míg az ábra alján lévő legjobb minőségű gránitban a 17 m-t is elérte. Jó minőségű gránitban egy-egy reflexiós felület akár 30 m-es hosszúságban is követhető (ilyen az ábrán piros nyíllal jelölt jelenség).

Reflektáló felületek lehetnek a gránitban lévő törések, törésses övek vagy a gránit anyagában bekövetkezett változások (az ábrán monzonitos zárványsáv „beékelődése” a monzogranitba). A reflexiókon kívül jellegzetesek az adóantenna energiáját szétszóró inhomogenitásokról származó jelek, az ún. diffrakciók, amelyek a fúrólukat nem metsző törésekről, repedésekről, kőzettani határokról tanúskodnak.

A radarmérések értékelését a mélyfúrás-geofizikai, valamint földtani adatok együttes értelmezésével lehet elvégezni. Egyszerű hasonlattal élve az akusztikus lyukfal-televízió a fát, míg a radar az erdőt látja, így adataik egymást kiegészítik.

A gránittest belsejének leképezése

A gránit belsejéről a legjobb felbontású geofizikai információt a vizsgált anyaggal közvetlen kapcsolatba kerülő mélyfúrás-geofizikai és lyukradar-vizsgáló módszerek adják. A jó felbontás ellenére a mért paramétereket a szomszédos fúrólukokban csak a legkritikább esetben lehet egymással korrelálni. A gránittest térbeli leírásához a fúrólukok száma — az azokban elvégezhető geofizikai mérések értékelésével együtt is — nem elegendő, az igen részletes lyukbeli információ nem pótolja a lyukközi tér ismertségének hiányát. A gránittesteknek a fúrólukban megfigyelhető jellemzőihez képest létezik egy, a lyukak közötti léptékben jellemző változékonysága, amelyet az alkalmazott módszerek közül a legjobb felbontásban a szintén fúrólukakat használó, ezáltal geometriájában kötött szeizmikus átvilágítási módszerek képeznek le.

Az átvilágítási eredményeket egyéb lehetőségeket híján szigorúan a fúrólukak síkjába eső jelenségekként értékeljük, bár a gránittest változékonysága valójában háromdimenziós. Ezt bizonyítják az egymáshoz közel lévő Üh–3 – Üh–23 és Üh–3 – Üh–22 – Üh–2 – Üh–23 síkban mért szeizmikus to-

mográf adatrendszerek, amelyek — eltekintve a felbontóképességbeli eltérésektől — csak nagy vonalakban mutatnak hasonló szerkezetet, akárcsak az, hogy az Üh–3 fúrásban megismert szerkezet különböző irányokban mérve más és más képet mutat (3. ábra). Az ábrából az is nyilvánvaló, hogy a fúrólukokhoz kötött átvilágítási szelvények nem feltétlenül jellemző szeleitei az adott szerkezetnek.

A gránittest megfelelő ismeretességi szintű jellemzéséhez azokat a felszíni geofizikai módszereket célszerű alkalmazni, amelyek várható eredményei módszerenként megfelelnek az alábbi kritériumoknak:

- az értelmezhető jelek bizonyítottan a gránittest belsejéből származnak,
- a módszerek felbontóképességben nem különböznek jelentősen egymástól, végül
- a mérések sűrűsége elegendő az értelmezéshez.

A kritériumokat a felszíni geofizikai módszerek külön-külön csak részlegesen teljesítik. Felbontóképesség szerint javuló sorrendben a magnetotellurikus, a szeizmikus 3D bemező hullám tomográfia és végül az S-hullám reflexiós mérések alkalmasak a lyukbeli és a lyukközi térrész jellemzőinek kiterjesztésére a vizsgált területre.

A következőkben a gránit belsejére vonatkozó, S-hullám reflexiós és lyukközi tomográf mérések együttes értelmezését mutatjuk be. A gránittömböket a szeizmikus tomográf mérések alapján definiáljuk (4. ábra, a), míg a tömböknél nagyobb blokkokat a szeizmikus S-reflexiós szelvények alapján jelöljük ki (4. ábra, b, c).

A gránitblokkok és -tömbök

A gránittesten belül a nagyobb mélységben jelentkező reflexiós zónák határozottabban felismerhetők, mint a gránitfelszín közelében lévők, ezért a blokkok kijelölésében is nagyobb a szerepük. A blokkhatárokat a reflexiók megszakadásai alapján jelöljük ki. A reflexiók legerősebben a BS szelvényen kék színnel kiemelve láthatók a 0–100 m Bf szint táján (4. ábra, b). Ugyanez a jelenség, bár enyhébb formában, de hasonló mélységben felismerhető az AS szelvény kb. 600–800 m-es szakaszán is (4. ábra, c), ezért feltételezünk egy, a blokkon belüli, a jelzett reflexiós zónán keresztül megvalósuló K–Ny-i irányú szerkezeti kapcsolatot. A reflexiós kép alapján valószínű, hogy ez a zóna ugyanezzel a dőléssel az AS szelvény folytatásában a további blokkokban is folytatódik, de szerkezeti jelentősége kisebb, mert a reflexió csak helyenként, jóval kisebb amplitúdóval ismerhető fel.

Az AS szelvényen szembeötlően jelentkezik egy másik, blokkhatárokon is átvívelő, az előzőnél mélyebben lévő reflexiós zóna, amelyet az Üh–27 fúrás a lyuktalpon érinthetett (4. ábra, c), az Üh–23 még éppen nem, míg az Üh–2 fúrás a kb. –30 m Bf szinttől kezdődően kb. 60 m hosszban harántolhatta. A reflexiós zóna az Üh–2 és Üh–22 fúrás között határozottan megszakad, majd D-i irányban tovább folytatódik, s csak helyenként ismerhető fel.

Az Üh–2 fúrás blokkjának É-i és D-i határa egybevága lyukak közötti szeizmikus tomográf vizsgálatok eredmé-

nyeivel is, a blokkot szinte egy darab nagysebességű szeizmikus tömb alkotja (4. ábra, a), amelyet a jelzett zóna alulról határol le. Bár az Üh-22 fúrástól kezdve a tomográf és a reflexiós szelvények nyomvonalai különválnak, mindkét szelvényen sokkal tagoltabbnak tűnik az Üh-22 fúrás blokkja. Az Üh-22 fúrás –100 m Bf környéki diffrakciója, annak lokális jellege, egy, a szelvényre közel merőleges szerkezetet sejtet.

Az AS szelvény 1100–1200 m-ében jelölt két blokkhatár egyben az Üh-4 fúrás kisebbességű tömbjének oldalsó határa is, amely az Üh-5 fúrás irányában nyúlik el, a tomográf mérések szerint azt majdnem elérve. A reflexiós szelvény a kisebbességű tömb szélén halad át, ezért a tömb oldaláról, aljáról kis sebességgel, de nagy energiával beérkező reflexiók a tömb alóli beérkezéseket felismerhetetlenné teszik (SHTIVELMANN, MARCO 2003).

A reflexiós mérések alapján kialakított blokkhatárok a magnetotellurikus mérések anomáliáinak szerkezetével (VÉRTESY et al. 2004) erős hasonlóságot mutatnak.

A blokkyszerű jellegzetességeken túlmenően a gránittest a szeizmikus tomográfia eredményei alapján strukturátlan, szabályos határoló idomok nélküli, a szeizmikus hullámterjedési sebességben és abszorpciójában elkülönült, változó nagyságú tömbökkel jellemezhető (4. ábra, a és 5. ábra, a). A tömbök külön-külön „nagysebességűek” — longitudinális hullámterjedési sebességük kb. 5300–6000 m/s — vagy „kisebességűek”, 4000–5300 m/s-os jellemző sebességgel. A tömbök közelítő alakját a módszer által meghatározott pontossággal az ábrákon az elkülönült piros–sárga és kék–zöld foltok jellemzik. Nagysebességű tömb van pl. az Üh-27 és az Üh-3 fúrás környezetében 100 m Bf-nél mélyebben,

1. táblázat. A blokkok és tömbök jellemzőinek összefoglalása

Sor-szám	Blokk	Fúróluk szakasz (m Bf)	Szeizmikus jellemzők	Jellemző potenciál (m Bf)**	Megjegyzések
1.	I.	Üh 27 (200–120)	kisebességű tömb, [4000–5200 (m/s)], a tömb alsó határa a reflexiós és a tomográf felvételeken is megjelenik	201	
2.	I.	Üh-27 [120–(-80)]	nagysebességű tömb, [6000 (m/s)], a tömbön belüli szeizmikus reflexiós szintek egybeesnek a fúrásban harántolt vízbeáramlási helyekkel	190	1. reflexiós környezet: nagy fajlagos ellenállású környezetben helyenként a repedéssűrűség megnövekszik, miközben az ellenállás lecsökken; ez a sebességet és a BHTV átlagamplitúdót nem befolyásolja, a lapos dőlésű törések száma relatíve növekszik* 2. reflexiós környezet (a fúrás talpa): a V_p/V_s megnövekszik, a fajlagos ellenállás erősen lecsökken*
3.	II.	Üh-23 (200–45)	kisebességű tömb [3800–5100 (m/s)], nem egységes sebességgel	212	anomálian magas potenciálérték, egyik interferenciás kútvizgálatra sem válaszolt**
4.	II.	Üh 23 [45 (–30)]	reflexió helye, kb. 20 m Bf-nél egybeesik a fúrásban harántolt vízbeáramlási hellyel, azonosítható, határozott blokkhatár az Üh-2 felé a reflexiós szelvényen	kb. 45 m Bf-nél nagy mértékű nyomásesés	a fúrás talpa közel van az Üh 27 és Üh 2 fúrások alját harántoló reflexiós felülethez a mélyfúrás-geofizikai illusztrációt lásd a 6. ábrán
5.	III.	Üh-2 [170–(-100)]	nagysebességű tömb és blokk egyben [5300–6000 (m/s)], 30 m Bf-től reflexiós szint, amely az Üh 23 irányában határozottan követhető, de megszakad az Üh 22 irányában	190	a fajlagos ellenállás és a transzverzális hullámsebesség 0 m Bf-től a lyuktalpig határozottan csökken, hasonlóan a 6. ábrán látottakhoz* a fúrás alján keresztül megvalósuló gyors hidraulikai kapcsolat az Üh 27-es fúrással**
6.	IV.	Üh-22 [200–(-100)]	kisebességű és nagysebességű tömbök [4200–5200 (m/s)], a tomográf felvételen meredek dőlésű anomáliák a VSP felvételeken is megjelennek	212	a földtani leírással összevetve a kisebbességű zónák elagyagosodott, összetört gránitot mutatnak, a kisebbességű sávok rendre töréscsövekkel azonosíthatók *
7.	IV.	Üh 22 (–100)	erős diffrakció kb. (–100) m Bf-nél, határozott blokkhatár az Üh 2 felé a reflexiós és a tomográf szelvényen is	197	tömbhatár, a dőlésirány statisztikai értékének megváltozásával*
8.	-	Üh-28 (180–125)	kisebességű tömb [4800–5400 (m/s)]	218	125 m Bf-en mélyfúrás-geofizikai mérésekkel is valószínűsíthető kapcsolat az Üh-3 és Üh-4 felé
9.		Üh 28 (125–25)	nagysebességű tömb [5800 (m/s)]	197	az Üh 3 felé nem egységes tömb
10.		Üh 28 [25 (–40)]	kisebességű tömb [4600 (m/s)]	202	

* ZILAHÍ-SEBESS 2003 jelentésében lévő vagy újabb mélyfúrás-geofizikai adatokból, vagy ezek alapján tett megállapítások.

** BENEDEK et al. 2003 és ÁCS et al. 2003 jelentéséből átvett megállapítások.

kissebességű tömb(ök) pedig az Ũh–23 és az Ũh–4 fúrás környezetében 100–200 m Bf között észlelhetők. A legkisebb kimutatható tömbök mérete kb. 20 m-es (pl. az Ũh–22 és Ũh–3 fúrások közötti nagysebességű tömbök). A legnagyobb tömbméret a fúrólukak közötti távolsággal összemérhető, 200–250 m-es, ilyen pl. az Ũh–27 és Ũh–23 közötti nagysebességű tömb, amely valószínűleg az Ũh–37 fúrás irányában is folytatódik.

A lyukközi tomográf mérések szerint a nagy szeizmikus sebességű tömbök anyagának mechanikai állaga jobb, ellentétben a kissebességű tömbökkel. A mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok szerint a tömbön belül a nagyobb szeizmikus hullámterjedési sebesség nagyobb, a kisebb sebesség kisebb fajlagos ellenálláshoz társul (5. ábra, b).

A tömböket a tomográf szelvényeken rendszerint átmeneti sáv, gyengült zóna választja el egymástól.

A gyengült zónák akusztikus hullámterjedési sebessége és fajlagos geoelektromos ellenállása kicsi (ZILAHÍ 2003). Az 5. ábra b részén a nyilak a szomszédos fúrólukakban lévő gyengült zónák hasonlóságára hívják fel a figyelmet.

A tomográf képen látható átmeneti sávok irányítottága változó. Figyelemre méltó, hogy az Ũh–28 és az Ũh–3 fúrások között kb. a 100 m Bf szinten megjelenő gyengült zóna ugyanezen mélységben az Ũh–2 fúrás kiemelt blokkjának kivételével a 4. ábra (a) fúrásaiban készült tomográf felvételeken is megjelenik. Ugyanez az átmeneti sáv az Ũh–3 fúrástól az Ũh–4 irányában lépcsőzetesen lejt.

Nagyon valószínű, hogy a fentebb leírt blokk- és tömbhatárok egységes szemléletben is kezelhetők lennének, ha a kétfajta szeizmikus mérés értelmezési tartományai nagyobb mérési területen esnének egybe. Az egyik legfontosabb elem például, az Ũh–27 és Ũh–2, illetve az Ũh–23 fúrás alatti, a reflexiós szelvényen határozottan látszó reflexióköteg környezete, a tomográf szelvényen erősen adathiányos, és egyedül az Ũh–2 fúrás környezetében, kb. a –70 m Bf szinten fedezhető fel.

A szeizmikus módszer szerint kialakított gránitblokkok és -tömbök, valamint a fontosabb jelenségek bemutatására az 1. táblázatban összefoglaltuk azok geofizikai jellemzőit. Ezek vízföldtani kapcsolatait az alábbiakban elemezzük.

Vízföldtani kapcsolatok

A gránittest inhomogenitását, a blokkok és tömbök közötti, illetve azokon belüli hidraulikus kapcsolatokat a szeizmikus kutatással is megegyező léptékben leginkább a vízföldtani vizsgálatok igazolják (BENEDEK et al. 2003; ÁCS et al. 2003).

A vizsgálatok együttes értékelése alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a szeizmikus reflexiós módszer alapján definiált csökkent sebességű zónákhoz kapcsolódó repedésrendszer vízszállító képessége meghaladja a blokkokon belüli vezetési paramétereit. A gránittesten belül összességében ezek az *elsődleges* vízvezetésű zónák, mert a vízvezetés elsősorban az ezekhez kapcsolódó repedés-rendszeren keresztül valósul meg. A szeizmikus reflexiós szelvényen kisdőlésűnek látszó szerkezeten belüli vízve-

zetés tényleges pályája az Ũh–2, Ũh –27-es fúrásokban végzett, a szeizmikus módszerhez képest nagyobb felbontású hőimpulzusos áramlásmérések szerint (SZONGOTH, GALSA 2003), kisebb méretű, meredek dőlésű repedések mentén realizálódik. Véleményünk szerint ezen egymástól eltérő, kétféle meredekségű repedések szuperpozíciója megmagyarázhatja a reflexiós szerkezet irányultságához közeli dőlésű pálya mentén megvalósuló vízvezetést.

A vízvezetéssel kapcsolatba hozható szerkezet látható a szeizmikus szelvényen az Ũh–2 fúrástól az Ũh–27 (Ũh–37) fúrásokon át követhető reflexiók alapján. Ezt az értelmezést alátámaszthatják az Ũh–27 és Ũh–2 fúrásokban végzett interferenciás és egyedi kútvizsgálatok eredményei még akkor is, ha a fúrások a vizsgálat szempontjából jellemző szakaszainak földtani jellegzetességei ezt a korrelációt nem támogatják: az interferenciás kútvizsgálatok kölcsönösen ugyanarra az eredményre vezettek, és az egyértelmű válaszokat adó szakaszok (a fúrások alsó tartományai) az egyedi kútvizsgálatok szerint egyazon nyugalmi potenciálú szakaszoknak bizonyultak.

Hasonló jelenséget tételezünk fel az Ũh–23 fúrás blokkjában, ahol a tömbön belül a 4. ábrán kék színnel jelölt reflexiós szint tájékán hirtelen hidraulikus potenciálugrás figyelhető meg úgy, hogy közben a szomszédos blokkok irányában nincs vízvezetés (1 táblázat 4. sor). A potenciálugrás környezetének mélyfúrás-geofizikai jellemzését a 6. ábra illusztrálja. A törés a fúrásán belül a viszonylag nagysebességű szakaszon jelentkezik határozott, csökkenő trend szerinti, jellegzetes relatív minimumokkal a fajlagos ellenállásban és az akusztikus transzverzális hullámsebességben.

A szeizmikusan nagysebességű tömbökön belül rendre kisebb nyugalmi potenciálértékek figyelhetők meg, mint a kissebességű tömbökön belül. A vizsgált példákban a nagysebességű tömbök potenciálértékei 200 m Bf alatt, míg a kissebességű tömbök potenciálértékei mindig 200 m Bf fölött vannak. Mindezek miatt úgy gondoljuk, hogy a tömbök a szeizmikus sebességgel is összefüggő, külön-külön önálló hidraulikai rendszert képeznek. Míg az Ũh–27 és Ũh–37, a tomográfia szerint nagysebességű fúráskörnyezeteknek a telephelyi átlagtól eltérő 3–4-szeres transzmisszivitását figyelték meg (BALLA et al. 2003), addig az előbb vizsgált Ũh–23-as fúrás átlagos sebességű és transzmisszivitású is egyben.

A transzmisszivitás és a szeizmikus hullámterjedési sebesség közötti számszerű kapcsolatot azért nem lehet pontosan megállapítani, mert a transzmisszivitást leginkább befolyásoló szakaszok a tomográf sebességértékeket kis geometriai méretüknél fogva alig befolyásolják. A fúrási tapasztalatok szerint még az ún. töréses övek is nagyon korlátozott mértékben adnak vizet, tehát a víz tényleges pályája csak nagyon kis fúrászakaszokra koncentrálódik, sokszor egy-egy nagyobb repedésre.

A kissebességű tömbök rendszerint rosszabb vízvezető képességűek a nagysebességűeknél, mert a tömb egészében véve — és egyben a repedésrendszere is — feltehetőleg jobban elagyagosodott, ami a vízvezetési tulajdonságok csökkenéséhez vezetett. Az elagyagosodás feltevését tömb-

méretekben a porozitással meg nem magyarázható kis sebesség megjelenésével indokoljuk.

A jó vízvezető képességű tömbök a tömb egészét tekintve jobb mechanikai állapotúak, ugyanakkor a tömbön belüli repedések az agyagoság hiányában nagyobb valószínűséggel nyitottak. Mindezek mellett a mélyfúrás-geofizikai szelvények léptékében a vízvezető zónák relatív sebességcsökkenést mutatnak a tömbbéli tomográf sebességértékhez képest. Ez lehet a magyarázata, hogy a nagysebességű tömböknél — akár erősebb repedezettségük ellenére is — rosszabb vízvezető képességgel bírnak a kisebb sebességű tömbök.

A nagysebességű tömbökön belül a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok szerint is a meredek dőlésű vízvezető repedések a jellemzőek (SZONGOTH, GALSA 2003). Mivel a vizsgálati területen a fúrások elkülönülten egy-egy blokkban vannak, erre csak következtetni tudunk a tomográf sebességkép alapján.

Több adatra volna szükség a geofizikai módszerekkel meghatározott blokkokon belüli gyengült zónák hidraulikai szempontból történő vizsgálatához is: feltehető, hogy a tomográf kép szerinti kis dőlésű gyengült zónák általában nem jó vízvezetők (lásd az Üh-22 és Üh-3 kapcsolatát a 100-140 m Bf körüli mélységben, 4. ábra, a, BENEDEK et al. 2003).

Összességében az AS szelvény D-i oldalának vízvezetési tulajdonságai rosszabbak lehetnek a reflexióban gazdagabb, ezért jobb mechanikai állagú É-i oldal tulajdonságainál (4. ábra, c). A két területet elválasztó övezetben lévő „torlasztó zónák” feltehetően a szelvényre közel merőleges irányú

agyagos töréses övek (BALLA, MOLNÁR 2004; BALLA et al. 2004), szeizmikusan reflexióhiányos zónák. Ilyenek az Üh-2 és Üh-22 fúrás között keskenyebb, az Üh-22 és Üh-5, valamint Üh-26 fúrások között szélesebb sávban található a szeizmikus szelvényen.

Következtetések

A gránit felszínének nyomozásához, a gránittest térbeli jellemzőinek megismeréséhez a leírt módszerek alapvetően járulnak hozzá. A fúrólyukban és annak tágabb környezetében mélyfúrás-geofizikai és lyukradarmódszerrel jellemezhető a gránittest. A mért adatrendszerek elektromos és akusztikus (szeizmikus) paramétereikben egymással jól korrelálhatók.

A dolgozatban az egyazon szelvényben mért S-reflexiós és szeizmikus lyukközi tomográf mérések, valamint a földtani-hidrogeológiai adatok együttes értelmezésének lehetőségét mutattuk be.

Feltehetőleg vízvezetési képességgel bírnak a szeizmikus S-hullám reflexiós felvételeken talált szerkezetekhez köthető zónák. Ezekhez képest a szeizmikus P-hullám fúrólyuk-átvilágítások eredményeképpen kapott nagysebességű tömbökön belüli, feltehetően meredek törések mentén megvalósuló jó vízvezető képesség szerepe másodlagos a hidraulikai kapcsolatokban. A tömbök közötti gyengült zónák a vízvezetés szempontjából kisebb jelentőségűek, és szerepük további vizsgálatra szorul.

Construction and application of a geological 3D model at the Bátaapáti (Üveghuta) Site

GÁBOR TURCZI, GÁSPÁR ALBERT, GERGELY HAVAS and ANDRÁS TISZA

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út

Keywords: data handling, data processing, digital data, digital terrain models, geologic maps, Hungary, mathematical methods, Mórággy Block, South-eastern Transdanubia, three-dimensional models

Abstract

The objective of setting up a model is to create a system reflecting reality concerning a certain aspect which facilitates the creation of experiences and gets answers to specific questions. The geological 3D model projects the geological setting of a certain part of the Earth's crust emphasising the features of rock units. Hierarchically, data put in the model can be subdivided into primary and derived data. The primary data of the model include the terrain relief, outcrops of rocks and drilling data. Derived data are created by them through estimation procedures. Manually compiled subsurface rock boundaries and surfaces are assigned to data regarded as having secondary priority.

The 3D model elaborated during the investigation was aimed essentially at drawing up a picture about the geological setting of the area as well as supporting hydrogeological modelling. The fulfilment of these tasks needed the definition of the following basic surfaces: terrain relief, relief of basement rocks, and relief of the Quaternary bottom. The application of basic surfaces and the subsurface map promoted the generation of the derived surface geological map. Apart from the data for the fracture zones and rock boundaries, some derived data (*e.g.* inferred fault planes) based on the results of different investigation methods were also placed in the model. This made it possible to determine the hierarchy of the fracture zones and also to further subdivide basement formations to rocks of inferred monzonite and monzogranite composition.

Introduction

The objective of setting up a model is to create a system reflecting reality concerning a certain aspect which facilitates the creation of experiences and gets answers to specific questions. The way in which the model displays reality is not the same as reality itself but it makes it possible to simulate reality. This demonstration method is based essentially on a mathematical approach supported by data which can be observed. The geological 3D model projects the geological setting of a certain part of the Earth's crust emphasising the features of rock units. The basis of this projection may be a dataset characterising the examined rock unit in spatially scattered (surface or subsurface) points. The 2D final product of such a projection may be a map or geological profile. They are capable of reflecting several dimensions including time or the third dimension of space; they cannot, however, replace an expressive 3D model with an enormous storage capacity.

With regard to a dynamic model, it should definitively be able to receive and process new data and to display the related modification in the output side. If these conditions are not met is merely a static one. Both the dynamism and expressiveness of a model depend first of all on the applied development software.

Accordingly, the model is made up of two basic features: the operating medium (software) and the input database (basic data). Instead of corresponding to an exactly defined database and format, the notion of a "3D geological model" is like a strong generalisation which is expected to provide continuous information on a specific spatial segment; this segment can be interpreted along certain planes and surfaces. Whatever model is used, its basic task is to demonstrate the geological structure of a spatial unit. One of the several methods available for the solution of this task is a structure made up of voxels. The latter can be interpreted as a set of essentially homogeneous prisms which are fitted tightly to each other and which can carry any kind of information (*e.g.* about rock

and its features). The accuracy depends on the size of the voxels — *i.e.* of the model's resolution. The fact that the information referring to the observation points is not saved in the model is a handicap of this method.

Another approach is to define the spatial extent, surface and thickness of different rock units. This method is based on the application of distortion-free, accurately georeferenced information (map polygons, drilling data) gained from primary observation points. While the operation principle of the first method is analogous with the 2D raster-based technique, the second one is based on the technology of 2D vector-based display.

The database of the geological model is based on borehole data as well as on surface and deep subsurface maps and profiles. Its realisation is the function of the application software.

In the following part of the paper the geological 3D model set up during the ground-based geological investigation of the Bábaapáti (Üveghuta) Site is scrutinised together with related derived maps.

The 3D model elaborated during the investigation was aimed essentially at drawing up a picture about the geological setting of the area as well as supporting hydrogeological modelling. The fulfilment of these tasks needed the definition of the following base surfaces:

- terrain relief,
- relief of basement rocks,
- relief of the Quaternary bottom.

Delimitation of rock units by faults and separation of basement rocks with a definition of their spatial extent present a complicated task. The afore-mentioned basic surfaces provide the background to its solution. After an overview of the model's data structure the process of creating the basic surfaces are demonstrated, and then the creation of thematic topologies are presented. Although the analysis of the model and the interpretation of fracture zones are closely associated with the mentioned above procedures the latter were performed in an independent modelling environment.

Data structure of the model

Elaboration of the 3D model not only provided better understanding of geological structures but also enabled synthesising of the data from different research areas. Consequently, the model had a data storage aspect as well. This means that not only the x , y coordinates of the analysed and processed objects, but also their z altitudes were defined in geometric space instead of storing the latter as descriptive attributes. The 3D model space corresponds to the EOJ (Uniform National Projection) geodetic space.

Owing to the diversity of methods used during the investigation, input data were given in different formats. The same process applied to output data as well. In order to ensure uniform data processing within the modelling environment, both the source and the conditions of the creation of the data were classified.

Hierarchically, data put in the model could be subdivided into primary and derived data. The primary data of the model included the terrain relief, outcrops of rocks and drilling data. Derived data were created from them using estimation procedures. The resulting points could be overwritten by data of higher priority (*e.g.* drilling data; ALBERT 2003a). Manually compiled rock boundaries and surfaces (BALLA et al. 2003) were classified as derived data — *i.e.* data of secondary priority.

With this model, for data processing geometry is of crucial importance. The continuity of the model was ensured by surfaces based on point-type or linear information. Processing was performed by 3D CAD and GIS tools.

General workflow of surface generation

Generation of surfaces and the knowledge of their data structure model are indispensable for understanding the analyses which can feasibly be expected of the model and also the limits of the model. A single surface models the actual or a specific palaeogeographic relief.

In the model the workflow of surface generation is presented by processing the terrain relief. The fundamental prerequisite of relief generation involves loading the typical points of relief elements into a 3D system (provided their 3D coordinates are available). They can be typed in from a table or done automatically by data input from positioning tools (*e.g.* GPS, survey station). Another frequent method also used in the work requires the digitising of contour lines and altitude datum points from calibrated map sheets, or the adjustment of the digitised contour lines to the corresponding altitudes. The prepared 3D contour lines had to be imported in a 3D database. Apart from the 3D coordinates of the contour line vertexes, it also included the x , y , z coordinates of some other typical relief elements affecting interpolation (*e.g.* base points, peaks, faults, fracture lines, trenches, planar surfaces). The correct qualification of input data was of utmost importance at this stage because during interpolation the datasets describing different relief patterns were processed in different way. The complete workflow of processing is represented in Figure 1.

There are two methods for storing and displaying surfaces, however. However, the corresponding data format essentially defines the possibilities of further processing.

In the *TIN model* (TIN — Triangulated Irregular Network), by interpreting the vertex points of contour lines (and other input points of defined altitude) as the apexes of spatial triangles, the programme generates an irregular spatial network with geometry approximating the real surface. In the TIN model the altitude of any points can be determined by defining the intersection of the triangle, including the point and the straight line drawn at a right angle from the point. The advantage of the TIN model is that it stores all loaded data.

The *grid model* is a network made up of regular, spatially distributed rows and columns characterised by spe-

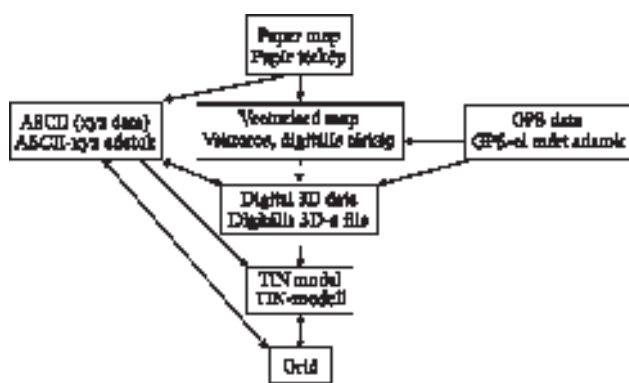


Figure 1. Workflow of surface generation
1. ábra. A felületmodell előállításának folyamata

cific extent (dimension) and orientation. Its extent depends on the number of rows and columns and their size. It is oriented by georeferencing one of its priority points (*e.g.* the upper left corner) in a specific coordinate system and, occasionally, by its rotation angle. With the coordinate definition of the priority point and its size parameters, all the points of the grid become oriented. In the 3D grid model, intersections of rows and columns can be generated through the interpolation of input data. These input data correspond to the irregularly scattered points of the TIN model. The distance between rows and columns determines the model's resolution.

One of the assets of the grid model is that it provides an opportunity to apply arithmetic operations between the grid points of overlapping surfaces of identical resolution (*e.g.* addition, subtraction), thus facilitating the generation of derived surfaces. Constants can also be specified in the calculations with grids and the execution of operations can be restricted by conditions. The compilation of cross sections and limit surfaces also pertain to the operations through surface models that are supported to various extents by different softwares.

The thoroughly prepared grid model can serve as a basis for compiling contour line maps of cartographic quality or for generating continuous shaded surfaces displayed by different methods.

Summarising, it can be stated that the first step of model generation is the classification of data coming from diverse sources and their input in the processing environment. It is followed by the generating TIN and finally grid models; the latter support the arithmetic operations between the surfaces.

Generation of basic surfaces

Terrain relief is the uppermost delimitation of the geological 3D model. Simultaneously, it is the primary surface that can be displayed with most accuracy. It provides important source data for the hydrogeological model and for the analysis of fracture zones, and also for the geological map. The latter can be compiled upon the

surface and basement relief of basement rocks and Quaternary beds.

It was started with the raw, 3D digitised contour outlines of Fömi's (Institute of Geodesy, Cartography and Remote Sensing) 1:10,000-scale topographic maps. With these maps the spacing between contour lines represents 2.5 m in real life. Points resulting from the cross section survey of valleys and related derived detailed contour lines (0.5 m spacing) were also available. The accuracy of the original contour lines is ± 83 cm, whereas in the surveyed valleys it was improved to ± 17 cm. In the first phase of the work the two models were merged. Two problems were faced, namely the different resolution of the two contour lines and the generalised pattern of contour lines adjusted to the 1:10,000 scale.

In the next stage the accuracy of the surroundings of different terrain features were enhanced. Since they (*i.e.* escarpments, gullies, road cuts, embankments, *etc.*) were not indicated in the contour lines given by Fömi, they also had to be added to the model (Figure 2). In order to improve accuracy they were also represented by contour lines on the basis of the 1:10,000-scale topographic map. Although the softwares would have provided an opportunity for direct input of the contour lines of terrain features, if this method had been used the necessary accuracy expected at 2 m resolution could not have been achieved.

To achieve further improvement in accuracy, the contour lines of valley bottoms were also digitised. This made it possible to avoid non-existent "holes" in valley bottoms. These "holes" occasionally appeared in the terrain model during interpolation. Due to the consideration of surfaces covered with water as uniform, planar surfaces they had to be excluded from interpolation; therefore their contour lines were also put in the model.

For faster processing the area was subdivided into several parts. Each significant work phase was terminated by checking in order to pick up drawing errors, contour lines put on false altitude, line breaks, *etc.* Moreover, during the workflow the separately processed areas had to be adjusted to each other as well.



Figure 2. Improvement of the accuracy of contour lines
2. ábra. A szintvonalrajz pontosítása

In the final phase of processing a TIN model was generated from the corrected contour lines which served as the basis for constructing a 2×2 m resolution grid through linear interpolation — *i.e.* the grid model. This resolution was determined by the fact that narrow valleys, gullies, road cuts, *etc.* disappear partially or completely from the model. A higher resolution would have demanded a substantially longer processing time given that the amount of necessary calculations would concomitantly have grown exponentially. The area represented by the model is 4501×4001 = 18,008,501 pixels, corresponding to 72 km².

Concerning derived surfaces, the first one prepared was the alluvium model. It was based on the thickness map compiled by A. Dudko upon the basis of drilling data. The contour line indicating 0 m thickness corresponds simultaneously to the boundary of the alluvium's extent. The related digital processing resulted in a contour line map with spacing of 1 m. This was used as input for the thickness model firstly in TIN and then in a grid of 2×2 m resolution. The basement model of the alluvium was generated by subtracting the thickness model from the terrain relief model.

The source of generating the basement relief was the palaeogeographic relief compiled by Z. Balla with 10 m contour line spacing. Following the scanning and digitising of the contour line map the density of the contour line spacing had to be enhanced to 2.5 m in order to acquire a smoother surface. The checking of basic data proceeded in the same way as in the terrain relief model. A TIN and then a grid model was generated from the 3D linework. This overlapped with the terrain relief model and had the same resolution. The intersection line of the basement relief surface and the alluvium basement model with the terrain relief model manifested the boundary of the exposition of the basement (Figure 3). Occasionally it deviated from the already known and fixed outcrop boundaries. Deviations were corrected by local modification of the initial contour



Figure 3. Intersection line of the palaeogeographic relief of the basement and the ground surface

3. ábra. Az alaphegység ősföldrajzi domborzata és a felszín metszésvonala

lines. This resulted in the lifting or sinking of the theoretical (palaeogeographic) surface. A new grid model was created using the new contour lines. The iteration procedure was carried on until the error had become less than ±80 cm. The relief model of the basement was generated by the algorithm as follows:

```

if
    AHO ≥ DTM
then
    AHF = DTM – ALV,
if
    AHO < DTM
then
    AHF = AHO,

```

where

DTM — terrain relief,

AHO — palaeogeographic relief of the basement,

AHF — basement relief,

ALV — thickness of the alluvium (beyond the boundary of extension the model invariably had a 0 value).

The basement surface of the Quaternary beds is made up of 3 units and these were appropriate for modelling: the extension of Miocene beds directly overlying the basement, that of Pannonian beds, and that of Quaternary beds. The work was started with the extent and thickness map of Miocene and Pannonian sediments, with contour line spacing of 10 m. Similarly to the basement surface the density of the contour lines had to be enhanced and the same checking procedure was applied as well. The Miocene and Pannonian TIN and grid models were generated one by one since the two sequences were deposited independently of each other on the basement. The theoretical basement model of the Quaternary beds was brought about through the addition of the resulting thickness and the theoretical basement surface model.

The associated algorithm is as follows:

```

NFO = AHO + MPV,
if
    NFO ≥ DTM
then
    NFF = DTM – ALV,
if
    NFO < DTM
then
    NFF = NFO,

```

where

MPV — thickness of the Miocene and Pannonian sequences, respectively,

NFO — Quaternary bottom relief along the palaeogeographic relief of the basement,

NFF — Quaternary bottom relief situated below the palaeogeographic relief of the basement.

Cartographic quality contour lines were generated from each surface applying 10 m contour line spacing. The respective surface expositions of rock boundaries were also delineated on the maps.

Compilation of the surface geological map

According to the features outlined above, independent, spatially complementary basic surfaces presented themselves: terrain relief (DTM), basement relief (AHF) and the Quaternary bottom relief (NFF). Surfaces are the fundamental building components of the model. Though the main objective of model generation is the analysis of the hydrogeological setting and related fracture zones it is still appropriate for generating derived geological maps. It needs, however, the harmonised application of 3D and GIS tools.

In this case the theatre of 3D operations is the raw- and column-based regular grid. Processing is based on a raster technique. The required final output is a vector-based linework appropriate for GIS processing, including contour lines and area boundary features. Conversions are applied between raster and vector data formats.

The theatre of GIS operations is the topology. It is a specific data format of digital maps in which graphic objects are spatially arranged and, beside the usual set operators, some other “spatial” operators can also be deployed (TURCZI 2001). The latter are expressions of spatial definition (*e.g.* parts of A-attributed map elements can be found which touch and overlap with, or even contain B-attributed map elements, *etc.*). Anyway, set operations can be applied on the graphic objects that are considered as the building components of any topology. These operations are called filtering or, more commonly, topological queries. They can be performed by using commands of predefined syntax and they result in another topologically arranged thematic linework or map. Another significant feature of topology is that overlapping themes mutually inherit the attributes of one another (*e.g.* if the A-attributed sequence is crossed by a B-attributed fault, the fault also becomes A-attributed — namely, it acquires the attribute of the sequence it crosses).

In the following passage a presentation is given of the workflow which harmonised the assets of 3D and GIS tools used for the compilation of the geological map from raw source data.

Firstly, the exposition zones of the geological sequences were generated in a 3D environment through operations between the present terrain relief and the palaeogeographic surfaces.

The line of exposition and wedging out of the basement (AHK), as well as that of the wedging out of the Quaternary bottom (NFK) were examined. These can be generated by the following operations between 3D surfaces:

$$\text{DTM} - \text{AHF} \rightarrow \text{AHK},$$

$$\text{DTM} - \text{NFF} \rightarrow \text{NFK}.$$

The intersection of terrain relief and palaeogeographic surfaces yields a 3D curve. Its top view projection composes closed curves — *i.e.* area features. If the contour of the extent of alluvium (ALK) is also considered, the three areas embedded in one another designate the respective

surface extents of the Quaternary, Pannonian and Miocene sequences and basement rocks shown on the geological map.

In the second stage the surface geological map was produced by means of GIS tools. Different sequences on the surface of the basement, and the bottom of the Quaternary beds were delimited by Z. Balla using drilling data. The basis of GIS processing is the building of a complex topology, in this case made up of the following themes:

— subsurface image of the basement (AMK) — rock bodies delimited as area features and dykes as linear features,

— subsurface image of the Quaternary bottom (NMK) — rock bodies delimited as area features,

— exposition line of the basement (AHK) — closed areas,

— exposition line of the Quaternary bottom (NFK) — closed areas,

— extension boundary of the alluvium (ALK) — closed areas.

Accordingly, the topology is made up of five area themes and one line. Operations applied on the topology were as follows (Figure 4):

The union of the exposition of the basement and the Quaternary bottom, as well as the extent of the alluvium, yields the extent of Quaternary beds (Q), and simultaneously it also generates the area where Quaternary deposits are missing (NQ):

$$\text{AHK} + \text{NFK} + \text{ALK} \rightarrow \text{Q/NQ}.$$

The extent of the Pannonian beds (NFE) can be generated as the difference between the area without Quaternary deposits and the sum of the surface extent of alluvium and basement rocks:

$$\text{NQ} - (\text{AHK} + \text{ALK}) \rightarrow \text{NFE}.$$

The surface extent of the basement rocks (AHE) can be constructed as the difference between the area without Quaternary deposits and the sum of the surface extent of the alluvium and the Quaternary bottom.

$$\text{NQ} - (\text{NFK} + \text{ALK}) \rightarrow \text{AHE}.$$

The surface classification of basement rocks (AFE) is a joint part of the subsurface image of the basement and its surface extent. These map items can be processed by means of a spatial operator:

$$\text{AHE where it "CONTAINS" AMK} \rightarrow \text{AFE}.$$

Comparison of the results with the observation map reveals the errors of the model — *i.e.* the contradictions between the information inferred from field observations and drilling profiles on the one hand, and the compiled map on the other.

The 3D surface models were generated by GIS applications using Intergraph technology.

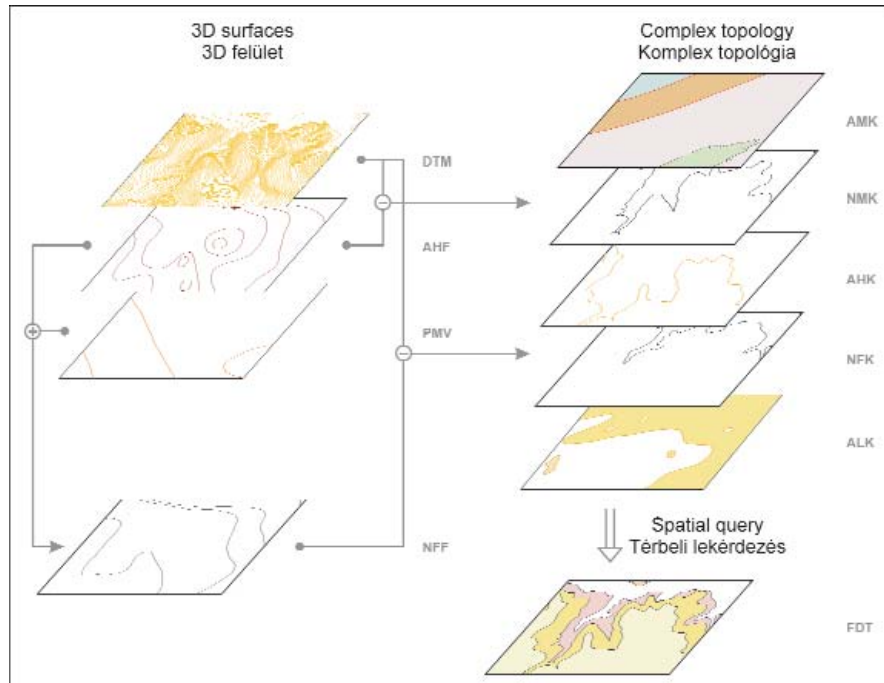


Figure 4. Application of 3D and GIS

4. ábra. 3D és GIS alkalmazása

Model analysis, analysis of fracture zones

With the progress of investigation, modelled geological objects should follow the changes of the database (which accumulate in volume) in order to use the objects in the generation of a preliminary geological picture. The resulting conclusions affect the model itself. Model analysis can thus be described as a multistage process in which the data of the model should definitively be kept up-to-date in each phase. In the phase of model analysis the basic surfaces generated by the afore-mentioned arithmetic operations are already stored in the database and on demand they can be displayed in any area (Figure 5), or they can be represented in the automatically-generated profiles with a zigzagging trace.

Apart from the high-priority data of fracture zones and rock boundaries recognised in boreholes (between monzogranite and monzonite), some derived data (e.g. inferred fault planes), based on the results of different investigation methods, were also included in the model (BALLA et al. 2003).

Simplified geological sequences of some 176 boreholes (including inclined holes) were used as inputs for the model with their coordinates true to scale. As a result of generalisation three types of sequences were distinguished: monzogranitoid, monzonitoid and sedimentary sequences. The data of detailed borehole profiles were attached as attributes to the appropriate points of the model space.

Since it was rather difficult to define the orientation of fracture zones observed in boreholes, their modelling was

based on secondary information, like hydrogeological data. Single-fracture models (planes) were fixed to the observation points of borehole profiles and they could be assigned to three types according to their creation method:

- planes definable upon one observation point with specified dip and azimuth;
- planes definable upon two observation points with specified dip and dip orientation;
- planes defined upon three observation points.

The thickness of fracture zones was determined by the average of the observed values in boreholes. Inferred fracture zones designated on the basis of indirect information were put in the model space in the same way but their thickness was restricted to 1 m.

On the basis of the preliminary geological interpretation, the parameters of fracture zones had to be modified in several cases. These values were fixed in tables and then added to the model. By changing the values, the parameters of the object characterising the zone also changed. The measure and nature of the changes were determined by examining the visual interpretation of the model.

As a next step the hierarchy of the fracture zones was determined. It was followed by further subdivision of the basement to rocks of monzonite and monzogranite composition. In spite of the considerably dense drilling network, rock boundaries were delineated manually since purely arithmetic models would have yielded misleading results due to the multitude of fracture zones cross-cutting the region. The preliminary geological interpretation deriving from the model constituted the initial basis for delimiting the sequence's boundary surfaces. Such a subdivision of inhomogeneous rock bodies requires complex structural geological

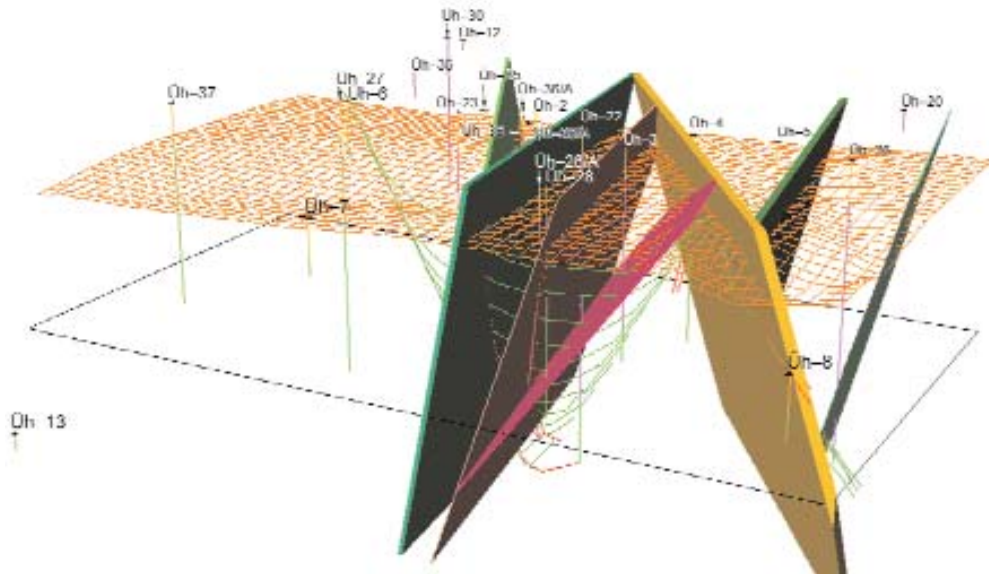


Figure 5. The model of the fracture zones and the granite complex after ALBERT (2003a)
orange grid = granite surface, green contour lines = the boundary surface between the monzonite and monzogranite; in the columns of the boreholes: green = monzonite, purple = monzogranite, yellow = loess. Northwest is left

5. ábra. A töréses övek és az alaphegység felszínének modellje ALBERT (2003a) szerint
narancssárga rács = gránitfelszín, zöld körvonalak = a monzogranit és a monzonit határfelülete; a fúrások oszlopainak színei: zöld = monzonit, lila = monzogranit, sárga = lösz. Északnyugat az ábra bal oldala felé van

knowledge that can only be asserted if the expert conducting the study has the opportunity to carry out a spatial examination of the 3D model.

An important aspect of the selection of the software environment for model analysis was the ability to move with ease in the model space, and the chance to compile the objects from any selected viewpoint. The need for fast delivery of the data of preliminary analysis to the users (*i.e.* hydrogeologists, geo-

physicists and other experts) in the required format was also considered. In the majority of cases output data were ASCII format AutoCAD exchange files (dxf). However, quite frequently, printed, true-to-scale lateral geological sections and geological profiles of a zigzagging trace line (Figure 6) were submitted to the users (BALLA et al. 2003).

The selected development software (Autodesk Land Desktop 3) provided an opportunity for the interactive com-

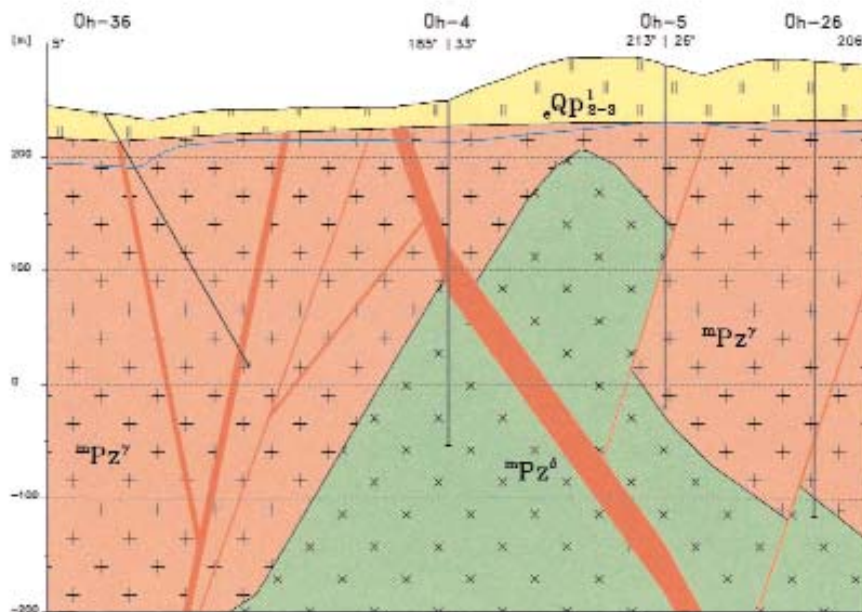


Figure 6. Vertical section of the model after ALBERT (2003b)

${}^m\text{Pz}^\gamma$ (pink) = monzogranite; ${}^m\text{Pz}^\delta$ (green) = monzonite; $e\text{Qp}_{2-3}^1$ (yellow) = loess; red = fracture zones. North is left

6. ábra. A modell függőleges szelvénye ALBERT (2003b) szerint
 ${}^m\text{Pz}^\gamma$ (rózsaszín) = monzogranit; ${}^m\text{Pz}^\delta$ (zöld) = monzonit; $e\text{Qp}_{2-3}^1$ (sárga) = lösz; vörös = töréses zónák. Észak bal oldalon

pilation of the surfaces to be modelled and to their modification; furthermore, for the users it facilitated the optional rotation of the 3D model as well as the modification of the representation and “husking” of the surfaces according to their needs. The possibility of defining the trace line of the profiles and block sections to suit the users’ requirements promoted better knowledge of the region’s geological setting. Optional selection of the viewpoint as well as the free movement in the model space substantially simplified compilation tasks in the 3D geodetic space. The resolution of the model is a user-specified parameter but it should match reasonably the accuracy of the input data — in this case to the order of mm (ALBERT 2003a).

It is thus clear that data input and modelling of the surface and subsurface sequences of the approximately 72 km² area are inseparable, parallel processes. Preliminary analysis of the model under construction proceeded while being simultaneously supported by designated block sections, together with profiles of an optionally oriented trace line and horizontal geological sections assigned at specific altitudes. Modelled sur-

faces and fractures could be studied and occasionally modified due to the dynamics of the 3D model and its flexible structure.

Summary

In this study the objective, the data structure and features of a geological 3D model have been outlined. It was shown that new derived information can be acquired by using basic and interpreted data. Though the task was realised using specific software, the application of 3D CAD tools and topology-based GIS has been outlined in general terms. It is important to note that the constructed model supports interactive and visual work that cannot be, or can only be performed with great effort by using traditional techniques. The model integrates various map-based and tabular data. The checking of elements making up the model and designed to eliminate detectable contradictions can also be performed in this process. The inclusion of derived data contributes to the development of the model.

References – Irodalom

- ALBERT, G. 2003a: Modelling of subsurface geological structures on a future disposal site of low- and intermediate-level radioactive wastes. — *European Geologist, Journal of the European Federation of Geologists* 16, pp. 23–26.
- ALBERT G. 2003b: A telephely földtani modellje (in Hungarian: Geological model of the site). — In: BALLA Z. et al. 2003, X. függelék, 4.3 fejezet (Annex X., Chapter 4.3), pp. 13–19.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESEY L., ZILAHY-SEBESS L., GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Program of the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Final report of the ground-based geological exploration, Bataapáti (Üveghuta), 2002]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TURCZI G. 2001: Hulladék-elhelyezés – döntés-előkészítés térinformatikával (in Hungarian, with English abstract: Waste disposal – decision making using GIS). — *Földtani Közöny* 131 (3–4), pp. 533–540.

Földtani térmodell építése és alkalmazása a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

TURCZI GÁBOR, ALBERT GÁSPÁR, HAVAS GERGELY, TISZA ANDRÁS

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: adatkezelés, adatfeldolgozás, Délkelet-Dunántúl, digitális adatok, digitális terepmodellek, földtani térképek, háromdimenziós modellek, Magyarország, matematikai modellek, Mórággy-rög

Összefoglalás

A modellépítés célja, hogy a valóságot valamilyen szempont szerint hűen tükröző rendszert alkossunk, amelyen kísérletezhetünk, vagy kérdéseinkre választ kaphatunk. A földtani modell a földkéreg egy adott részletének földtani felépítését, azon belül a kőzettestek tulajdonságát képezi le. A földtani modellben szereplő adatok hierarchikusan két csoportra oszthatók: elsődleges, illetve levezetett adatokra. A modell elsődleges elemeit a terepdomborzat adatai, a képződmények felszíni kibúvási és a fúrási adatbázisból nyert adatok szolgáltatták. Másodlagos, azaz levezetett adatként szerepeltek a kézzel szerkesztett mélyföldtani képződményhatárok és felületek.

A kutatás során a térmodell építésének alapvető célja földtani kép kialakítása és a vízföldtani modellezés kiszolgálása. Ehhez a következő alapfelületek előállítására volt szükség: terepdomborzat, alaphegység-domborzat, negyedidőszaki feküldomborzat. Az alapfelületek és a mélyföldtani térkép felhasználásával levezethetővé vált a felszíni földtani térkép. A fúrásokban észlelt törészónák és közzethatárok adatai mellett a modellnek különböző vizsgálati módszerek eredményeire alapozott levezetett adatok (pl. feltételezett törési síkok) is részét képezték. Így sor került a törészónák hierarchiájának meghatározására, valamint az alaphegység további tagolására, monzonitos és monzogránitos összetételű kőzettestek lehatárolására.

Bevezetés

A modellépítés célja, hogy a valóságot valamilyen szempont szerint hűen tükröző rendszert alkossunk, amelyen kísérletezhetünk, vagy kérdéseinkre választ kaphatunk. A modell a valóságot valamilyen attól eltérő, számunkra azonban kezelhető módon ábrázolja. Ez az ábrázolási mód rendszerint valamilyen matematikai megközelítésen alapul, amely többkevesebb észlelhető adatra épül. A földtani modell a földkéreg egy adott részletének földtani felépítését, azon belül a kőzettestek tulajdonságát képezi le. A leképezés alapja egy olyan adathalmaz lehet, amely a tér különböző (felszíni vagy felszín alatti) pontjain vizsgált kőzettestet jellemzi. Ennek a leképezési eljárásnak kétdimenziós (2D) végterméke lehet egy térkép vagy egy földtani szelvény, amely ugyan képes több dimenziót is kifejezni, így az időt, illetve a tér harmadik dimenzióját, de nem helyettesítheti a háromdimenziós (3D) modell szemléletességét és adattároló képességét.

Egy dinamikus modell szükségszerűen képes kell, hogy legyen új adatok fogadására, feldolgozására és a kime-

neti oldalon ezeknek a módosításoknak a megjelenítésére. Ha ezek nem teljesülnek, akkor a modell statikus. A modell dinamikusságát és szemléletességét elsősorban a működtető fejlesztőszoftver határozza meg.

A modell tehát két alapvető elemből épül fel: egyik a működtető közeg (szoftver), másik a bemeneti adatbázis (alapadatok). A 3D földtani modell kifejezés nem pontosan definiált adatbázist és formalizmust takar, hanem erős általánosítást, amelytől azt várjuk, hogy a tér egy meghatározott részletéről folytonos információt adjon, valamint síkok, felületek mentén értelmezhető legyen. Bármilyen legyen a felhasználás célja, az alapfeladat a térrész földtani felépítésének megadása. Erre több mód is kínálkozik, amelyek közül az egyik a voxelekből, azaz homogénnek tekinthető, szorosan illeszkedő hasábokból építkező rendszer, ahol a hasábhöz tetszőleges információ (kőzet és tulajdonságai) rendelhető. Pontossága a voxelek méretétől, azaz a modell felbontásától függ. Hátránya, hogy az észlelési pontokra vonatkozó információ nem őrződik meg a modellben.

Egy másik megközelítési mód a különböző kőzettestek elterjedési határának, felületének, illetve vastagságának megadása. Ez a módszer az elsődleges észlelési pontokból kinyerhető információ (térképi foltok, fúrásadatok) torzításmentes, koordinátahelyes felhasználására épít. Míg az első módszer működési elve a 2D raszteres technikával analóg, addig a második a 2D vektoros ábrázolás technológiai elveit követi.

A földtani modell adatbázisa fúrásokra, felszíni és mélyföldtani térképekre és szelvényekre épül, konkrét megvalósítása az alkalmazói szoftver függvénye.

A következőkben a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely felszíni földtani kutatása során felépített földtani térmodellt és a levezetett térképeket vesszük szemügyre.

A kutatás során a térmodell építésének alapvető célja földtani kép kialakítása és a vízföldtani modellezés kiszolgálása. Ehhez a következő alapfelületek előállítására volt szükség:

- terepdomborzat,
- alaphegység-domborzat,
- negyedidőszaki fekdomborzat.

A kőzettestek törésekkel és vetőkkel történő lehatárolása, valamint az alaphegység közeteinek elkülönítése és elterjedésük lehatárolása már összetettebb feladat, amihez az alapfelületek nyújtanak hátteret. A következőkben a modell adatszerkezetének áttekintése után először az egyes felszínnek előállításának folyamatát mutatjuk be, majd a tematikus topológiák előállításának ismertetése következik. A modellanalízis és a törészonák elemzése, bár szorosan kapcsolódott az előzőekhez, független modellezési környezetben zajlott.

A modell adatszerkezete

A 3D földtani térmodell nemcsak a földtani struktúrák megértését, hanem a különböző kutatási területek adatainak szintetizálását is szolgálta. Ennek következménye, hogy a modellnek adattároló szerepet is be kellett töltenie, ami azt jelentette, hogy az elemezni, feldolgozni kívánt objektumok x , y koordinátáin túl azok z magassági értékei is geometriai térben és nem leíró attribútumként (tulajdonságként) szerepeltek. A 3D modellt megfelelt az EOVS geodéziai térnek.

A beérkező adatok a földtani kutatás változatos jellege miatt igen eltérő formátumúak voltak. Ugyanez vonatkozott a kimenő adatokra is. Ahhoz, hogy az adatok a modellezési környezetben belül egységesen kezelhetők legyenek, azokat nemcsak az adatforrásuk, hanem keletkezésük szerint is osztályoztuk.

A földtani modellben szereplő adatok hierarchikusan két csoportra voltak oszthatók: elsődleges, illetve levezetett adatokra. A modell elsődleges elemeit a terepdomborzat adatai, a képződmények felszíni kibúvási és a fúrási adatbázisból nyert adatok szolgáltatták. Ezekből becslési eljárások során álltak elő a levezetett adatok. Az így keletkezett pontokat újabb, nagyobb prioritású adattal (pl. újabb fúrási adat) felül lehetett írni (ALBERT 2003a). Másodlagos priori-

tású, azaz levezetett adatként szerepeltek a kézzel szerkesztett képződményhatárok és felületek is (BALLA et al. 2003).

Feldolgozási szempontból az adatok geometriája döntő fontosságú. A modell folytonosságát a felületek biztosítják, ezek alapjául pontszerű vagy vonal menti ismeretek szolgálnak. Feldolgozásuk 3D szerkesztő és térinformatikai eszközökkel történik.

A felületépítés általános menete

A felületek felépítése és adatszerkezeti modelljének ismerete elkerülhetetlenül szükséges a modellen elvégezhető elemzések, a modell korlátainak megértéséhez. Egy-egy felület a jelenlegi vagy valamely ősföldrajzi domborzatot modellezi.

A felületépítés általános menetét a terepdomborzat feldolgozásán keresztül mutatjuk be. A domborzatépítés alapvető feltétele, hogy a domborzati elemek jellemző pontjait, azok térbeli koordinátáinak ismeretében, egy 3D rendszerbe töltsük. Ez történhet táblázatból begépelve vagy automatikusan, helymeghatározó eszközökkel (pl. GPS, mérőállomás) gyűjtött adatok beolvasásával. Gyakori és a jelen munkában is alkalmazott módszer a szintvonalak és magasságpontok kalibrált térképlapokról történő digitalizálása, illetve a már meglévő digitális szintvonalrajz megfelelő elemének a hozzá tartozó magassági értékre való mozgatása. Az elkészített 3D szintvonalrajzot adatbázisba kellett importálni, amelybe a szintvonalak töréspontjainak értékein kívül egyéb jellemző — az interpolációt módosító — domborzati elemek (pl. alappont, csúcs, vető, törésvonal, árok, sík terület stb.) x , y , z értékei is bekerültek. Nagyon lényeges volt ebben a stádiumban a bevitt adat minősítése, ugyanis az interpoláció során másként kellett figyelembe venni az ezeket leíró adatsort. A feldolgozás teljes menetét az 1. ábra szemlélteti.

A felszínnek tárolása, ábrázolása kétféle módon történhet, az adatformátum azonban döntően meghatározza a további felhasználás lehetőségét.

A *TIN-modellben* (Triangulated Irregular Network: szabálytalan háromszögháló), a szintvonalak töréspontjait és egyéb bevitt, meghatározott magassági értékű pontokat térbeli háromszögek csúcspontjaiként értelmezve, a program egy szabálytalan térhálót alakít ki, amelynek geometriája a valódi felszínhez közelít. A TIN-modellben az általa lefedett terület bármely pontjának magassági értéke meghatározható a rá merőleges egyenes és a pontot fedő TIN-háromszög metszéspontjának meghatározásával. A TIN-modell előnye, hogy minden eredeti bevitt adatot megtart.

A *rácsaló-modell* (grid) egy szabályos, térben elhelyezkedő, sorokból és oszlopokból álló hálófelület, amely meghatározott kiterjedéssel (dimenzió) és tájolással (orientáció) rendelkezik. Kiterjedését a sorok és oszlopok száma, valamint azok szélessége határozza meg. Tájolása a háló egy kiemelt pontjának (pl. bal felső sarokpontjának) va-

lamely koordinátarendszerben megadott helyével, illetve esetleges elforgatási szögével történik. A kiemelt pont koordinátáinak és a kiterjedés paramétereinek alapján a rácsháló többi pontja is tájoltá válik. A 3D rácshálómodellben a sorok és oszlopok metszéspontjai a bemeneti adatokból interpolációval állíthatók elő. A bemeneti adatok megfelelnek a TIN-modell szabálytalan elhelyezkedésű pontjainak. A sorok és oszlopok közti távolság a modell felbontását adja meg.

A rácshálómodell előnye, hogy egymással fedésben lévő, azonos felbontással rendelkező felületek rácspontjai között matematikai műveleteket végezhetünk el (pl. összeadás, kivonás), ami lehetővé teszi különböző származtatott felületek létrehozását. A rácshálókkal végzett számításokhoz konstansok használhatók fel, továbbá a műveletek végrehajtása feltételekhez köthető. A felületmodellekkel végzett műveletek közé tartozik a keresztmetszvények és határfelületek szerkesztése, amelyet különböző szoftverek más-más mértékben támogatnak.

A gondosan elkészített rácshálómodellből kartográfásra alkalmas izovonalas térkép állítható elő, vagy különböző megjelenítésben folytonos árnyékolt felületek generálhatók.

Összefoglalva elmondható, hogy a modellépítés első lépése a különböző forrásból származó adatok osztályozása és a feldolgozó környezetbe való betöltése. A következő lépés a TIN-modell, és végül az ebből képezhető rácsmódel előállítás, amely alkalmas a felületek közötti műveletek elvégzésére is.

Az alapfelületek előállítása

A terepdomborzat a földtani térmodell felső lehatárolása, s egyben a legpontosabban ábrázolható elsődleges felület. Fontos bemenő adata a vízföldtani modellnek, a töréses övek analízisének, illetve az alaphegység felszín- és a negyedidőszaki üledékek feküdomborzata alapján szerkesztett földtani térképnek

Kiindulási alapul a Földmérési és Távérzékelési Intézet (Fömi) 1:10 000-es méretarányú topográfiai térképeinek nyers, 3D domborzatrajza szolgált, ahol a szintvonalak 2,5 m-es alapszintközzel szerepeltek. Rendelkezésre álltak a völgyi keresztmetszvény-bemérésekből származó pontok és az azokból levezetett részletesebb (0,5 m-es szintvonal-sűrűségű) domborzatrajzok. Az eredeti szintvonalrajz pontossága ± 83 cm, a bemért völgyekben ± 17 cm. A munka első fázisában e két modellt szerkesztettük össze. Problémát a két domborzatrajz felbontásbeli különbsége, illetve a szintvonalak 1:10 000-es méretarányhoz igazított, generalizált rajzolata jelentett.

A következő lépésben a terepidomok környezetének pontosítására került sor. Mivel a Fömitől beszerzett domborzatrajz nem tartalmazta az egyéb terepidomokat (leszakadás, vízmosás, útbevágás, töltés stb.), ezeket is hozzá kellett szerkeszteni a modellhez (2. ábra). A nagyobb pontosság érdekében ezeket a morfológiai elemeket is szintvonalal rajzoltuk meg. Alapul az 1:10 000-es méretarányú topográfiai

térkép szolgált. A szoftverek lehetőséget adtak volna a terepidomok idomrajzának közvetlen bevitelére is, ezzel a módszerrel azonban nem feleltek volna meg a 2 m-es felbontásnál elvárható pontossági paramétereknek.

A szintvonalrajz mellett, a modell pontosságának növelése érdekében, bemenő adatként szerepeltek a völgytalpak szintvonalai is, amelyek segítségével megelőzhetőek voltak az interpolációs eljárás során a domborzatmodellben helyenként megjelenő, nem létező völgytalpi „gödrök”. A vízfelületek egységes, vízszintes felületként való értelmezése miatt azok területét ki kellett zárni az interpolációból, így kontúrvonalai is bekerültek a modellbe.

A területet több részre osztottuk annak érdekében, hogy a feldolgozás folyamatát felgyorsítsuk. Minden nagyobb munkafázist ellenőrzés követett, amelynek célja a rajzi hibák, a rossz magasságra került szintvonalak, a vonalszakadások stb. kiszűrése volt. A munkafolyamat során ezeken kívül a külön feldolgozott részek egymáshoz illesztését is ellenőrizni kellett.

A feldolgozás utolsó szakaszában a pontosított szintvonalrajzból TIN-modell készült, majd ebből lineáris interpolálással egy 2×2 m-es rácspontsűrűségű grid, azaz rácshálómodell. Ezt az értéket az határozta meg, hogy ennél rosszabb felbontás esetén a modellből — részlegesen vagy teljesen — eltűnnek a szűkebb völgyek, vízmosások, útbevágások stb., illetve ennél jobb felbontás előállítása már jelentős időnövekedéssel járt volna, mivel a szükséges számítások mennyisége exponenciálisan nő. A modell területe $4501 \times 4001 = 18\,008\,501$ pixel, ami 72 km^2 -t tesz ki.

A levezetett felületek közül elsőként az allúviummodell készült el. Az allúviummodell alapja a Dudko A. által fúrás adatokból szerkesztett vastagságtérkép volt, amelynek 0 vastagságot jelölő szintvonala egyben az elterjedés határának felelt meg. Ennek digitális feldolgozása egy 1 m-es szintvonalközü izovonalas térképet eredményezett, amelyből vastagságmodell készült, előbb TIN, majd 2×2 m-es rácspontsűrűségű térhálószerkezetben. Ezt kivonva a domborzatmodellből, előállt az allúvium fekümodellje.

Az alaphegység-domborzat modelljének kiindulási alapja a Balla Z. által 10 m-es alapszintvonalakkal készített ősföldrajzi domborzat volt. Az izovonalas térkép szkennelése és digitalizálása után az alapszintvonalak 2,5 méteresre kellett sűríteni, hogy a kapott felület egyenletesebb legyen. Az alapadatok ellenőrzése hasonlóképpen zajlott, mint a terepdomborzat-modellnél. A 3D vonalműből a terepdomborzat-modellel megegyező felbontású és elhelyezkedésű TIN-, majd rácshálómodell készült. Az alaphegység-domborzat felszínmodelljének és az allúviumfekü-modellnek a terepdomborzattal vett metszsvonala az alaphegység felszínre bukkanásának vonalát képezte (3. ábra). Ez helyenként eltért a már ismert és rögzített felszíni kibúvásoktól. Az eltérések javítása a kiindulási szintvonalrajzon történt úgy, hogy a szintvonalrajz helyi módosításával az elméleti (ősföldrajzi) felszínt emeltük vagy süllyesztettük. Az új szintvonalrajzból ismét rácshálómodell épült. Ez az iteráció addig tartott, amíg az eltérés kisebb nem lett, mint ± 80 cm. A kapott rácsháló-

modellből a következő: algoritmussal állítottuk elő az alaphegység domborzati modelljét:

ha

$$AHO \geq DTM,$$

akkor

$$AHF = DTM - ALV,$$

ha

$$AHO < DTM,$$

akkor

$$AHF = AHO,$$

ahol

DTM — a terep domborzata,

AHO — az alaphegység ősföldrajzi domborzata,

AHF — az alaphegység domborzata,

ALV — az allúvium vastagsága (az elterjedési határon kívül a teljes modellterületen 0 vastagságértékkel szerepel).

A negyedidőszak feküfelszíne három modellezhető egységből állt: a közvetlenül az alaphegységre települő miocén, pannóniai és negyedidőszaki üledékek elterjedési területéből. A miocén és pannóniai üledékek elterjedési és vastagságtérképeiből indultunk ki, amelyeken a szintvonalak sűrűsége 10 m volt. Az alaphegységfelszínhez hasonlóan itt is sűríteni kellett a szintvonalrajzot, és az ellenőrzés is hasonlóan történt. Külön-külön készültek el a miocén és a pannóniai TIN-, illetve rácshálómodellek, mivel ezek képződményei egymástól függetlenül települnek az alaphegységre. Az így kapott vastagságmodell és az elméleti alaphegységfelszínmodell összeadásával keletkezett a negyedidőszaki üledékek elméleti fekümodellje.

Ennek algoritmusa a következő volt:

ha

$$NFO = AHO + MPV,$$

akkor

$$NFO \geq DTM,$$

ha

$$NFF = DTM - ALV,$$

akkor

$$NFO < DTM,$$

$$NFF = NFO,$$

ahol

MPV — alsó-miocén és pannóniai üledékek vastagsága,

NFO — negyedidőszaki fekü domborzat az alaphegység ősföldrajzi domborzata mentén,

NFF — negyedidőszaki fekü domborzat az alaphegység ősföldrajzi domborzatánál mélyebb helyzetben.

Valamennyi felszínből a térképek számára kartografált 10 m-es szintvonalrajz készült. A képződményhatárok felszínre bukkanásának vonalai szintén felkerültek a térképekre.

A felszíni földtani térkép építése

A fentiek alapján tehát három független, térben egymást kiegészítő alapfelszín áll rendelkezésre: a terepdomborzat (DTM), az alaphegység-domborzat (AHF) és a negyedidőszaki fekü domborzat (NFF). A felszínnek a modell

alapvető építőelemei, s noha a modellépítés fő célja a vízföldtani viszonyok és ezzel összefüggésben a töréses zónák elemzése, alkalmas arra, hogy származtatott földtani térképet generáljunk felhasználásukkal. Ehhez 3D és térinformatikai eszközök összehangolt alkalmazására van szükség.

Esetünkben a 3D műveletek színtere a sorokból és oszlopokból felépülő szabályos rács, ahol a feldolgozás ún. raszteres technikára épül. A végső kimeneten térinformatikai feldolgozásra alkalmas — vektoros — vonalmű, azaz szintvonalrajz, területhatároló elem kell, hogy megjelenjen. A raszteres és vektoros adatformátumok között konverziót hajtunk végre.

A térinformatikai műveletek színtere a topológia. A topológia a digitális térkép olyan adatformája, ahol a grafikus objektumok térben rendezettek, és a szokásos halmazműveleti operátorok mellett ún. térbeli operátorok is megjelennek (TURCZI 2001). A térbeli operátorok helymeghatározó kifejezések (pl. hol található az A tulajdonságú térképi elemek azon részei, amelyek a B tulajdonságút érintik, átfedik, tartalmazzák stb.). A topológia építőelemein, a grafikus objektumokon tehát halmazműveletek hajthatók végre. A műveleteket szűrésnek vagy topológiai lekérdezésnek nevezzük, s azok kötött nyelvtanú parancsok formájában adhatók meg, amelyek végrehajtási eredménye ismét egy topológiailag rendezett tematikus vonalmű vagy térkép. A topológia másik fontos tulajdonsága, hogy a fedésben lévő tematikák öröklik egymás tulajdonságát (pl. ha az A formációt B típusú vető metszi, akkor a vető is A tulajdonságú is lesz, azaz tudható lesz, mely formációt harántolja).

A következőkben tekintsük át a 3D eszközök és a térinformatika eredményeit összehangoló műveletsort, amelynek során alapadatokból szerkesztett földtani térképet állítottunk elő.

Első lépésben, 3D környezetben, a jelenlegi terepdomborzat és az ősföldrajzi felszínnek közötti műveletekkel az egyes földtani egységek felszínre bukkanási sávja állt elő.

Vizsgáljuk az alaphegység felszínre bukkanásának, kiékelődésének vonalát (AHK), illetve a negyedidőszaki fekü kiékelődésének vonalát (NFK), amelyek a következő, 3D felszínnek között értelmezett művelettel állíthatók elő.

$$DTM - AHF \rightarrow AHK,$$

$$DTM - NFF \rightarrow NFK.$$

A terepdomborzat és az ősföldrajzi felszínnek metszészvonala 3D térgörbe, felülnézeti képe zárt görbéket, azaz területi elemeket alkot. Ha figyelembe vesszük az allúvium-elterjedési kontúrt (ALK), a három egymásba ágyazott terület a földtani térképen a negyedidőszaki, a pannóniai–alsó-miocén és az alaphegységi képződmények felszíni elterjedését jelöli ki.

Második lépésben térinformatikai eszközökkel a felszíni földtani térkép előállítására került sor. Az alaphegység és a negyedidőszaki fekü felszínén lévő kőzetek elterjedését fúrasi adatok alapján Balla Z. szerkesztette meg. A térinformatikai feldolgozás alapja a komplex topológia volt, amelyet esetünkben a következő tematikák építettek fel:

— az alaphegység mélyföldtani képe (AMK) — lehatárolt kőzettestek terület típusú ábrázolással, telérek vonalas

ábrázolással,

— a negyedidőszaki fekü mélyföldtani képe (NMK) — lehatárolt kőzettestek terület típusú ábrázolással,

— az alaphegység felszínre bukkanási vonala (AHK) — zárt területek,

— a negyedidőszaki fekü felszínre bukkanási vonala (NFK) — zárt területek,

— az allúvium elterjedési határa (ALK) — zárt területek.

A topológiát tehát öt területi és egy vonalas elemből (telérek) építkező tematika építi fel. A topológián elvégzett műveletek a következők (4. ábra):

Az alaphegység és a negyedidőszaki fekü felszínre bukkanása, valamint az allúvium-elterjedési területek uniója a negyedidőszaki üledékek elterjedési területét (Q) és egyben a negyedidőszaki üledékekkel nem fedett kiegészítő területet (NQ) állítja elő:

$$\text{AHK} + \text{NFK} + \text{ALK} \rightarrow \text{Q/NQ}.$$

A pannóniai üledékek felszíni elterjedése (NFE) a negyedidőszaki üledékekkel nem fedett terület és az allúvium, valamint az alaphegység felszíni elterjedésének különbözetéből képezhető:

$$\text{NQ} - (\text{AHK} + \text{ALK}) \rightarrow \text{NFE}.$$

Az alaphegységi képződmények felszíni elterjedése (AHE) a negyedidőszaki üledékekkel nem fedett terület és az allúvium, valamint a negyedidőszaki fekü felszíni lehatárolásának különbségéből képezhető.

$$\text{NQ} - (\text{NFK} + \text{ALK}) \rightarrow \text{AHE}.$$

Az alaphegységi képződmények felszíni tagolása (AFE) az alaphegységi mélyföldtani kép és a felszíni elterjedés közös része. A térkép ezen elemei ún. térbeli operátor alkalmazva állíthatók elő:

$$\text{AHE, ahol AMK-t „TARTALMAZ”,} \rightarrow \text{AFE}.$$

Az eredmények összevetése az észlelési térképpel rámutat a modell hibáira, azaz a felszíni észlelésekből, a fúrási rétegsorokból következtetett információ és a szerkesztett térkép ellentmondásaira.

A 3D felületmodellek térinformatikai műveletekkel, Intergraph technológiára támaszkodva készültek el.

Modellanalízis, töréses övek elemzése

A kutatás előrehaladtával bővülő adatbázisok változásait a modellezett földtani objektumoknak is követniük kellett, hogy azokat fel lehessen használni egy előzetes földtani kép megalkotásánál, aminek következtetései visszahatottak magára a modellre is. A modellanalízis tehát egy többlépcsős folyamat, amelynek minden fázisában nélkülöz-

hetetlen követelmény a modell adatainak naprakészsége. A modellanalízis fázisában a matematikai módszerekkel korábban létrehozott alapfelületek (1. feljebb) már adatbázisban tárolt adatként szerepeltek, amelyek igény szerint meghatározott területre megjeleníthetőek (5. ábra), illetve az automatikusan létrehozható, tört nyomvonalú szelvényeken feltüntethetőek voltak.

A fúrásokban észlelt töréses övek és közethatárok (monzogranit és monzonit között) magas prioritású adatai mellett a modellnek (BALLA et al. 2003) különböző vizsgálati módszerek eredményeire alapozott levezetett adatok (pl. feltételezett törési síkok) is részét képezték.

A modellben 176 fúrás (beleértve a ferdefúrásokat is) egyszerűsített rétegsora szerepelt koordináta- és mérőhelyesen. Az egyszerűsítés eredményeként három képződménytípust különítettünk el: monzogranitoid, monzonitoid és üledékes képződmények. A fúrások részletes rétegsorát attribútumadatként csatoltuk a modell tér megfelelő pontjaihoz.

Mivel a fúrásban észlelt törészónák iránya ritkán volt meghatározható, azok modellezése másodlagos információkon, köztük vízföldtani adatokon alapult. Az egyedi törésmodellek (síkok) a fúrási rétegszlopok észlelési pontjaihoz kötődtek, és előállítási módjuk alapján három típusba voltak sorolhatók:

a) egy észlelési ponton, adott dőléssel és azimuttal megadható síkok;

b) két észlelési ponton, adott dőléssel és dőlésiránnyal megadható síkok;

c) három észlelési ponttal megadott síkok.

A töréses övek vastagságát az érintett fúrásokban észlelt átlagértékekkel adtuk meg. A feltételezett töréses övek, amelyeket közvetett információ alapján jelöltünk ki, ugyanilyen módon kerültek a modell térbe, de vastagságukat 1 m-es értékkel adtuk meg.

Az előzetes földtani értékelés alapján sok esetben módosítani kellett a töréses övek paramétereit. Ezeket az értékeket táblázatban rögzítettük és hozzáadtuk a modellhez. Az értékek változtatásával az öveget jellemző objektum paramétere is változott. A változtatások mértékét és jellegét a modell vizuális értékelése során határoztuk meg.

Ezt követően került sor a töréses övek hierarchiájának meghatározására, majd az alaphegység további tagolása következett monzonitos és monzogranitos összetételű kőzetekre. A közethatárok definiálása a viszonylag sűrű fúrás-hálózat ellenére kézi szerkesztéssel történt, mivel a tisztán matematikai modellek félrevezető eredményt adtak volna a térrész átívelő törészónák miatt. A képződmények határfelületének szerkesztésekor a modellből származtatott előzetes földtani értelmezés képezte a kiindulási alapot. Az inhomogén kőzettestek ilyen módon történő tagolásához komplex szerkezetföldtani ismeretek is szükségesek, amelyek akkor érvényesíthetőek, ha a vizsgálatot végző szakértőnek lehetősége van a 3D modell térbeli tanulmányozására.

A modellanalízishez használt szoftverkörnyezet kiválasztása során fontos szempont volt tehát, hogy szabadon lehessen mozogni a modell térben, illetve tetszőlegesen beállított nézőpontból lehessen szerkeszteni az objektumokat.

Figyelembe kellett venni továbbá, hogy már az előzetes elemzés adatainak is gyorsan és megfelelő formában el kellett jutnia a felhasználókhöz (hidrogeológus, geofizikus, tektonikai stb. szakemberek). A kimenő adatok legtöbb esetben ASCII formátumú AutoCAD cserefájlok (dxf) voltak, de sok esetben nyomtatott, méretarányhelyes vízszintes földtani metszetek és tört nyomvonalú földtani szelvények (6. ábra) kerültek a felhasználókhöz (BALLA et al. 2003).

A kiválasztott fejlesztőszoftver (Autodesk Land Desktop 3) lehetőséget adott a modellezni kívánt felületek interaktív szerkesztésére, illetve módosítására újabb adatokkal; továbbá lehetővé tette a felhasználók számára, hogy a 3D modellt tetszőlegesen forgathassák, a felületek megjelenítését, illetve lehántolását igény szerint módosíthassák, valamint szelvények, tömbszelvények nyomvonalának szabad megválasztásával segítsék elő a terület földtani felépítésének jobb megismerését. A nézőpont tetszőleges megválasztása, valamint a modell térben történő szabad mozgás miatt jelentősen könnyebbé váltak a szerkesztési feladatok a 3D geodéziai térben. A modell részletessége felhasználói beállítás függvénye, de célszerű volt úgy megválasztani, hogy alkalmazkodjon a beérkező adatok pontosságához, ami jelenleg milliméteres nagyságrendű (ALBERT 2003a).

Látható tehát, hogy az adatok beillesztése és a modellezés, amely mintegy 72 km² terület felszíni és felszín alatti képződményeit dolgozta fel, két egymástól elválaszthatatlan, párhuzamosan zajló folyamat. Ezekkel szintén párhuzamosan zajlott a szerkesztés alatt álló modell előzetes elemzése is, amit elősegítettek a modellben kijelölt tömbszelvények, tetszőleges irányú és nyomvonalú szelvények, illetve az adott tengerszint feletti magasságban képzett vízszintes földtani metszetek. Ezek mentén tanulmányozhatók és esetenként módosíthatók voltak a modellezett felületek és törések, amit a rugalmas szerkezetű, dinamikus 3D modell tett lehetővé.

Összefoglalás

Az előző fejezetekben a földtani térmodell építésének célját, adatszerkezetét és tulajdonságait vázoltuk. Bemutattuk, hogy az alap- és szerkesztett adatok felhasználásával új, származtatott információ állítható elő. Noha a feladat konkrét szoftverek felhasználásával valósult meg, általános megfogalmazásban vázoltuk a 3D szerkesztő eszközök és a topológiára épülő térinformatika alkalmazását. Fontosnak tartjuk kiemelni, hogy a felépített modell olyan interaktív és vizuális munkára ad lehetőséget, amely hagyományos eszközökkel nem, vagy csak nehezen végezhető el. A modell egyben különféle térképi és táblázatos adatokat integrál, eközben elvégezhető a modellalkotó elemek ellenőrzése a kimutatható ellentmondások feloldásával. A modell fejlődéséhez hozzájárul a levezetett adatok beépülése.

The magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern part of the Mórógy Block

EDIT KIRÁLY and BALÁZS KOROKNAI

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.



Key words: ductile deformation, granites, Hungary, inclusions, mixing, metamorphism, South-eastern Transdanubia, Üveghuta

Abstract

Rocks from the Mórógy Granite Formation were formed by a mixing of felsic and mafic magmas. The magma mixing is supported by both the features and analyses of contacts of the main rock types, the similarities in mineralogical compositions and mineral chemistry, as well as by the similar geochemical features of both rock types. The mafic enclaves with amphibole aggregates represent relics of a non-perfect magma mixing, while the “diluted” enclaves may indicate the homogenised or partly homogenised portions of the complex. Leucocratic, late-magmatic dykes with sharp contacts crosscut the nearly solidified complex.

The magmatic crystallisation of the Mórógy Granite Formation was followed by metamorphism. The metamorphism appears mostly in structural aspects, emphasised first of all by the formation of a NE-SW striking, regional foliation. Classical metamorphic mineral transformations and chemical changes have also taken place, but these are less characteristic. Based on microstructural features and the mineralogical composition of the rocks, the metamorphic temperature can be broadly placed into the higher greenschist facies (>350 °C) during the ductile deformation, and it could have reached a maximum – at least in certain zones – of approximately 500–550 °C.

The metamorphic event, which was of variable intensity, can be traced within the whole granitoid body. The ductile structures are parallel to the strike of those within the neighbouring Mecsek-alja Zone and also parallel to the Zone itself. Therefore, it seems very likely that the metamorphism is of a regional character.



Introduction

The genesis of the rocks from the Mórógy Granite Formation has been discussed by several authors, albeit from different aspects. ROTH (1875) recognised some metamorphic features in the granitoid body and classified certain rock types as gneiss. JANTSKY (1953) described the dynamometamorphic transformation of the granitoid body in certain zones. However, until recently this idea had been ignored by geological research.

SZÁDECZKY-KARDOSS (1959) and CSALOGOVITS (1964) argued for the migmatitic-metasomatic origin of the Mórógy Granite Formation and this supposition was further developed by JANTSKY (1979) and BUDA (1974, 1985); consequently, the mafic enclaves were considered as restites.

The theory of magma mixing, where the mafic enclaves are relics of a non-perfect magma mixing, was first de-

scribed by BUDA (1999) and BUDA et al. (2000). This description was part of work related to the project on the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. However, the origin of the granitoid body is still a matter of debates. Based on the age data in the literature (BALOGH et al. 1983; BUDA 1985; KLÖTZLI et al. 2004) the magmatic crystallisation of the granitoid body is Variscan.

BUDA (1996, 1998, 1999) and DITRÓI-PUSKÁS (1996, 1998, 1999) also recognised metamorphic features, qualifying them as the result of a “dislocation metamorphism”. BALLA (2000) reported on the general metamorphism of the Mórógy Granite Formation. KIRÁLY (2001) described the metamorphism of all rock types occurring in the Mórógy Granite Formation, based on detailed petrographic investigations.

During the detailed surface exploration of 2002–2003 great attention was paid to the possible proofs of magma

mixing, as well as to the metamorphic features. In the following sections (1) the macroscopic and petrographic observations, the electron microprobe, and the geochemical analyses that support magma mixing and (2) the microstructural and mineralogical-petrological changes that occurred in solid state during the cooling of the granitoid body are briefly summarised.

Due to their geological significance the following are also described: the most important structural-petrological features of the metasandstone bodies (Bátaapáti Sandstone Member, Ófalu Formation) occurring near the northern boundary of the Mórógy Granite Formation and the volcanic dykes (Rozsdásserpenyő Formation) which crosscut the Mórógy Granite Formation.

Characterisation of the Mórógy Granite

In the following the general features of the main rock types including their field relationships, and petrographic and geochemical character are first described.

Major rock types

Three main rock groups of the Mórógy Granite Formation are the granitoids, mafic enclaves and leucocratic dykes. The most widespread rock type is the *granitoid* with a monzogranitic composition; it consists of plagioclase and microcline (which occur in various quantities), quartz, biotite and more rarely, in less deformed rocks, amphibole. As accessory minerals zircon, allanite, titanite, apatite, epidote and in rare instances muscovite can be found. The mostly medium-grained (2-7 mm) granitoid rocks regularly contain microcline megacrystals although (up to 5 cm) they can also occur without these. The grain size of the megacrystal-free types is generally smaller. More or less deformed varieties and more mafic granitoid can also be recognised (KIRÁLY 2003).

The granitoid rocks contain rounded or oval, mezo-melanocratic *mafic enclaves*, or bodies of variable sizes (from a few cm to 200-300 ms) which are called mafic enclaves. Their composition is usually monzonitic, but in some cases they are syenitic or dioritic with or without quartz. Large mafic bodies mostly belong to the dioritic range, while very dark, fine-grained enclaves often exhibit a syenitic composition. The distribution of the enclaves is changeable and mostly depends on the distance from large mafic bodies. Three groups of mafic enclaves are distinguished: (1) enclaves with amphibole aggregates, (2) "diluted" enclaves and (3) the fine-grained enclaves.

The largest mafic bodies (in Boreholes Üh-27, Üh-37) belong to the enclaves with amphibole aggregates (1). They are generally medium-grained rocks with more mafic granitoid rocks around them. Some smaller enclaves also fit into the first group.

The "diluted" enclaves (2) also appear in larger bodies with medium- to small-grain sizes and they are often

strongly altered, and characterised by red and green colours (Üh-4, Üh-5, Üh-28). They are considered as partly or completely homogenised parts of the complex. Their typical composition is quartz monzonitic between the monzogranitic (felsic type) and monzonitic (mafic type) compositions. The boundary of these partly homogenised bodies is not always clear since faults, vein systems or strong alterations complicate their contacts. In some cases darker mafic enclaves can also be discovered in them.

The typically small (some cm), shred-like fine-grained enclaves (3) are very dark and fine-grained and contain internally undeformed minerals with preferred orientation and no mineral aggregates.

Both the granitoid rocks and their enclaves are crosscut by at least two or three generations of *leucocratic dykes* with varying widths and in different positions. Their rock-forming minerals are microcline, quartz, plagioclase, subordinated biotite, and also some accessories (*e.g.* titanite, opaque minerals). In a few cases muscovite and garnet have also developed. The leucocratic dykes are differentiated from the felsic liquid and considered as the product of a late-magmatic event. The minimum temperature for the formation of leucocratic dykes is about 700 °C on 2 kbar (KIRÁLY, TÖRÖK 2003).

Contacts

The most typical contacts between the granitoid rocks and mafic enclaves are characterised by uneven surfaces. This is due to half-mingled plagioclase phenocrystals or other relatively large minerals which have developed in the felsic magma. Small melanocratic injections also occur in the granitoid body. In some cases rims have formed along the contact. On side of the granitoid leucocratic enrichments and on the inner side of mafic enclaves biotite-rich bands can be present. The biotite-rich bands often contain many accessories (apatite, allanite, titanite) at the edge of the biotite tables. The quantity of the biotite always grows towards the rim in the mafic enclaves as a consequence of the effect of the felsic liquid. Some leucocratic enrichments are very similar to the leucocratic segregations characterised by large feldspar crystals and large, individual, twinned amphibole laths. The latter were considered as infiltrations of the felsic melt to the mafic bodies.

In the boreholes, transitions between the granitoid and mafic bodies can be investigated, while the individual magmatic contacts are mostly well-defined. If mafic bodies dominate in the core, the filtering granitoid melt is also more mafic. If the granitoid rocks contain only few and small mafic enclaves, they are more felsic.

Contacts between the granitoid rocks and leucocratic dykes are mostly sharp but lobated injection towards the host rock, formed mostly from microcline, can be evident as well. In a few cases, vertical to the wall, coarse-grained mineral growth is apparent. In these cases the aplite itself is often strongly deformed. The small, drop-like quartz inclusions or myrmekite more frequently appear at the edge,

towards the granitoid rocks and they represent migration inside a tight zone.

The effects of leucocratic dykes and veins on mafic enclaves are stronger than on the granitoid rocks. The edges of veins or dykes are not always sharp, often being smudgy and bent. Lobate, sinus budgets and zigzag or folded contours also occur. Microcline can have penetrated into the mafic enclaves, and mafic minerals can be also found in the leucocratic veins.

Mineralogical composition and mineral chemistry

The mineralogical compositions and the mineral chemistries are very similar in the granitoid rocks and in all three groups of the mafic enclaves. Differences can be detected mainly in the proportion of minerals.

Among *mafic minerals*, *clinopyroxene* is a unique mineral, which is only found in the first group of enclaves. It appears in two textural positions (in aggregates or as individual, large subhedral tables). Its typical composition in both textural appearances is ferroan diopside, in some cases with low chromium content (maximum 0.63%; KIRÁLY 2002). Neither zoning nor variability in composition are apparent.

Among other mafic minerals, *amphibole* tends to occur in enclaves and *biotite* in the granitoid rocks. A trend in the quality and the proportion of mafic minerals can be recognised from the mafic enclaves, with aggregates through the “diluted” enclaves to the shred-like small enclaves. The largest amphibole content was detected in the first group of mafic enclaves; the second group contains more biotite formed at the expense of amphibole; and the third group mostly includes biotite as mafic mineral.

Amphibole (like pyroxene) predominantly occurs in aggregates or as individual, large amphibole laths. There is no characteristic chemical difference between these two textural types. However, amphibole in aggregates often displays patchy, at times concentric zoning. Large, individual amphibole laths frequently contain rounded opaque minerals.

Biotite has several distinct textural occurrences as: (1) a large, magmatic, often kinked table, (2) an inclusion in feldspar, (3) an alteration of amphibole, and (4) very fine grains at the edges of large magmatic biotite. There is no significant difference in the chemical composition of the biotite which occurs in the granitoid rocks and mafic enclaves. Locally, a very weak compositional zoning (*i.e.* Mg is exchanged for Fe towards the rim) can be detected in magmatic biotite tables in both the granitoid rocks and the enclaves. This zoning is probably due to the magmatic differentiation.

The *leucocratic minerals* present are plagioclase, microcline and quartz. Their ratios are diverse in the enclaves, especially the ratio of plagioclase and microcline.

Plagioclase appears as phenocrystals and as matrix crystals. Its composition in the granitoid rocks refers to oligoclase or andesine and, in rare instances, albite. In mafic enclaves andesine is the most typical composition, and more

rarely, labradorite or basic oligoclase. The compositional trend of plagioclase is more acidic in the granitoid rocks than in the mafic enclaves.

Microcline also has two generations: megacrystals and matrix microcline. Each mineral which occurs in the matrix is also represented as an inclusion in the megacrystals. However, their alteration is stronger in the megacrystals. One or two inclusion rings of plagioclase and/or biotite could have developed in some microcline megacrystal in the granitoid rocks.

The triclinity of microcline megacrystal suggests formation at low temperatures (500–685 °C — BUDA 1985; HÁDEN 1997) in agreement with the regularly low Na content in the microcline. The BaO content at the margin of the microcline can increase up to 4.88% in patches close to the plagioclase grains.

Quartz has formed mainly in the granitoid (10–30%) and leucocratic dykes (15–35%) and is subordinate in mafic enclaves (0–15%). Its appearance depends on the rate of deformation (see below).

Accessory minerals are normally euhedral or subhedral titanite, allanite, zircon and apatite. Titanite and apatite have developed mainly in the mafic enclaves. Zircon and allanite have formed mainly in the granitoid rocks. Titanite and allanite in leucocratic segregations show two or more zones in the distribution of REE. In some cases small magmatic garnet grains — spessartine–almandine in composition — or white mica were found in leucocratic dykes.

Geochemical characters

Comparing the geochemical characters of the enclaves to those of the granitoid rocks very similar characters and some regularities can be identified as well. The *main elements* (except Si and Al) are enriched in the mafic enclaves (Figure 1, A), but their quantities are more diverse than in the granitoid rocks. In Harker diagrams granite samples normally fit to a linear trend, but the mafic enclaves fit only to a smaller extent (KIRÁLY 2002). In the case of potassium no characteristic trend occurs, however the potassium content of the mafic enclaves is higher and more diverse.

According to the *trace elements* in the granitoid–enclave pairs, we can also recognise the similarity. The enclaves have a slightly higher REE concentration than the granitoid rocks have. A negative Eu anomaly often characterises the enclaves (Figure 2); however, its opposite also occurs. Among trace elements, U, Th, Pb and Be are regularly enriched in the granitoid rocks (Figure 1, B). If four samples are taken — two from the inner part of the enclaves and the granitoid rocks, and two very close to the contact — it can be recognised that the contacts have been slightly leached by fluids (Figure 2).

The *geochemical characters* of the mafic enclaves were also compared to those of amphibolite from the Mecsekálja Zone (KIRÁLY 2002). Amphibolites contain less LIL- and LRE-elements, whereas the enclaves are enriched in them. Differences can also be recognised in HSF elements: en-

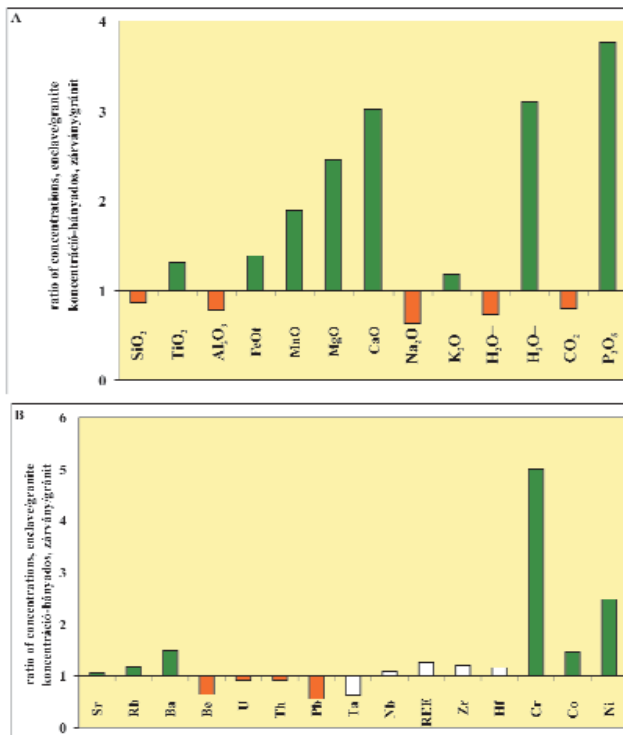


Figure 1. Characteristic geochemical differences between the granitoid rocks and their enclaves

A – in main element distributions; B – in trace element distributions. Red marks the elements enriched in the granitoid, white displays the non-characteristic elements, and dark green shows the elements enriched in enclaves

1. ábra. Jellegzetes geokémiai különbségek a granitoid és zárványai között

A – a főelemeloszlásokban; B – a nyomelem-eloszlásokban. Pirossal a granitoidban dúsuló elemeket, fehérrel a nem karakterisztikus elemeket, sötétzölddel pedig a jellegzetesen zárványokban dúsuló elemeket jelöltük

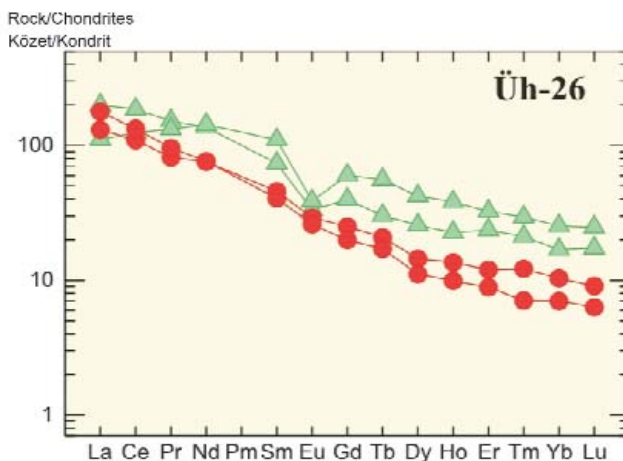


Figure 2. REE distribution in granitoid-enclave pairs (Üh-26)

Red is the REE pattern of the granitoid rocks from the inner part and from the contact. Green is the REE pattern of the enclave from the inner part and from the contact. In both rock types lower REE content characterises the contact, while a higher REE content can be detected in their cores

2. ábra. RFF-eloszlás granitoidzárvány-párokban (Üh-26)

Piros a granitoid RFF-eloszlása, zöld a zárvány RFF-eloszlása. Az alacsonyabb RFF-tartalmú minták a kontaktustól származnak, a magasabb RFF-tartalmú minták pedig a kontaktustól távolabbról, a granitoid, illetve a zárvány belsejét jellemzik

claves have higher Ni and Cr contents and a lower Ti content than the amphibolites of the Mecsek-alja Zone.

Magmatic evolution

The magmatic evolutionary history of the Mórággy Granite Formation is discussed through the features of the main rock types, their contacts, the mineral chemistry and geochemical features. The mafic enclaves have a key position in the understanding of the magmatic evolution of the Mórággy granitoid rocks.

Origin of the enclaves

Enclaves can occur in the felsic melt as solid (xenolith, restite) or liquid phase (autolith, mafic microgranular enclaves — MME, Table 1). *Xenoliths* are angular with sharp margins and they have a different geochemical character from the host. *Restites* are generally surmicaceous enclaves with an elongated shape and with biotite zone at their contacts. Their geochemical characters depend on the origin of the restite and on the regularity of the partial melting. According to their oval shapes and their sharp or transitional contacts, *autoliths* are similar to the mafic microgranular enclaves (MME). However, their geochemical characters seem to be more primitive, *i.e.* less differentiated.

The mafic microgranular enclaves are preserved as relicts of a non-perfect magma mixing. The similarity in mineralogical composition and mineral chemistry to those of the host granitoid rocks and the similar geochemical characters of both the host and the mafic enclaves indicate magma mixing. Their contacts are also evidence of this. The pillow- or bubble-like appearance of the mafic enclaves at outcrop scale represents dispersed liquid drops in a more viscous liquid. Around large mafic bodies smaller and smaller oval relics of mafic melt can be recognised.

Comparing the *geochemical characteristics* of the granitoid rocks and mafic enclaves, some regularities can be noticed: the similarity of the mafic enclaves to the granitoid rocks suggests a long period in which both rock types existed together in a liquid form. If they had existed in a solid phase, the chemical transfers could not have been so effective and so complete. Enrichment in U, Th, Pb, and Be and varying Hf and Zr contents in the granitoid rocks signify a more differentiated rock character and the presence of accessory minerals in varying quantities, while the light REEs and LILEs are enriched in the mafic enclaves as a possible result of the overcompensation. Along the rock boundaries migration is suspected.

The similarity in the mineralogical composition and in the mineral chemistry in felsic and mafic rocks suggests comparable p–T conditions and *processes of formation* for both rock types. No relicts of metamorphic minerals or textures have been detected in the mafic enclaves. This observation goes against any suggestion of a restite origin. The differences between the distribution of Ni, Cr and Ti in the

Table 1. Nomenclature and features of enclaves after DIDER and BARBARIN (1991)

Term	Origin	Contact	Shape	Petrographical features	Geochemical features
xenolith	piece of country rocks	sharp	angular	contact metamorphic textures and minerals	different from granite more diverse
surmicaceous enclaves	residue of melting (restite)	sharp with biotite crust	lenticular	metamorphic texture, micas and Al-silicates	depend on the origin and the rules of melting out
mafic microgranular enclave	blob of coeval magma	mostly sharp	ovoid	fine-grained igneous texture	similar to granite, T.H.F. and REE-rich
autolith (cumulate) enclave	disrupted cumulate	mostly gradual	ovoid	large-grained cumulate texture	similar to granite, more primitive

mafic enclaves and in the amphibolites from the Mecsekajka Zone are also evidence against the formation of restites from these amphibolites (KIRÁLY 2002). On the other hand, the development of clinopyroxene fits well to the early phase of magmatic evolution. The clinopyroxene (diopside or augite) is a common mineral in monzonite.

Magmatic crystallisation

The formation of large euhedral–subhedral pyroxene, amphibole, plagioclase and titanite may represent the *early crystallisation phase* in the mafic magma. These large minerals might have developed before the mixing occurred. Their composition could have been re-equilibrated later, during the later magmatic and/or metamorphic processes. Therefore there is no detectable compositional difference between the large and smaller pyroxene and amphibole grains.

The mafic magma must have intruded into the felsic magma relatively early — *i.e.* at the beginning of crystallisation — so as to have been able to mix (Figure 3). Homogenisation can only occur in the early phase of magma life, before the degree of crystallisation reaches 30% (PITCHER 1997; DIDIER, BARBARIN 1991). The “diluted” enclaves can be considered as the completely homogenised or partly homogenised portions of the complex, while the enclaves with amphibole aggregates probably represent a relic of the mafic magma.

Minerals have also formed in the felsic melt parallel to the evolution of the mafic enclaves. The early crystallisation stage can be represented by large, magmatic biotite tables, perhaps amphibole, accessories (zircon, allanite) and basic plagioclase cores in the granitoid rocks. Drop-like biotite inclusions in the plagioclase phenocrystals suggest earlier crystallisation of the biotite. The amphibole might have developed at the early stage of felsic melt or could have entered the felsic melt as xenocrystal from the mafic magma.

The rate of the crystallisation in the felsic melt would have been slower at the beginning, so the grain size is coarser than in the mafic enclaves. The appearance of two hydrous phases (biotite, amphibole) and the lack of any orthoclase and of any metamorphic structure of the protolith indicate a water saturated felsic melt (PITCHER 1997).

The inclusion rings of plagioclase and/or biotite in some microcline megacrystals and the REE zoning in titanite and allanite support the changes in the magmatic processes,

most probably in the magma mixing (PITCHER 1997; Vernon oral com.).

The *major phase of crystallisation* of the mafic melt took place in the felsic melt. The textural evidence of this event can be found in the development of mafic minerals (mainly amphibole and more rarely pyroxene) in aggregates (Figure 4). They behave as they would during contact metamorphism. In the latter process, the cooler and more viscous felsic melt suddenly chills the hotter and less viscous mafic melt; therefore the aggregates in the mafic enclaves are similar to the knots of the contact metamorphic “Knotenschiefer” (VERNON 1991).

After the first threshold of felsic magma (crystallinity between 30–70%), the relics mafic blobs disperse in the felsic, visco-plastic liquid and develop further separated from each other. Consequently, their geochemical characteristics are more diverse than those of the granitoid.

In the main crystallisation phase of the felsic melt, microcline begins to develop during the crystallisation range of

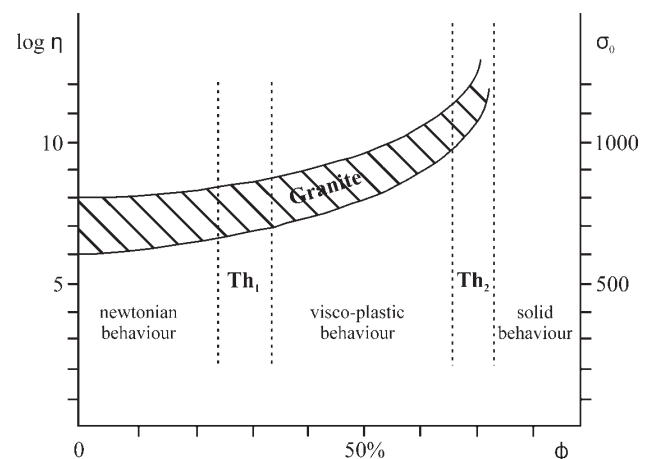


Figure 3. Rheology of granitic magma according to FERNANDEZ, BARBARIN (1991)

During the evolution of granitic magma there were two rheological thresholds. Before the first threshold (Th_1) the magma behaved as a Newtonian liquid. Between the first and second threshold the magma showed visco-plastic behaviour. After the second threshold (Th_2) the granitic magma behaved as the solid phase. Notice that during the latest period the liquid still existed (Φ = the degree of crystallinity; η = the viscosity; σ = stress)

3. abra. A gránitmagma reológiai viselkedése FERNANDEZ, BARBARIN (1991) nyomán

A gránitos olvadék fejlődésében két reológiai küszöb figyelhető meg (Th_1 és Th_2). Az első küszöbérték megelőzően az olvadék newtoni folyadékként viselkedik. Az első és második küszöbérték között az olvadék viszko-plasztikus viselkedésű, míg a második küszöbérték követően már szilárd fázisú, bár ekkor még mindig van jelen olvadék (Φ = kristályossági fok, η = viszkozitás, σ = feszültség)



Figure 4. Amphibole aggregate in mafic enclave. (Üh-37, 175.9 m)
Small grains of amphibole form aggregate. ×N

4. ábra. Amfibol-aggregátum mafikus zárványban (Üh-37 fúrás, 175,9 m)

Aggregátumba rendeződött aprózemcsés amfibol. ×N

mafic minerals and plagioclase, while more basic plagioclase (48 An%) without an albitic rim can be analysed in the inner part of the microcline megacrystal (rather than the outer part). According to the experiments of WINKLER and SCHULTES (1982) the K-feldspar begins to crystallise in the presence of a 65–70% melt. If the microcline is the first leucocratic mineral, then it could not form megacrystal.

The temperature of the mafic magma becomes similar to that of the felsic magma and the crystallisation develops in a similar way to the felsic magma: the grain size increases and the same minerals develop. The effect of the felsic melt on the mafic magma is enhanced by the fact that the temperatures of the two magmas approach each other. A poikilitic texture develops as a result of almost complete crystallisation of the mafic magma and hence there is not enough space for the crystallisation of large grains. In agreement with the observation of VERNON (1991), microcline has the most typical poikilitic texture and often occurs with a large portion (up to 50%) of inclusions. Quartz and biotite can also display a poikilitic texture if they have not been formed from the enclave magma.

During the main phase of the K-feldspar crystallisation the temperature can be estimated at between 650–663 °C. This indicates, approximately, some hundreds years in the life of a normal sized pluton (WINKLER, SCHULTES 1982). This temperature range is in agreement with the measurement of the trilinearity of microcline by BUDA (1985), whereas the crystallisation temperature of microcline 675 °C was given. If the liquid is less than 30% in the magma, K-feldspar is not able to form large crystals since there is not enough room for large crystals.

In the *late phase of the magmatic evolution* 30% of liquid can still be present (Figure 3). In this stage the migratory and chemical transfers play the most important role and early dyke systems can break through the mainly solid magmatic complex as well.

The K content of mafic enclaves is generally higher than in the host granitoid rocks. The K builds very quickly in the microcline of the mafic enclaves and thus the residuum of the mafic melt can take up more K from the felsic melt again. This process leads to an overcompensation of K in the mafic magma (DEBON 1991), although the major portion of K originates from the felsic magma.

The mafic minerals in the enclaves with amphibole aggregates are protected from alterations (uralitisation, biotitisation) by microcline. Therefore the main phase of microcline formation occurred either earlier or at the same time as the main phase of alteration. It supposes a water-saturated system which appears parallel to or after the formation of microcline. The alteration (*i.e.* sericitisation, biotitisation) and the formation of microcline in “diluted” enclaves seem to be connected to the presence of felsic melt. The relationship between the alteration and the effect of felsic melt differs in the mafic enclaves with aggregates from the “diluted” enclaves.

General features of the metamorphism

The metamorphism of the Mórággy Granite Formation is best displayed in the ductile structural transformation of the original magmatic intrusion. Deformation-related mineralogical and chemical changes also occur, but their significance is subordinate in comparison to the structural changes.

Focusing on the ductile structures in the outcrop and hand-specimen scale, the most striking metamorphic feature of the rocks is the presence of two foliation generations (steep, sub-vertical S_1 and less steep S_2 foliation), formed during solid-state deformation of the granitoid rocks. During the formation of these foliations, the mafic enclaves were rotated into the foliation planes and their shape also changed. Occasionally, narrow mylonitic zones were also formed, mostly parallel to the S_2 foliation.

These features are described in detail by MAROS *et al.* (2004), where it is mentioned that all previously listed structural features trend roughly to NE–SW, parallel to the strike of the ductile structures within the neighbouring Mecsekhalja Zone, as well as that of the Zone itself.

In the following sections those microstructural and mineralogical-petrological transformations will be briefly introduced which are related to the metamorphic evolutionary stage of the Mórággy Granite Formation.

Microstructural transformations

The metamorphic effect is very well reflected in the *microfabric* of the different rock types of the Mórággy Granite Formation. The original magmatic minerals are partly transformed into a fine-grained matrix, the quantity of which depends on the intensity of the deformation. The more rigid minerals form angular or rounded, internally relatively weakly deformed porphyroclasts of variable grain size. During microstructural transformations, oriented microfab-

ric is formed; this microfabric is defined by the alternation of elongate quartz, feldspar, biotite, and amphibole grains and/or aggregates aligned parallel to their long axes.

The microstructural changes are accompanied by the intensive dynamic recrystallisation of quartz, which is one of the most prominent metamorphic features at the thin section scale (Figure 5). Occasionally dynamic recrystallisation also occurs in feldspars and biotite, but to a much lesser extent. The proportion of recrystallised new grains (in this sense metamorphic minerals; BUCHER, FREY 1994, p. 3) reaches about 20–40% in the well-foliated, gneissic rock types; but in some ultramylonites the quantity of re-crystallised material is quite high (up to 90%, KOROKNAI 2003).

The dynamic recrystallisation of quartz is practically complete in the well-foliated and mylonitic rocks: the elongate-flattened quartz lenses are made up of small, recrystallised grains with strongly serrate-sutured boundaries (Figure 5). Weakly deformed rocks generally exhibit a considerably smaller proportion of dynamically recrystallised grains. Crystalplastic deformation in these rocks is indicated by the strong undulatory extinction of larger, magmatic quartz grains; sometimes deformation lamellae can be also observed. The formation of subgrains and incipient dynamic recrystallisation — especially along grain boundaries — are also characteristic. Based on the extensive dynamic recrystallisation of the quartz, the temperature surely exceeded 270–300 °C (VAN DAALEN et al. 1999) during deformation.

Dynamic recrystallisation of biotite is generally subordinate (Figure 5). The small (<0.05 mm) new grains often



Figure 5. Microfabric detail from a well-foliated monzogranite (Üh-29, 111.9 m)

Detail of a dynamically recrystallised quartz lense showing small, new grains with sutured grain boundaries. In the middle, a smaller biotite mica-fish with very fine-grained, recrystallised biotite along the grain boundaries can be seen. ×N

5. ábra. Szöveti részlet jól palásodott monzogranitból (Üh-29 fúrás, 111,9 m)

Dinamikusan átkristályosodott kvarclencse részlete apró, erősen varratos szemcsehatárú kvarckristályokkal. A kép középső részén kisebb, szigmoid alakú biotitszemcse („csillámhal”) látható, amelynek peremein rendkívül finomszemű, átkristályosodott biotit képződött. ×N

form thin, heavily elongated tails around the original grains parallel to the foliation. The internal deformation of large magmatic biotite is indicated by widespread undulatory extinction and kink-bands.

Dynamic recrystallisation of feldspars is also rather subordinate. However, crystalplastic deformation is reflected in the presence of frequent undulatory extinction, kinked magmatic twins, occasionally deformation twins, and the formation of subgrains along micro-cracks.

Beside crystalplasticity, *bulk deformation* is largely accommodated by rigid-body rotation and fracturing of the different minerals (mainly biotite, feldspars, and amphibole). Rigid-body rotation of biotite, amphibole, and feldspars has basically contributed to the formation of foliation. During rotation, the edges and corners of minerals often became rounded. In the pressure shadows of larger feldspar grains, synkinematic tails were often formed (σ and δ clasts). In the rigid minerals (mostly feldspars) micro-cracks are widespread in every rock type, thus indicating predominantly brittle behaviour during deformation (Figure 6). Very small displacements of mineral fragments along the micro-cracks sometimes resulted in virtually continuous deformation on a hand-specimen scale.



Figure 6. Microfabric detail from a protomylonitic monzogranite (Üh-29, 137.25 m)

Strongly fractured, cross-hatched microcline grain. Along the microfractures network small-scale displacements of the individual fragments and fine-grained carbonate infillings can be observed. ×N

6. ábra. Szöveti részlet protomilonitos monzogranitból (Üh-29 fúrás, 137,25 m)

Erősen töredezett, kereszttráncos mikroklinzemcse. A mikrorepedés-hálózat mentén apró elmozdulások és finomszemű karbonátos kitöltés figyelhető meg. ×N

Metamorphic mineral reactions and changes in mineral chemistry

The metamorphic mineralogical changes of all rock types occurring in the Mórógy Granite Formation (granitoid rocks, mafic enclaves and leucocratic dykes) were studied by both optical microscopy (KIRÁLY 2001, 2003; KOROKNAI 2003) and electron-microprobe analysis (HORVÁTH et al. 2003).

As mentioned above, the changes in mineralogy and/or mineral chemistry are generally subordinate in comparison to the structural changes. The intensity of these mineralogical changes is rather variable in the area of investigation, but it mostly shows a good correlation with the intensity of the macroscopically detected rock deformation.

The chemical aspects of the metamorphism can be best demonstrated in the case of *biotite*. Biotite in different microstructural positions, displays slightly different chemical compositions: the large (several mm), often kinked, magmatic biotite flakes generally have a higher titanium content (TiO_2 up to 4–5 wt%, clearly indicating magmatic origin) than the small, re-crystallised (and/or mechanically broken) biotite grains in the fine-grained matrix have a lower titanium content ($\text{TiO}_2 < 2\%$). Along the grain boundaries or splitting planes of the large grains, mostly anhedral, fine-grained, secondary titanite has formed; this represents an accumulation of the titanium released from the original magmatic biotites during metamorphic processes.

Another example of the metamorphic transformation of biotite is the formation of extremely fine-grained (<0.05 mm), syntectonic white mica rims around larger, strongly deformed “biotite-fish”. Coarser-grained (0.1–1 mm), syntectonic white mica along heavily deformed biotite- and feldspar-rich zones were also observed in some mylonitic zones (Figure 7). According to microprobe measurements, the muscovite has relatively high Fe, Mg, and Ti content, which indicates the formation of muscovite at the expense of biotite.

Plagioclase is transformed into fine-grained epidote–clinozoisite and albite, these are often related to the fine-

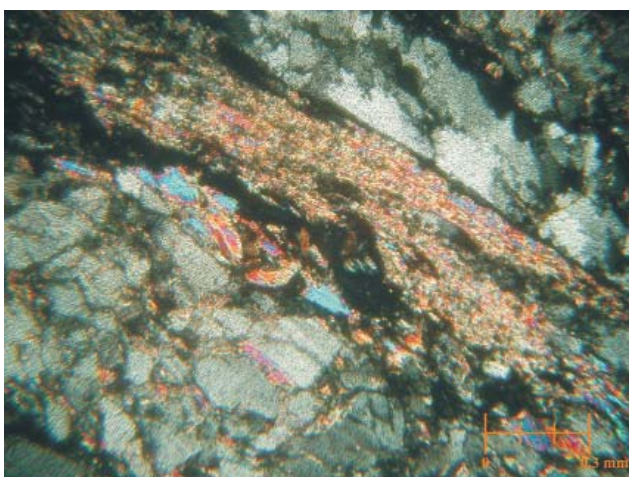


Figure 7. Microfabric detail from a mylonitic monzogranite (Üh-29, 139.2 m)

Fine-grained, white-mica (muscovite) band with somewhat bigger grains on its edge. Muscovite can be also observed in the microfractures of the larger feldspar grain. ×N

7. ábra. Szöveti részlet milonitós monzogranitból (Üh-29 fúrás, 139,2 m)

Finomszemű muszkovitsáv, amelynek peremén kissé durvább kristályos szemcsék figyelhetők meg. A muszkovit a földpátszemcse mikrorepedés-hálózatában is megjelenik. ×N

grained, recrystallised feldspar-rich layers of the rocks. The metamorphic origin of *epidote–clinozoisite* is clearly indicated by the fact that it forms fine-grained aggregates parallel to the foliation, or to the stretching lineation in the sections parallel to the foliation. Thus its formation is obviously related to ductile deformation. The inhomogeneous distribution of *albite* along cleavages, micro-cracks and margins of plagioclase grains generally indicates a metamorphic process. In the mafic enclaves and in the leucocratic segregations among them *prehnite* has formed locally in small quantities at the expense of plagioclase (Figure 8).

Myrmekite and flame perthite are frequently found at the margin of larger *microcline* crystals. In the well-foliated



Figure 8. Microfabric detail from a weakly-deformed monzonite (Üh-27, 137.45 m)

Fibrous prehnite crystals among large, euhedral plagioclase grains. ×N

8. ábra. Szöveti részlet alig deformált monzonitból (Üh-27 fúrás, 137,45 m)

Szálás prehnitkristályok plagioklásztáblák között. ×N

rock types myrmekite often occurs in the slightly asymmetric shortening quarters in the rim of large microcline grains. This microstructural arrangement, together with flame-perthites at the grain boundaries, indicates intensive ductile shearing (SIMPSON, WINTSCH 1989; PRYER 1993; PRYER, ROBIN 1995).

According to the microprobe measurements, the original composition of *amphiboles* also changed: *actinolite* with high Mg content (occasionally almost tremolite) was formed at the expense of the magmatic magnesio-hornblende.

Determination of the metamorphic facies

The observed microstructural changes and metamorphic mineral reactions, as well as the mineral paragenesis (*i.e.* stable biotite and amphibole) during ductile deformation suggest a basically higher-temperature *greenschist facies* conditions (>350 °C) for the metamorphism. It is in agreement with the formation of secondary, metamorphic biotite, epidote, zoisite, and elongated–flattened quartz lenses with

a dynamically recrystallised internal structure. These have been described by JANTSKY (1953), who regarded all these features as proofs of “epizonal” metamorphism.

Absolutely fresh amphibole in large quantities (according to microprobe measurements uniformly magnesio-hornblende), associated with biotite and dynamically recrystallised plagioclase (uniformly oligoclase), and microcline were found in a strongly mylonitic monzonite sample from Borehole Űh–27 (200.5 m). This paragenesis indicates that the metamorphic temperature could reach the transitional zone between the greenschist and amphibolite facies (approximately 500–550 °C) during ductile deformation.

The role of *chlorite* is still problematic. It is absolutely missing in many strongly deformed rocks. In other cases, it seems to replace deformed biotite. At first sight, this phenomena could indicate that chlorite was predominantly formed after the metamorphism. On the other hand, chloritisation shows a good correlation with the “intensity” of foliation (namely, the proportion of chlorite is higher in the well-foliated rocks) in the southern part of the research area (DITRÓI-PUSKÁS 1998). We can suppose that chloritisation is also a metamorphic process, but it is connected to the later, lower-temperature phase of metamorphism.

Metamorphic rocks in the Mórágý Granite

Metasandstones and *metasiltstones* (Bátaapáti Member, Ófalu Formation, BALLA et al. 2003) occur near the northern margin of the granitoid body. They are restricted to a 100–150 m wide strip, 0.8–1 km south-east of the Mecsekalja Zone, as JANTSKY (1979) recognised earlier. The metamorphites form 5–20 m wide, slab-like bodies — most probably lenses — within this strip. The strip itself can be followed for a distance of approximately 2.5 km along the strike from the eastern side of the Hutai Valley to the north-eastern side of the Körtvélyesi Valley (BALLA et al. 2003).

The lenses have a rather steep *position* and they dip mostly to the NW, occasionally to the SE with an angle exceeding 80°. This orientation is practically the same as that of the steep foliation (S_1) in the Mórágý Granite Formation (MAROS et al. 2004) and it is also very similar to the main structural features of the Mecsekalja Zone.

According to the microscopic investigations the *striped structure* observed in these rocks (of an outcrop scale) originates from the primary sedimentary bedding. A weak gradation and compositional changes can, albeit rarely, also be identified (LELKESNÉ FELVÁRI 2002). The metamorphic foliation which has developed in these rocks cuts the bedding at low angles (maximum 20–25°) and can be distinguished by small biotite flakes. The flakes occur in large quantities and are aligned parallel to their long axis. Locally, small, tight to isoclinal folds can be observed in the bedding planes. Both the bedding and the foliation have a very similar orientation to the position of the metasandstone lenses themselves. The orientation of the foliation in the metasandstone is roughly

parallel to that of the weakly-foliated host granitoid rocks in the outcrop at the abandoned Bátaapáti wine-cellars.

The *contact* of the metasandstone bodies and the granitoid rocks is generally sharp in the outcrops; however, there is no trace of a large-scale brittle or ductile shear along the boundaries of these rocks.

The *mineralogical composition* of the metasandstones (metasiltstones and slates) is characterised by fine-grained, subhedral–anhedral quartz, plagioclase, biotite, and (locally) K-feldspar. In the quartz–feldspar-rich layers and lenses polygonal microfabric is widespread suggesting static recrystallisation. The biotite appear as small (0.1–0.5 mm), internally undeformed, oriented flakes, or locally, stacks aligned parallel to their long axis. Besides these, muscovite is also occasionally present in relatively large quantities. Tourmaline is a very characteristic accessory mineral forming euhedral and the relatively large grains contain small quartz inclusions. Opaque minerals also occur in relatively large quantities and sometimes epidote and clinoziosite appear as well. Further accessories are zircon and apatite.

In certain samples very fine-grained, light yellow (1N), round to oval-shaped, often oriented, elongate aggregates (pseudomorphs?) are characteristic. These aggregates consist of very fine-grained biotite, muscovite (sericite) and quartz. According to the microprobe measurements these could represent the alteration products of K-feldspar. LELKESNÉ FELVÁRI (2002) interprets these aggregates as probably being pseudomorphs after andalusite and/or cordierite. The prevailing metamorphic paragenesis observed in most metasandstones suggests a metamorphic effect of an approximately biotite isograd.

Volcanic dykes in the Mórágý Granite Formation

The Mórágý Granite Formation, the metamorphic rocks of the Mecsekalja Zone (Ófalu Formation), and the Vasas Formation NW of the Zone (BALLA et al. 2003) are crosscut by steeply dipping (~70°), mostly (and approximately) NE–SW striking subvolcanic dykes with a maximum width of 6 m. At the northern part of the Mórágý Block (Trench A2, Huta and Nagymórágý Valley, quarry of Kismórágý) the dyke swarms can be followed for some kilometres. The age of these dykes is reckoned to be Cretaceous on the basis of petrographical analogies.

A detailed petrographic description of the volcanic dykes *from the outcrops* on the north-eastern part of the Mórágý region was given by HARANGI (2003). He recognised (1) orange-coloured trachyte with sanidine phenocrystals (“bostonite”) and (2) greenish grey tephrite with pseudomorphs after nepheline, olivine and amphibole and/or with small biotite. One sample is very similar to that of the intrusive breccia from a borehole (see below).

Two Lower Cretaceous volcanic suites of the Eastern Mecsek area were distinguished by HARANGI, ÁRVA-SÓS (1993) based on mineralogical and geochemical character-

istics. The ancaramite–alcalic basalt suite is strongly porphyritic with olivine and clinopyroxene phenocrystals. Apart from these minerals the matrix contains plagioclase and Fe–Ti oxides as well. The basanite–phonolite suite is undersaturated in Si. Apart from plagioclase, amphibole, biotite, and needle-like apatite also occur in this suite.

According to HARANGI (2003), the tephrites from the outcrops of the Mórággy Block display some similarities to the basanite–phonolite suite from the eastern Mecsek Mountains. However, the rocks of the latter are more enriched in mafic components. Trachyte also exhibits some similarities in geochemical character to the basanite–phonolite suite; however, there is no similarity in their petrographic features.

The boreholes (Üh–27 in 396.95–405 m and Üh–29 in 238.56–264.05 m) penetrated greenish grey, strongly altered (montmorillonitised) volcanic dykes which have a maximum width of 4.22 m. At their margins chilled zones or intrusive breccias can be detected and occasionally feldspar grains such as xenocrystals from the granitoid rocks are also present. The rocks show magmatic flow-structures, and their texture is porphyritic–intersertal. Two types of pseudomorphs after feldspar and amygdales (filled with calcite) can be observed. The K-feldspar/plagioclase ratio measured by X-ray diffraction is about 0.5–1.

The dykes cut by the boreholes are neither unambiguously analogous to dykes studied in quarries of the Mórággy region, nor to igneous rocks of the Eastern Mecsek. However according to HARANGI (2003) some similarities can be recognised. These rocks are similar to tephritic dykes from the outcrops of the Mórággy Block in their textural orientation and the presence of amygdales filled with calcite. They are, however, more leucocratic than the basanite–phonolite suite of the Eastern Mecsek Mountains. Therefore, their relationship is unclear.

Summary

Rocks from the Mórággy Granite Formation were formed by the mixing of felsic and mafic magmas. The evidence for the magma mixing is supported by: the features and analyses of the contacts of the main rock types, the similarities in mineralogical compositions and mineral chemistry, and by the similar geochemical features of both rock types. The mafic enclaves with amphibole aggregates represent relics of a non-perfect magma mixing, while the “diluted” enclaves may indicate the homogenised or partly homogenised portions of the complex.

Leucocratic, late-magmatic dykes crosscut the nearly solidified complex which is characterised by sharp contacts, while lobated injection towards the host rock which has been formed mostly from microcline can also be detected along the contacts.

The magmatic crystallisation of the Mórággy Granite Formation was followed by metamorphism. The metamorphism appears mostly in structural aspects, emphasised first of all by the formation of a NE–SW striking, regional foliation. Classical metamorphic mineral transformations and chemical changes have also occurred, but these are less characteristic. Based on microstructural features and the respective mineralogical composition of the rocks, the metamorphic temperature can be broadly placed into the higher greenschist facies (>350 °C) during the ductile deformation, and it could have reached a maximum — at least in certain zones — approximately 500–550 °C.

The metamorphic event with its variable intensity can be traced within the whole granitoid body. The ductile structures are parallel to the strike of those within the neighbouring Mecsekhalja Zone and to the Zone itself. Therefore, it seems very likely that the character of the metamorphism is regional.

References — Irodalom

- BALLA Z. 2000: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az üveghutai telephely. Földtani összesítés biztonsági értékeléshez (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Geological summary for the safety assessment). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESEY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., BUDA, G. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* 61, pp. 359–364.
- BUCHER, K., FREY, M. 1994: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 318 p.
- BUDA, GY. 1974: Investigation of the alkali feldspar polymorphs of the Hungarian granitoid rocks. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 18 (3–4), pp. 465–480.
- BUDA GY. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh (Bohémiai)-masszívum granitoidjainak példáin. Kandidátusi értekezés (in Hungarian: Origin of Variscan collision granites on examples of the granites from Hungary, West Carpathians and Central

- Bohemian Massif. Doctoral dissertation). — *Manuscript*, Library of the Hungarian Academy of Sciences Budapest.
- BUDA GY. 1996: Összefoglaló jelentés az Üveghuta-1 mélyfúrás granitoid kőzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian: Summary report on the studying the granitoid rocks from Borehole Üveghuta-1). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BUDA GY. 1998: Összefoglaló jelentés az Üveghuta-2, -3, -4, -5, -6, -8 mélyfúrások granitoid kőzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian: Summary report on the studying the granitoid rocks from Boreholes Üveghuta-2, -3, -4, -5, -6, -8). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BUDA GY. 1999: Összefoglaló jelentés az Üveghuta-22, -23, -24 mélyfúrások granitoid kőzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian: Summary report on the studying the granitoid rocks from Boreholes Üveghuta-22, -23, -24). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BUDA GY., PUSKÁS Z., GÁL-SÓLYMOS K., KLÖTZLI, U., COUSENS, B. L. 2000: Mineralogical, petrological and geochemical characteristics of crystalline rocks of the Üveghuta boreholes (Mórág Hills, South Hungary) [Üveghutai mélyfúrások kristályos kőzeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése (Mórági-rög)]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 231–252.
- CSALOGOVITS I. 1964: De la palingénese calédonienne et des rapports de grande tectonique du massif de socle cristallin du sud du bassin Pannonien (Cisdanubie). — *Annales Historico-Naturalis Musei Naturalis Hungarici* 56, pp. 31–57.
- VAN DAALLEN, M., HEILBRONNER, R., KUNZE, K. 1999: Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. — *Tectonophysics* 303 (1–4), pp. 83–107.
- DEBON, F. 1991: Comparative major element chemistry in various “microgranular enclave-plutonic host” pairs. — In: DIDIER, J., BARBARIN, B.: *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Amsterdam-Oxford – New York – Tokyo, pp. 293–313.
- DIDIER, J., BARBARIN, B. 1991: *Enclaves and Granite Petrology*. — Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo, 625 p.
- DITRÓI-PUSKÁS Z. 1996: A Mórági-rög gránitterületén mélyült Üveghuta-1 (Üh-1) fúrás anyagának kőzettani vizsgálata [in Hungarian: Petrographical study of the rocks from Borehole Üveghuta-1 (Üh-1) drilled in the Mórág Block]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DITRÓI-PUSKÁS Z. 1998: A Mórági-rög gránitterületén mélyült Üveghuta (Üh) környéki Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-6 és Üh-8 fúrások anyagának kőzettani vizsgálata [in Hungarian: Petrographical study of the rocks from Boreholes Üveghuta (Üh) Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-6 and Üh-8 drilled in the Mórág Block]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DITRÓI-PUSKÁS Z. 1999: Kis és közepes radioaktivitású erdőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. A Mórági-rög gránitterületén mélyült Üveghuta (Üh) környéki Üh-22, Üh-23 és Üh-24 fúrások anyagának kőzettani vizsgálata [in Hungarian: Petrographical study of the rocks from Boreholes Üveghuta (Üh) Üh-22, Üh-23 and Üh-24 drilled in the Mórág Block]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FERNANDEZ, A. N., BARBARIN, B. 1991: Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. — In: DIDIER, J., BARBARIN, B. (eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam-Oxford – New York – Tokyo, pp. 263–277.
- HARANGI SZ. 2003: Mecseki kőzetminták petrográfiai leírása és kőzettani összehasonlítása a Keleti Mecsekben előforduló alsókréta vulkáni kőzetekkel (in Hungarian: Petrographical description of rock samples from the Mecsek Mountains and their petrographical comparison with the Lower Cretaceous volcanic rocks which occur in the Eastern Mecsek Mountains). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HARANGI SZ., ÁRVÁNYÉ SÓS E. 1993: A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kőzetei I. Ásvány- és kőzetan [Early Cretaceous volcanic rocks of the Mecsek Mountains (South Hungary) I. Mineralogy and Petrology]. — *Földtani Közlemények* 123 (2), pp. 129–165.
- HÁDEN S. 1997: A fazekasboda-mórági-röghegységi granitoidok káliföldpátjainak ásványtani vizsgálata. Szakdolgozat (in Hungarian: Mineralogical study of the potassium feldspars from the granitoids of the Fazekasboda-Mórág Block). — *Manuscript*, Eötvös Loránd University, Faculty of Natural Sciences, Mineralogical Department, Budapest.
- HORVÁTH P., NAGY G., DEMÉNY A. 2003: Üveghutai granitoid képződésmintákból készült vékonycsiszolatok ásványfajtáinak elektron-mikroszondás vizsgálatáról (in Hungarian: On the electron microprobe analysis of the thin sections made of granitoid rocks from Üveghuta). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JANTSKY B. 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai (in Hungarian, with French abstract: Les conditions géologiques du socle cristallin du Mecsek). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1950*, pp. 65–77.
- JANTSKY, B. 1979: (mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana (in Hungarian: Géologie du socle cristallin granitidé de la montagne Mecsek). — *Annals of the Geological Institute of Hungary* 60, 385 p.
- KIRÁLY E. 2001: Vékonycsiszolatok petrográfiai leírása, Üveghuta. Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23 (in Hungarian: Petrographic description of thin sections, Üveghuta Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KIRÁLY E. 2002: A Nyugat-Mecsek, a Göröcsönyi-hátság, a Mecsek-alja-zóna és a mórági régió amfiboltartalmú kőzeteinek fejlődéstörténete vékonycsiszolatos, elektron-mikroszondás és geokémiai vizsgálatok alapján. Doktori értekezés (in Hungarian: Evolution of the amphibole-bearing rocks of the Göröcsöny Ridge, Mecsek-alja Zone and Mórág Region based on petrographic, electron microprobe and geochemical investigations. Ph.D. Thesis). — *Manuscript*, Eötvös Loránd University, Budapest.
- KIRÁLY E. 2003: A gránit kőzettani értékelése (in Hungarian: Petrological evaluation of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KIRÁLY, E., TÖRÖK, K. 2003: Magmatic garnet in deformed aplite dykes from the Mórág granitoid, SE Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 46 (3), pp. 239–254.
- KLÖTZLI, U. S., BUDA, GY., SKIOLD, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr-Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terraine (Hungary). — *Mineralogy and Petrology* 81 (1–2), pp. 113–134.
- KOROKNAI B. 2003: Az irányított minták mikrotektonikai vizsgálata és összefoglaló értékelése (in Hungarian: Microtectonic study and summarising evaluation of the oriented samples). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

- LÉLKESNÉ FELVÁRI GY. 2002: Bátaapáti környéki metamorf kőzetek vékonycsiszolati leírásai (in Hungarian: Description of thin sections made of metamorphic rocks from the surroundings of the village of Bátaapáti). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS GY., KOROKNAI B., PALOTÁS K., FODOR L., DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., ZILÁHI-SEBESS L., BÁNNÉ GYÖRY E. 2004: Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórági-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezet-alakulása). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- PITCHER, W. S. 1997: *The nature and origin of granite*. – Chapman & Hall, London, 387 p.
- PRYER, L. L. 1993: Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. – *Journal of Structural Geology* 15 (1), pp. 21–36.
- PRYER, L. L., ROBIN, P. Y. F. 1995: Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. – *Journal of Metamorphic Geology* 14 (1), pp. 645–658.
- ROTH S. 1875: A Fazekasboda-mórági hegylánc eruptív kőzetei (in Hungarian: Eruptive rocks of the Fazekasboda-Mórág Hills). – *Földtani Közöny* 5 (1–12), pp. 135–145.
- SIMPSON, C., WINTSCH, R. P. 1989: Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. – *Journal of Metamorphic Geology* 7 (2), pp. 261–275.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról (in Hungarian: On the mechanism of the magmatism of the Carpathian Median Massif). – A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Geokémiai Konferenciája, 1959. október 5–10. 2. kötet (Conference on Geochemistry of the Department of Technical Sciences of the Hungarian Academy of Sciences, 5–10. October, 1959, Volume 2). – *Manuscript*, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- VERNON, R. H. 1991: Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. – In: DIDIER, J., BARBARIN, B.: *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York - Tokyo, pp. 277–293.
- WINKLER, H. G. F., SCHULTES, H. 1982: On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1982 (12), pp. 558–564.

A Mórággyi-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete

KIRÁLY EDIT, KOROKNAI BALÁZS

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, dinamikus átkristályosodás, granitoid, képlékeny deformáció, mafikus zárványok, magmakeveredés, Magyarország, metamorfózis, Üveghuta

Összefoglalás

A Mórággyi Gránit Formáció kőzetei egy mafikus és egy felzikus magma keveredésének eredményeként jöttek létre. A fő kőzettípusok jellegei és kontaktusvizsgálatai, a mindkét magmában megfigyelhető azonos ásványos elegyrészek és azok összetételének hasonlósága, valamint a geokémiai jellegek nagyfokú egyezése egyaránt a magmakeveredést támasztják alá. Az amfibol-aggregátumokat tartalmazó mafikus zárványok egy nem tökéletes magmakeveredés reliktumainak tekinthetők, míg a „felhígult” zárványok a formáció teljesen vagy félig homogenizálódott részeit képezik. A majdnem teljesen megszilárdult komplexumot a magmás fejlődés kései szakaszában leukokrata telérek szeltek át, többnyire éles kontaktussal.

A Mórággyi Gránitot a magmás kristályosodást követően metamorfózis érte, amely elsősorban az eredeti kőzetszerkezet intenzív, szilárd fázisú transzformációjában – ÉK-DNy-i csapású palásodásában – nyilvánult meg. A metamorf fázisátalakulások és az ásványkémiai változások jelentősége összességében lényegesen kisebb. A mikroszerkezeti bélyegek és az ásványos összetétel alapján a metamorfózis hőmérséklete általában véve a zöldpalafácies magasabb hőmérsékletű (>350 °C) tartományára jellemző, s maximálisan kb. 500-550 °C-ot érhetett el.

A metamorf esemény nyomai – területileg változó intenzitással – az egész gránittestben észlelhetők. A képlékeny szerkezeti elemek csapása megegyezik a Mecsek-alja-öv képlékeny szerkezeti elemeinek csapásával, illetve magának az övnek az irányával. Mindezek alapján valószínű a metamorfózis regionális jellege.

Bevezetés

A Mórággyi Gránit Formáció kőzeteit a kutatók generációi több szempontból is tanulmányozták. Metamorf bélyegeket már ROTH (1875) is felismert a granitoidban, és a kőzetek egy részét gneisznek minősítette. JANTSKY (1953) szerint a gránit egyes övekben dinamometamorfózist szenvedett. Később azonban ez a gondolat — a gránittest magmás kristályosodása után történő metamorfózis — eltűnt a hazai földtani irodalomból.

SZÁDECZKY-KARDOSS (1959) és CSALOGOVITS (1964) a Mórággyi Gránitot migmás-metaszomatikus eredetű képződménynek tartotta, amely elméletet BUDA (1974, 1985) és JANTSKY (1979) fejlesztette tovább, resztitnek minősítve a granitoidban lévő mafikus zárványokat.

A magmakeveredés elméletét, amely szerint a mafikus zárványok magmakeveredés reliktumainak tekinthetők, el-

sőként BUDA (1999), illetve BUDA et al. (2000) írta le, a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló munkálatokhoz kapcsolódva. A gránittest eredete azonban továbbra sem tekinthető megoldott kérdésnek. A granitoid magmás kristályosodása az irodalmi adatok alapján a variszkuszi orogenezishez kötődik (BALOGH et al. 1983; BUDA 1985; KLÖTZLI et al. 2004).

BUDA (1996, 1998, 1999) és DITRÓI-PUSKÁS (1996, 1998, 1999) szintén felismertek metamorf bélyegeket, amelyeket „diszlokációs metamorfózis” eredményének tekintettek. BALLA (2000) a Mórággyi Gránit Formáció általános metamorfózisáról számolt be. KIRÁLY (2001) a részletes vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a formáció összes kőzettípusának metamorfózisát állapította meg.

A 2002–2003. évi részletes felszíni kutatás során kiemelt figyelmet fordítottunk a magmakeveredés lehetséges bizonyítékaira, valamint a metamorf jelenségekre. Mun-

kánkban összegezzük (1) a magmakeveredést alátámasztó makroszkópos és petrográfiai megfigyeléseket, az elektronmikroszondás és geokémiai elemzéseket, illetve (2) a granitoid hűlése során végbement, szilárd fázisú mikroszerkezeti és ásványtani-kőzettani változásokat.

Földtani jelentőségük miatt végül röviden kitérünk a Mórágai Gránit északi peremén előforduló metahomokkőtestek (Ófalui Formáció, Bátaapáti Homokkő Tagozat), illetve a Mórágai Gránitot harántoló vulkanitellérek (Rozsdás-serpenyői Formáció) főbb szerkezeti-kőzettani jellemzőire is.

A Mórágai Gránit jellemzése

A következőkben a Mórágai Gránit Formáció fő kőzettípusainak általános jellemzőit, egymáshoz való viszonyát, valamint petrográfiai és geokémiai jellegeit tárgyaljuk.

Fő kőzettípusok

A Mórágai Gránit Formáció három fő kőzettípusból áll: granitoidból, mafikus zárványokból és leukokrata telérek-ből. A *granitoid* legerjedtebb típusa a monzogranit, amely változó arányban tartalmaz plagioklász és mikroklint, kvarcot, biotitot, ritkábban — a kevésbé deformált kőzetekben — amfibolt. Akcesszóriaként cirkon, allanit, titanit, apatit, epidot, ritkán muszkovit fordul elő. A többnyire közepes szemcseméretű (2-7 mm) granitoidban általában jellemzők a több cm-es mikroklín-megakristályok, bár apróbb szemcseméretű, megakristály nélküli, erősen vagy kevésbé deformált, valamint mafikusabb változatok is előfordulnak (KIRÁLY 2003).

A granitoid-testen belül változatos méretű (néhány cm-től akár 200-300 m-ig), kerek vagy ovális, mezo-melanokrata zárványok, illetve testek jelennek meg, amelyeket *mafikus zárványoknak* nevezünk. Összetételük jellemzően monzonitos, de több-kevesebb kvarcot tartalmazó dioritok és szienitek is előfordulnak. A nagyméretű mafikus testek leginkább a dioritok sorozatba tartoznak, míg a szienites összetétel a nagyon sötét, finomszemcsés zárványokra jellemző. A zárványok eloszlása változékony, ami elsősorban a nagyobb mafikus testektől való távolság függvénye. Három csoportjukat lehet elkülöníteni: amfibol-aggregátumos zárványok (1), „felhígult” zárványok (2) és finomszemcsés zárványok (3).

A nagyobb mafikus testek (Üh-27, Üh-37) az első, amfibol-aggregátumos zárványok csoportjába tartoznak. Ezek többnyire közép szemcsés kőzetek, melyek körül a granitoid maga is bázisosabb összetételű. Ezeken kívül kisebb mafikus zárványok is tartoznak ebbe a csoportba.

A „felhígult” zárványok szintén megjelenhetnek nagyobb testekként. Szemcseméretük közepes vagy apró, és az utólagos átalakulások következtében többnyire vörös és zöld színűek (Üh-4, Üh-5, Üh-28). Ezek a granitoid részben vagy teljesen homogenizálódott részeinek tekinthetők. Összetételük általában kvarcmonzonitos, amely a monzo-

gránitos felzikus típus és a monzonitos mafikus típus között helyezkedik el. Ezeknek a részben homogenizálódott testeknek a határa nem mindig állapítható meg egyértelműen, kontaktusaikat gyakran törések, érhálózatok és erőteljes átalakulások kísérik. Néhány esetben sötétebb zárványok is jelentkeznek bennük.

A jellemzően apró (néhány cm) foszlányszerű, finomszemcsés zárványok erőteljesen melanokraták, nagyon finomszemcsés, belső deformációtól mentes, de irányítottan elhelyezkedő ásványszemcsékkel. Ásvány-aggregátumok megjelenése nem jellemző bennük.

Mind a granitoidot, mind a mafikus zárványokat változó vastagságú és dőlésű, többgenerációs *leukokrata telérek* szelik át. Fő kőzetalkotó ásványaik a mikroklín, kvarc, plagioklász, alárendelten biotit, valamint kevés akcesszória (titanit, opak ásvány) is előfordul. Néhány esetben muszkovit vagy gránát is képződik bennük. Ezek a felzikus olvadékból differenciálódott, későmagmás képződmények 2 kbar-on, 700 °C-os minimum-hőmérsékleten képződhetnek (KIRÁLY, TÖRÖK 2003).

Kontaktusvizsgálatok

A granitoid és a mafikus zárványok közötti kontaktusokat a felzikus olvadékból származó plagioklász-fenokristályok vagy más nagyméretű ásványszemcsék benyomódása a mafikus zárványokba teszik egyenetlenné. A granitoidba pedig helyenként apró, melanokrata nyúlványok nyomulnak be. Néhány esetben reakciószegélyek is megfigyelhetők a kontaktusok mentén. A granitoid oldalán a színtelen ásványok feldúsulása jellemző, míg a mafikus zárványok oldalán biotitdús peremek jelennek meg. Ez utóbbiban a biotittáblák peremén számos, nagyméretű akcesszórius ásványkiválás (apatit, allanit, titanit) figyelhető meg. A felzikus olvadék hatására a mafikus zárványok belsejétől a peremek felé az amfibol rovására nő a biotit szerepe. Néhány leukokrata ásványokban dús perem hasonlít a nagyméretű földpáttal és amfibollal jellemezhető leukokrata szegregációkhoz, amelyek a felzikus olvadék mafikus magmába történő beszűrődéseként értelmezhetők.

A mafikus testek és a granitoid között átmenetet lehet felfedezni, bár az egyes magmás kontaktusok általában határozottak. Ha a mafikus testek vannak jelen nagyobb részarányban, akkor a beszűrődő granitoid-olvadék összetétele szintén bázisosabb. Ha azonban a granitoid csak néhány, kisméretű mafikus zárványt tartalmaz, akkor a granitoid összetétele is savanyúbb.

A granitoid és a leukokrata telérközvetek között a kontaktusok rendszerint élesek, bár néhol a befogadó kőzet irányába főleg mikroklínból álló, lóbas betüremkedések is észlelhetők. Néhány esetben a telér falára merőlegesen durvaszemcsés ásványkiválás észlelhető, ilyenkor az apatit többnyire erősen deformált. Apró, cseppszerű kvarczárványok vagy mirmekit megjelenése a kontaktusok mentén a granitoidban gyakori jelenség, és egy keskeny sávban migrációt sejtet.

A leukokrata telérek hatása a mafikus zárványokra erőteljesebb, mint a granitoidra. A leukokrata telérek és erek pereme gyakran elmosódó. Lóbavonalas, szinuszos beöblösödések, cikcakkos vagy hajlott kontúrok is előfordulnak. A mikroclin szintén beszűrődhet a mafikus zárványokba, éppúgy, ahogy a mafikus ásványok bekerülhetnek a leukokrata telérekbe.

Ásványos összetétel és ásványkémia

Az ásványos összetétel és az egyes ásványok kémiai összetétele a granitoidban és mindhárom mafikus zárványcsoportban nagyon hasonló. A különbségek elsősorban az egyes ásványok részarányában jelentkeznek.

A *színesásványok* közül a *klinohiproxén* kizárólag az amfibol-aggregátumos mafikus zárványokban található. A piroxén két szöveti pozícióban (aggregátumok és önálló ásványszemcsék) jelenik meg. Összetétele mindkét esetben ferro-diopszidos, néhány esetben kevés (max. 0,63%; KIRÁLY 2002) Cr-tartalommal. Ezen kívül sem zónásság, sem összetételbeli változékonyság nem figyelhető meg.

A többi színesásvány közül az amfibol megjelenése a mafikus zárványokra, míg a biotit a granitoidra jellemző. Az aggregátumos zárványoktól a „felhígult” zárványokon keresztül a finomszemcsés zárványokig jellemző trend figyelhető meg a színesásványok minőségében és részarányában: az amfibol-aggregátumos zárványok gyakran csak amfibolt tartalmaznak, míg a „felhígult” és különösen a finomszemcsés zárványokban egyre nagyobb részarányban jelenik meg biotit az amfibol rovására. A finomszemcsés zárványok többnyire biotitot tartalmaznak színesásványként.

Az amfibol a piroxénhez hasonlóan kétféle szöveti pozícióban fordul elő: aggregátumokban vagy nagyméretű, önálló lécekként. A különböző szöveti pozíciókban megjelenő amfibol összetételében jellegzetes különbség nem tapasztalható. Az aggregátumokban előforduló amfibol gyakrabban mutat foltos, néhány esetben koncentrikus zónásságot, míg a nagyméretű amfibollécek sokszor tartalmaznak apró opakásványokat.

A biotitnak többféle előfordulása ismert: (1) nagyméretű, magmás, többnyire kinkes szerkezetű tábla, (2) zárvány földpáthban, (3) az amfibol átalakulási terméke, valamint (4) nagyon finom, másodlagos szemcsék a magmás biotit peremén. A granitoidból és a mafikus zárványokból mért biotit-összetételek között nincs lényegi különbség. A nagyméretű magmás biotittáblákban néhol gyenge zónásság fedezhető fel, amely párhuzamosan a magma differenciációjával Fe-ban egyre dúsabb biotitot eredményez a peremek felé.

Szintelen ásványként plagioklász, mikroclin és kvarc jelenik meg. A plagioklász/mikroclin aránya nagyon változékony a mafikus zárványokban.

A plagioklász fenokristályként és a mátrixban is előfordul. Összetétele a granitoidban többnyire oligoklász vagy andezin, ritkábban albit, míg a mafikus zárványokban jellemzően andezin, ritkábban labradorit vagy bázisos oligoklász. A plagioklász-összetételek jellege tehát savanyúbb a granitoidban, mint a mafikus zárványokban.

A mikroclinnek szintén két generációja ismert: a megakristályok és a mátrix mikroclinje. A mátrixban megjelenő ásványok zárványként is megfigyelhetők a mikroclin-megakristályokban, de erőteljesebb az átalakulásuk. A granitoidban található megakristályokban plagioklászról és/vagy biotitból álló, egy vagy két zárványgyűrű is megfigyelhető.

A mikroclin-megakristályok triklinikitása alacsony hőmérsékletű (500–685 °C — BUDA 1985; HÁDEN 1997) képződést jelez, összhangban a mikroclin-megakristályok alacsony Na-tartalmával. A plagioklászszemcsék közelében a mikroclin BaO-tartalma elérheti a 4,88%-ot.

A kvarc elsősorban a granitoidban (10–30%) és a leukokrata telérekben (15–35%) jelenik meg, alárendelten azonban a mafikus zárványokban (0–15%) is előfordul. Megjelenése a deformáció mértékétől függ (l. alább, a Mikroszerkezeti változások című fejezetben).

Akcessóriaként idiomorf vagy hipidiomorf titanit, allanit, cirkon és apatit fordul elő. A titanit és apatit a mafikus zárványokra jellemző, a cirkon és allanit pedig a granitoidra. A leukokrata szegregációkban található titanitban és allanitban a ritkaföldfémek eloszlása két vagy több zónát jelez. Az aplitokban néhány esetben apró, spessartinban dús, magmás eredetű gránát vagy muszkovit is megjelenik.

Geokémiai jellegek

A mafikus zárványok és a granitoid geokémiai jellegei nagyon hasonlóak, az eltérésekből azonban megállapítható néhány szabályszerűség. A *függőleges* (kivéve a Si és az Al) a mafikus zárványokban dúsulnak (l. ábra, A), de mennyiségük változékonyabb, mint a granitoidban. A Harker-diagramokon a granitoidból származó elemzések lineáris trendet képviselnek, míg a zárványok elemeloszlásai kevésbé illeszthetők egy egyenesre (KIRÁLY 2002). A K eloszlása mindkét közettípus esetében szóró, a mafikus zárványok K-tartalma többnyire magasabb.

A *nyomelemek* tekintetében a granitoidzárvány-párok geokémiai jellegeit szintén a hasonlóság jellemzi. A zárványokban többnyire kissé magasabb a RFF-ek részaránya (l. ábra, B). A negatív Eu-anomália szintén a zárványokra jellemző (2. ábra), bár ennek ellentéte is előfordul. A pegmatofil elemek (U, Th, Pb, Be) elsősorban a granitoidban dúsulnak. Azokban az esetekben, ahol a kontaktus közeléből és távolabbról is van granitoidzárvány-párból vett minta, a kontaktushoz közelebbi minták enyhe kilúgozódást mutatnak (2. ábra), ami migrációt sejtet.

A mafikus zárványok és a Mecsekalja-öv amfibolitjainak geokémiai jellegeit összehasonlítva, az előbbieket több litofil elemet (LILE) és könnyű-RFF-et tartalmaznak (KIRÁLY 2002). Az átmeneti fémek eloszlásában szintén megfigyelhető némi különbség: a zárványokat nagyobb Ni- és Cr-, valamint alacsonyabb Ti-tartalom jellemzi, mint az amfibolitokat.

Magmás fejlődéstörténet

A Mórágvi Gránit Formáció magmás fejlődéstörténetét a fő közettípusok jellegeire, a kontaktusvizsgálatokra, az ásványos összetételre, az ásványkémia és a geokémiai jel-

legekre támaszkodva tárgyaljuk. Megértéséhez nélkülözhetetlen a granitoidban található zárványok eredetének a megismerése.

A zárványok eredete

Felzikus olvadékban a zárványok szilárd (xenolit, resztit) vagy olvadék állapotban (autolit, mafikus mikrogranuláris zárványok) lehetnek jelen (1. táblázat). A xenolitok jellemzően szögletes zárványok, éles kontaktussal és a befogadó kőzettől eltérő geokémiai jellegekkel. A resztitok többnyire nyúlt, csillámdús zárványok, a kontaktuson biotit-sávval. Geokémiai jellegeik a resztit eredetétől és a kiolvadás szabályszerűségeitől függenek. Az autolitok ovális alakjukat és az éles vagy átmeneti kontaktusukat tekintve hasonlítanak a mafikus mikrogranuláris zárványokra, de geokémiai jellegeik primitívebbek, kevésbé differenciáltak. A mafikus mikrogranuláris zárványok egy nem tökéletes magmakeveredés relikturnaiként őrződnek meg. Kontaktusuk, hasonlóságuk a befogadó granitoiddal ásványos összetételben és a kőzetalkotó ásványok kémiai összetételében, valamint a geokémiai jellegek egyezése egyértelműen magmakeveredésre utalnak. A mafikus mikrogranuláris zárványok párna- vagy buborékszerű megjelenése viszkózusabb közegben szétszóródott olvadékcseppeket jelez. A nagyméretű, mafikus testek körül egyre kisebb, ovális relikturnok ismerhetők fel.

A granitoid és a mafikus zárványok geokémiai jellegét illetően megfigyelhető néhány szabályszerűség: a hasonlóság azt jelzi, hogy a kétféle magma viszonylag hosszú időt töltött együtt olvadékállapotban. Ha ugyanis szilárd fázisban lettek volna jelen, a kémiai kiegyenlítődések nem lehetnek volna ennyire hatásosak és teljesek. A megnövekedett U-, Th-, Pb- és Be-tartalom, valamint a változó Zr- és Hf-tartalom a granitoidban a differenciáltabb kőzetjellegét, illetve az akcesszóriák változó mennyiségét jelzik, míg a mafikus zárványokban a RFF-ek és a litofil elemek dúsulása túlkompensációra utalhat. A kőzethatárokon jelentékeny fluidmigráció tételezhető fel.

A képződési folyamatok és p-T viszonyok a felzikus és mafikus kőzetekben — a hasonló ásványos összetétel és ásványkémia alapján — igen hasonlóak. A mafikus zárványokban nem figyelhető meg relikturn metamorf szövet vagy ásvány, amely alátámaszthatná a resztiteredetet. A Mecsek-alja-öv amfibolitjaiban és a mafikus zárványokban észlel-

hető eltérő Ni-, Cr- és Ti-megoszlások alapján a mafikus zárványok — resztitként — nem képződhettek a Mecsek-alja-öv amfibolitjaiból. Másrészt a mafikus zárványokban megjelenő klinopiroxén jól beleillik a magmás fejlődéstörténetbe: a monzonitokban a klinopiroxén (diopszid vagy augit) közönséges ásványnak számít.

A kristályosodás menete

A korai kristályosodási fázist a mafikus magmában nagyméretű, idiomorf–hipidiomorf piroxén, amfibol, plagioklász és titanit képződése jelentheti. Ezek a nagyméretű ásványok még a magmakeveredés előtt képződhettek. Összetételük a későbbi magmás, illetve a metamorf folyamatok során megváltozhatott, ezért nem észlelhetők lényeges összetételbeli különbségek a nagyméretű és az apró piroxén- és amfibolszemcsék között.

A magmakeveredéshez a mafikus magmának viszonylag korán — még a kristályosodás kezdetén — kapcsolatba kellett kerülnie a felzikus olvadékkal, különben nem lettek volna képesek homogenizálódni (3. ábra). Homogenizáció ugyanis csak a magmafejlődés korai fázisában jöhet létre, mielőtt a kristályosodási fok eléri a 30%-ot (PITCHER 1997; DIDIER, BARBARIN 1991). Az amfibol-aggregátumos zárványok a mafikus olvadék relikturnaként foghatók fel, míg a „felhígult” zárványok a komplexum részben vagy teljesen homogenizálódott részei lehetnek.

A felzikus magma a mafikus magma fejlődésével párhuzamosan kristályosodik. A korai kristályosodási fázist a nagyméretű, magmás biotit, esetleg amfibol, az akcesszóriák (cirkon, allanit) és a bázisosabb plagioklászmagok képviselhetik. A plagioklász fenokristályokban válik ki, az ezekben megjelenő csepp alakú biotitzárványok a biotit korábbi kristályosodásának termékei. Az amfibol képződhet a felzikus olvadékból a korai fázisban, de a mafikus olvadékból mint xenokristály is bekerülhet a granitoidba.

A kristályosodás mértéke a felzikus olvadékban kezdetben lassabb, így a szemcseméret durvább. A kétféle OH-tartalmú fázis (biotit, amfibol) jelenléte, az ortoklász és a protolitból származó relikturn metamorf szövet teljes hiánya víztelített felzikus olvadékra utal (PITCHER 1997).

A mikroklin-megakristályokban néhol megfigyelhető, plagioklászról, illetve biotitból álló zárványgyűrűk, illetve a titanit és az allanit zónás ritkaföldfém-eloszlásai a magmás folyamatok során bekövetkezett jelentős változásokat,

1 táblázat. Zárványok nevezéktana és jellemzői DIDER és BARBARIN alapján (1991)

Név	Eredet	Kontaktus	Alak	Petrográfiai jellemzők	Geokémiai jelleg
Xenolit	befogadó kőzet	éles	szögletes	kontakt metamorf szövet és ásványok	a gránittól eltérő, változatos
Csillámdús zárvány	resztit	éles, biotit-peremmel	lencseszerű	metamorf szövet, csillámok és Al-szilikátok	a kiolvadás mértékétől és az eredeti kőzetjellegtől függ
Mafikus mikrogranuláris zárvány	egykorú „magma-cseppek”	többnyire éles	ovális	finomszemű, magmás szövet	a gránit-hoz hasonló, LILE- és RFF-elemekben gazdag
Autolitok (kumulátum zárvány)	felszakadt kumulátum	többnyire fokozatos	ovális	durvaszemű, kumulátum szövet	a gránit-hoz hasonló, de kevésbé differenciált

valószínűleg magmakeveredést (PITCHER 1997; VERNON szóbeli közlése) jeleznek.

A mafikus olvadék *fő kristályosodási fázisa* a felzikus olvadékon belül játszódhatott le, amit az amfibol és ritkábban a piroxén aggregátumokban történő kiválása támaszt alá (4. ábra). Ezek az ásványok ugyanúgy viselkednek, ahogyan kontakthatás esetén viselkednének. A felzikus magma hidegebb, viszkózusabb olvadéka hirtelen hűti le a forróbb és kevésbé viszkózus mafikus olvadékot, ezért a mafikus zárványok aggregátumos jellege a kontaktmetamorf csomópalak „csomóihoz” hasonlít (VERNON 1991).

A felzikus magma első reológiai küszöbének elérését követően (kristályosági fok 30–70%) a mafikus buborékok szétszóródnak a viszko-plasztikus viselkedésű felzikus olvadékban, és elkülönülve fejlődnek tovább, így geokémiai jellegeik változatosabbak, mint a granitoidé.

A felzikus olvadék fő kristályosodási fázisában a színésásványok és a plagioklász további kristályosodása mellett a K-földpát is elkezd kristályosodni, mivel a mikroklin-megakristályok magjában albitperem nélküli, bázisosabb plagioklász-zárvány (48 An%) jelenik meg, mint a peremzónákban. WINKLER, SCHULTES (1982) kísérletei szerint a K-földpát 65–70% olvadék jelenlétében kezd el kiválni. Eredményeik alapján azonban a mikroklin első kiválását, szintelen ásványként nem képes megakristályként kristályosodni.

Később a mafikus magma hőmérséklete egyre hasonlóbbá válik a felzikus magma hőmérsékletéhez, így kristályosodása is hasonlóvá válik a felzikus magma kristályosodásához: növekszik a szemcseméret, és azonos ásványok képződnek mindkét magmából. A két magma hőmérsékletének közeledése egymáshoz megnöveli a felzikus olvadék mafikus magmára gyakorolt hatását. Mivel a mafikus magma eddigre már majdnem teljesen kikristályosodik — nincs elég hely a nagyméretű szemcsék fejlődéséhez — poikilites szövet képződik. Összhangban VERNON (1991) megfigyelésével a legjellegzetesebb poikilites szövetet a mikroklin mutatja, néhol akár 50% feletti zárványtartalommal. Kvarc és biotit szintén kiválhat poikilites jelleggel, ha korábban még nem képződött a zárványmagmából.

A K-földpát képződésének fő fázisa 650–663 °C között történhetett, ami egy normál méretű pluton életében néhány száz évet jelent (WINKLER, SCHULTES 1982). Ez a hőmérsékleti tartomány megfelel a mikroklin triklinitásából BUDA (1985) által becsült 675 °C-os képződési hőmérsékletnek.

A *késői kristályosodási fázisban* még kb. 30%-nyi olvadék lehet a rendszerben (3. ábra). Ha az olvadék részaránya 30% alá csökken a magmában, a K-földpátnak nincs többé elég helye ahhoz, hogy nagyméretű kristályt alkosson. Ebben a fázisban a migráció és a kémiai transzferek játsszák a legfontosabb szerepet, de már korai telérrojok is áttörhetnek a nagyjából megszilárdult magmás komplexumot.

A mafikus zárványok K-tartalma általában magasabb, mint magáé a granitoidé. Mivel a felzikus olvadékból származó kálium azonnal beépül a mafikus zárványokban kiváló mikroklinbe, a bázisos maradékolvadék további K-felvételre képes. Ennek eredményeként a mafikus zárvány-

nyokban kálium-túlkompenzáció alakul ki (DEBON 1991), noha a kálium alapvetően a felzikus olvadékból származik.

Az amfibol-aggregátumos zárványokban található színésásványokat a mikroklin megvédte az átalakulástól (uralitosodás, biotitosodás), tehát a mikroklinképződés fő fázisa egyidejű vagy korábbi, mint ezek az átalakulások, amelyek víztelített rendszert jeleznek a mikroklinképződéssel párhuzamosan vagy azt követően. A „felhígult” zárványokban az átalakulás (szericitisedés, biotitosodás) és a mikroklinképződés a felzikus olvadék jelenlétéhez kötődhet. A kapcsolat tehát az átalakulás és a felzikus olvadék hatása között különböző az amfibol-aggregátumos és a „felhígult” zárványokban.

A metamorfózis általános jellemzői

A metamorf jelenségek elsősorban a Mórágvi Gránit Formáció szerkezeti transzformációjában és az ahhoz kapcsolódó ásványos átalakulásokban nyilvánulnak meg. A teljes ásványos összetétel és az ásványkémia megváltozása általában véve alárendelt jelentőségű a szerkezeti változásokhoz képest.

A Mórágvi Formáció kőzetein — feltárás- és kézipéldány (fúrómag)-léptékben — a képlékeny deformáció

— a granitoidtest egészében észlelhető kétféle (meredek és „lapos” dőlésű) palásság kialakulásában,

— a mafikus zárványok ezzel összefüggésbe hozható irányítottságában és alakváltozásában, valamint

— a különböző kőzettípusok szűk övekre korlátozódó milonitosodásában jelentkeznek.

E jelenségek részletes jellemzését MAROS et al. (2004) munkája tárgyalja. Itt csak megemlíjtjük, hogy a felsorolt szerkezeti jelenségek csapása kivétel nélkül megegyezik a tágabb környezet jellemvonásait is meghatározó regionális, a Mecsek-alja-övvvel párhuzamos, kb. ÉK–DNy-i szerkezeti iránnyal, illetve a Mecsek-alja-öv képlékeny szerkezeti elemeinek csapásával.

Munkánk további részében a kőzetek vékonycsiszolataiban észlelhető, a metamorf hatás során létrejött mikroszerkezeti és ásvány-kőzettani átalakulásokat mutatjuk be.

Mikroszerkezeti változások

A Mórágvi Gránitot ért metamorf hatás elsősorban a kőzetek *mikroszerkezeti átrendeződésében* nyilvánul meg: az eredeti magmás ásványok egy részéből — a képlékeny deformáció intenzitásától függő részarányban — finomszemcsés mátrix képződik. Az ásványok másik része változatos méretű, szögletes vagy kerekített, különböző mértékben deformált porfirroklasztokat alkot a kőzetben. A folyamat során a kőzetben irányított szövet jön létre, amelyet hossz tengely szerint rendezett földpátszemcsék, biotit- és amfiboldús sávok–zsinórok, valamint elnyúlt kvarclencsék váltakozása jelöl ki.

Az irányított külső nyomás hatására végbemenő mikroszerkezeti átrendeződést az egyes ásványok — elsősorban

a kvarc, kis mértékben a biotit és a földpátok — dinamikus átkristályosodása kíséri. Az átkristályosodással újonnan képződött — ebben az értelemben tehát feltétlenül metamorf eredetűnek tekintendő (vö. BUCHER, FREY 1994, p. 3.) — ásványok részaránya nem elhanyagolható: az erősen palás (kézipéldányban már gyakorlatilag gneisz szerkezetű) kőzetekben kb. 20-40%-ra tehető, míg a milonitokban akár a 90%-ot is elérheti (KOROKNAI 2003).

A kvarc dinamikus átkristályosodása az erősen palásodott és milonitosodott kőzetekben gyakorlatilag teljes: az elnyúlt–lapított kvarclencsék apró, erősen varratos szemcsehatáru kristályokból épülnek fel (5. ábra). A gyengébben deformált kőzetekben az átkristályosodás kisebb mértékű, az eredeti kristályrács belső deformációját inkább a nagyobb (néhány milliméteres), reliktszemcsék erősen unduláló (sávós) kioltása, ritkábban a deformációs lamellák megjelenése, illetve a szemcseperemeken kezdődő alszemcséképződés jelzi. A kvarc dinamikus átkristályosodása alapján a képlékeny deformáció során a hőmérséklet elérte, illetve meghaladta a 270-300 °C-ot (VAN DAALLEN et al. 1999).

A biotit dinamikus átkristályosodása általában kismértékű (5. ábra). Az újonnan képződött szemcsék gyakran alkotnak a palással párhuzamos, igen finomszemű (<0,05 mm), erősen elnyúlt, vékony uszályokat az eredeti, nagyobb szemcsék körül. Az eredeti magmás biotitok belső szerkezetének deformációját az unduláló kioltás és a gyakori kinkes szerkezet jelzi.

A földpátok dinamikus átkristályosodása szintén igen kismértékű, ugyanakkor a kristályrács belső deformációját egyértelműen mutatja a szemcsék egyenetlen, unduláló kioltása, a gyakori hajlott–kinkesedett magmás ikrek, a szemcsék repedéseiben végbemenő alszemcséképződés, valamint a plagioklászokban képződő, túszerűen elvégződő, vékony deformációs ikrek.

A teljes kőzetdeformációban — az ásványok dinamikus átkristályosodása és belső deformációja mellett — meghatározó jelentőségű a rideg deformáció, amely egyrészt a szemcsék merev forgását, másrészt törés alakváltozását foglalja magába. Az anizometrikus ásványok (földpát, amfibol, biotit) merev forgásának alapvető szerepe van a palással kialakulásában. A palással síkjába való beforgatással egyidejűleg az ásványszemcsék sarkai gyakran „lekerekítődnek”, néhol a palással síkjában megnyúlt, aszimmetrikus nyúlványok–uszályok (σ - és δ -klasztok) képződnek. A töréses deformáció során az egyes ásványok (elsősorban a mikroklin és a plagioklász) — a kőzetkohézió megtartásával — mechanikusan felaprózódnak (6. ábra). Az apró mikrotörések menti elmozdulások kézipéldányléptékben helyenként teljesen folytonosnak látszó megnyúlást eredményeznek.

Metamorf ásványreakciók és ásványkémiai változások

A Mórági Gránit Formáció főbb kőzettípusainak (granitoid, mafikus zárványok és leukokrata telérek) metamorf ásványátalakulásait az előzetes vékonycsiszolatos vizsgálatok (KIRÁLY 2001, 2003; KOROKNAI 2003) után elektron-

mikroszondás vizsgálatokkal is tanulmányoztuk (HORVÁTH et al. 2003).

A kémiailag is különböző, új ásványok képződése, illetve egyes ásványok összetételének megváltozása a szerkezeti átalakuláshoz képest összességében alárendelt. A metamorf ásványátalakulások intenzitása a kutatási területen erősen változó, s többnyire jó korrelációban van a kőzeteken szabad szemmel észlelhető palással fejlettségével.

A metamorfózis ásványtani vonatkozásai legjobban a biotit esetében igazolhatók. Az eltérő szöveti pozíciójú biotitok ásványkémiai tekintetben határozottan különböznek egymástól: a nagyobb (több mm-es), gyakran kinkesedett, reliktszemcsék titántartalma konzekvensen magasabb (maximum 4-5% TiO_2 , ami tipikus magmás bélyeg), mint a mátrix kisebb, átkristályosodott (illetve mechanikusan felaprózódott) szemcséké ($\text{TiO}_2 < 2\%$). A nagyobb biotitok peremei, illetve hasadásai mentén gyakran képződik finomszemcsés, másodlagos, többnyire xenomorf titanit (illetve leukoxén), amely a biotitból távozó titánt akkumulálja.

A biotit metamorf átalakulásának további példája az erősen deformált, hal alakú szemcsék peremén képződő, igen finomszemű (<0,05 mm), szintektonikus muszkovit. Durvább szemű (0,1–1 mm), erősen deformált földpátos, illetve biotitos sávokhoz kötődő, szintektonikus muszkovitot figyeltünk meg továbbá egyes milonitos zónákban is (7. ábra). A mikroszondás mérések szerint a muszkovit viszonylag magas Fe-, Mg- és Ti-tartalma, ami egyértelműen a biotit rovására történő képződést jelez.

A plagioklászokból finomszemű epidot–klorinozoit és albit képződik, amelyek gyakran a finomszemű, átkristályosodott földpátos sávokhoz kapcsolódnak. Az epidot–klorinozoit metamorf eredetét mutatja, hogy gyakran a palással, illetve a palással párhuzamos metszetekben a megnyúlási vonalassággal párhuzamos aggregátumokat alkotnak a kőzetben, képződése tehát egyértelműen a deformációhoz kötődik. Az albitosodás általában inhomogén eloszlású, ami a plagioklászszemcsék hasadásai és mikrorepedései mentén, illetve peremén megy végbe. Ez szintén metamorf képződésre utal. A mafikus kőzetzárványokban, illetve a köztük megjelenő leukokrata szegregációkban a plagioklászokból — kis mennyiségben — prehnit is képződik (9. ábra).

A mikroklin szemcséinek peremein gyakran képződik mirmekit és lángperit. Az erősen irányított szerkezetű kőzetekben a mirmekit sokszor meghatározott pozícióban jelenik meg: a nagy mikroklin-megakristályok legnagyobb rövidülés irányába eső peremein, enyhén aszimmetrikus helyzetben. Ez a szöveti helyzet és szemcseperemi lángperit képződése egyaránt intenzív deformációs hatást jelez (SIMPSON, WINTSCH 1989; PRYER 1993; PRYER, ROBIN 1995).

Az amfibol mikroszondás mérések szerint eredetileg magnezio-hornblende volt, amelyből többnyire magas Mg-tartalmú aktinolit keletkezik.

A metamorf fácies minősítése

A megfigyelt mikroszerkezeti jellemzők és metamorf ásványátalakulások, valamint a képlékeny deformáció során

stabil ásványparagenezis alapján a metamorfózis alapvetően a *zöldpalafácies* magasabb hőmérsékletű (>350 °C, stabil biotit és amfibol) tartományában ment végbe. Ez össze- cseng JANTSKY (1953) azon következtetésével, hogy a kő- zetmetamorfózishoz kapcsolódó másodlagos biotit, epidot és zoizit képződése, valamint a kvarc „kihengerlődése” és átkristályosodása („vakolatszerű szövet”) „epizónás” áta- lakulást jelez.

Az Üh–27 fúrás 200,5 méteréből származó milonitos monzonitban nagymennyiségű, teljesen üde amfibol (az elektron-mikroszondás vizsgálatok szerint egységesen mag- nezio-hornblende), kevesebb koegzisztens biotit, valamint dinamikusan átkristályosodott plagioklász (egységesen oligoklász) és mikroklin fordul elő. E paragenezis alapján a hőmérséklet maximálisan a zöldpala- és amfibolitfácies átmeneti tartományára jellemző értéket (kb. 500–550 °C-ot) érhetett el a deformáció során.

Problematikus a *klorit* szerepe. Az erősen deformált kőzetekben gyakran egyáltalán nincs jelen. Máshol a defor- mált biotitot helyettesíti. Mindez akár metamorfózis utáni keletkezés jeleként is értelmezhető lenne. Ugyanakkor az erős kloritosodás térben ugyanott — a telephely D-i részén — lép fel, ahol a palásság is jobban fejlett (DITRÓI-PUSKÁS 1998). Mindennek alapján feltételezhető, hogy a kloritosodás nagy- részt ugyancsak metamorf folyamat, azonban későbbi, min- den bizonnyal alacsonyabb hőmérsékletű, a képlékeny defor- máció főbb eseményeit követő fázishoz kötődik.

Metamorf képződmények a Mórágvi Gránitban

A gránittest északi peremének közelében, a Mecsek-alja- övtől 0,8–1 km-re DK-re az Ófalui Formáció Bátaapáti Tagozatába (BALLA et al. 2003) tartozó *metamorf homok- kövek és metamorf aleurolitok* kibúvási ismeretese egy 100–150 m széles sávban. E metamorfitek 5–20 m széles lemezszerű testekben, valószínűleg lencsékben fordulnak elő, amint azt már JANTSKY (1979) felismerte. A sáv a Hutai- völgy Ny-i oldalától a Körtvélyesi-völgy ÉK-i oldaláig mintegy 2,5 km-en át a feltárások adta pontossággal gyakor- latilag folyamatosan nyomonkövethető (BALLA et al. 2003).

A lencsék *települése* igen meredek, dőlésszögük kivétel nélkül meghaladja a 80°-ot, dőlésük többnyire ÉNy, néhol DK felé irányul. Ez az irányítottság megegyezik a kutatási területen a Mórágvi Formációban észlelt regionális mere- dek palásság térbeli helyzetének statisztikus átlagával (MAROS et al. 2004), valamint a Mecsek-alja-övben észlelt szerkezeti irányítottsággal.

A feltárásokban több helyen is megfigyelhető *sávosszer- kezett* a vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint a kőzetek eredeti rétegződésének felel meg, elvétve gyenge gradáció és ásványos összetételbeli változás is felismerhető (LELKESNÉ FELVÁRI 2002). A palásság e sávossággal igen kis (max. 20–25°-os) szöveget zár be, amelyet hossz tengely szerint jól ren- dezett, apró, nagy mennyiségű biotitpikkely definiál. Az ere- deti rétegekben néhol apró, szoros-izoklinális redők észlel-

hetők. A rétegződés és palásság irányítottsága igen hasonló a metahomokkő-lencsék településéhez. A bátaapáti felhagyott pincesor feltárásában az erősen murvásodott monzogranit gyengén fejlett palásságának helyzete kb. megegyezik a homokkőben észlelhető palássággal.

A metahomokkőtestek és a monzogranit *kontaktusa* a feltárásokban éles, de az érintkezési övekben jellemzően nincs nyoma számottevő mértékű rideg vagy képlékeny nyírásnak—elmozdulásnak.

A metahomokkővek (illetve aleurolit- és agyagpalák) *ásványtani összetételét* finomszemű, hipidiomorf–xeno- morf kvarc, plagioklász, biotit és helyenként káliföldpát uralja. A kvarc–földpát dús sávokban—lencsékben jellemző az egyensúlyi átkristályosodásra utaló poligonális szövet. A biotit a vizsgált mintákban legtöbbször hossz tengely szerint jól irányított, apró (0,1–0,5 mm), belső deformációt nem mutató pikkelyek (helyenként kötegek) formájában van jelen. A felsorolt fő kőzetalkotókon kívül egy-egy kőzetben jelentős mennyiséget ér el a muszkovit is. Igen jellegzetes járulékos elegyrész a viszonylag nagyméretű, idiomorf, apró kvarczárványokat tartalmazó turmalin. A fentiekben kívül viszonylag nagy mennyiségű opakásvány, helyenként pedig epidot–klinozoizit figyelhető meg. Járulékos elegy- részként cirkon és apatit fordul még elő.

Egyes mintákban jellemzőek a többnyire kerekded– ovális, gyakran hossz tengely szerint irányított elhelyez- kedésű, egy nikollal sárgás színű, finomszemű halmazok (pszeudomorfózák?). E halmazokban igen finomszemű bio- tit, muszkovit (szericit) és kvarc azonosítható, amelyek a mikroszondás mérések szerint a káliföldpát átalakulási ter- mékeit képviselhetik. E finomszemű halmazokat LELKESNÉ FELVÁRI (2002) részint andalúzit, részint kordierit utáni pszeudomorfózákként értelmezi.

A kőzetek többségét uraló metamorf paragenezis *bio- titizációs átalakulást* jelez.

A Mórágvi Gránitot harántoló vulkáni telérek

A Mórágvi Gránitot, a Mecsek-alja-öv metamorf kép- ződményeit (Ófalui Formáció), illetve az övtől ÉNy-ra talál- ható Vasasi Formációt meredek (~70°) dőlésű, többnyire kb. ÉK–DNy-i csapású, maximálisan 6 m széles szubvulkáni telérek harántolják (BALLA et al. 2003). E telérek a Mórágvi- rög északi peremén (A2 árok, Hutai-völgy, Nagymórágvi- völgy, kismórágvi kőfejtő) néhol több km-en keresztül telér- rajokban követhetők. A litológiai analógiák alapján feltételezhető a telérek kréta kora.

A Mórágvi-rög ÉK-i részén, a *felszínen* elforduló kőze- tekről HARANGI (2003) adott részletes petrográfiai leírást. A feltárásokban megjelenő telérek közül HARANGI (2003) (1) szanidin-fenokristályokat tartalmazó narancsszínű trachitot („bosztonit”), illetve (2) zöldesszürke, nefelin, olivin és am- fibol utáni átalakokkal (apró biotittal) jellemezhető tefritet írt le. Az egyik kőzetminta a fúrásokban megjelenő intruzív breccsához (l. alább) hasonló.

A Kelet-Mecsek alsó-kréta vulkáni sorozatában két kőzetsorozat különíthető el (HARANGI, ÁRVÁNE 1993), amelyek mind ásványos, mind geokémiai összetételben különböznek egymástól. Az ankaramit – alkáli bazalt kőzetsorozat erősen porfíros jellegű, olivin- és klinopiroxén-fenokristályokkal, az alapanyagban ezeken kívül plagioklással és Fe–Ti oxiddal. A bazanit–fonolit sorozat szilíciumban telítetlen. E kőzetekben a plagioklász mellett gyakori a biotit, amfibol (kerzutit) és a tűs apatit megjelenése is.

A tefritek HARANGI (2003) szerint némi rokonságot mutatnak a kelet-mecseki bazanit–fonolit sorozattal, ez utóbbiak azonban mafikus elegyrészekben gazdagabbak. A trachit petrográfiai értelemben nem, geokémiai jellegeit figyelembe véve azonban mutat némi hasonlóságot a kelet-mecseki bazanit–fonolit sorozattal.

A *fúrások* (Üh–27, 396,95–405 m; Üh–29, 238,56–264,05 m) enyhén zöldesszürke, erősen bontott, montmorillonitosodott, maximálisan 4,22 m-es teléreket harántoltak, amelyek peremén helyenként hűlési szegély, illetve intruzív breccsa jelenik meg. A teléreik szegélye a granitoidból származó földpátszemcséket (xenokristályokat) tartalmaz. A feltárt kőzetek szövete enyhén folyásos, porfíros interszeriális. Kétféle földpát utáni átalak, valamint kalcittal kitöltött hólyagüregek ismerhetők fel bennük. A röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján meghatározott kálföldpát/plagioklász arány 0,5–1.

A fúrásokkal harántolt teléreik HARANGI (2003) szerint nem azonosíthatóak egyértelműen sem a Mórággyi-rög felszínén begyűjtött telérekkel, sem a kelet-mecseki alsó-kréta magmatitok előfordulásaival, bár némi hasonlóság megfigyelhető. Szövetük, irányítottságuk és a kalcitos hólyagüregek alapján a feltárásokban észlelt tefrites összetételű kőzetekhez hasonlítanak. A kelet-mecseki bazanit–fonolit sorozathoz képest azonban leukokratább jellegűek. A fenti kőzetek összetartozása kérdéses.

Összefoglalás

A Mórággyi Gránit Formáció kőzetei egy mafikus és egy felzikus magma keveredésének eredményeként jöttek létre. A fő kőzettípusok jellegei és kontaktusvizsgálatai, a mindkét magmában megfigyelhető azonos ásványos elegyrészek és azok összetételének hasonlósága, valamint a geokémiai jellegek nagyfokú egyezése egyaránt a magmakeveredést támasztják alá. Az amfibol-aggregátumokat tartalmazó mafikus zárványok egy nem tökéletes magmakeveredés reliktumainak tekinthetők, míg a „felhígult” zárványok a formáció teljesen vagy félig homogenizálódott részeit képezik.

A majdnem teljesen megszilárdult komplexumot a magmás fejlődés kései szakaszában leukokrata teléreik szeltek át, többnyire éles kontaktussal. Néhol a kontaktusok mentén uralkodóan mikroklinből álló, a befogadó kőzet felé irányuló, lóbás betüremkedések figyelhetők meg.

A Mórággyi Gránitot a magmás kristályosodást követően metamorfózis érte, amely elsősorban az eredeti kőzetszerkezet intenzív, szilárd fázisú transzformációjában — ÉK–DNy-i csapású palásodásában — nyilvánult meg. A metamorf fázisátalakulások és az ásványkémiai változások jelentősége összességében lényegesen kisebb. A mikroszerkezeti bélyegek és az ásványos összetétel alapján a metamorfózis hőmérséklete általában véve a zöldpalafácies magasabb hőmérsékletű (>350 °C) tartományára jellemző, s maximálisan kb. 500–550 °C-ot érhetett el.

A metamorf esemény nyomai — területileg változó intenzitással — az egész gránittestben észlelhetők. A képlékeny szerkezeti elemek csapása megegyezik a Mecsekalja-öv képlékeny szerkezeti elemeinek csapásával, illetve magának az övnek az irányával. Mindezek alapján valószínű a metamorfózis regionális jellege.

Hydrothermal minerals and phenomena in the Mórógy Granite Formation

PÉTER KOVÁCS-PÁLFFY and MÁRIA FÖLDVÁRI

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: absolute age, fluid inclusions, geothermal system, Hungary, hydrothermal mineral assemblages, radioactive waste, South-eastern Transdanubia, stable isotopes, Üveghuta

Abstract

On the basis of the investigation of their relatively rich mineral assemblage using different methods, the hydrothermal fillings in the fissures of the granitoid rocks at Mórógy were precipitated predominantly from neutral Ca- and Mg-rich fluids in a relatively wide temperature range in several generations. Subordinately, products of alkaline as well as acidic fluids are also present.

Introduction

During the time since their formation, the Palaeozoic magmatic rocks of the Mórógy Granite Formation have been affected by hydrothermal processes. The granitoid rock body suffered external deformation that led to the formation of fissures in it. The tectonically generated zones contributed to the free flow of the hydrothermal fluid. The hydrothermal processes can be traced as being partly directly on the granitoid rock, but mainly in the fillings of the fissures of different size and direction weaving densely through the granitoid body.

Diversification of the hydrothermal processes is reflected remarkably in the mineral fillings of the fissure systems. In the rocks of the Mórógy Granite Formation, penetrated by seventeen (17) Űh-marked boreholes that have been drilled up to now in the Bábaapáti-Üveghuta region, 27,756 fissures and fractures have been recorded so far (MAROS et al. 2003). Their filling was described on the basis of visual observations. Besides the fissures of the rocks, the strongly brecciated, argillised fracture zones are also filled by the products of hydrothermal fluids.

Probably, the chloritisation, detectable in the granitoid rocks, is a product of hydrothermal alteration. Similarly the general carbonatisation of the rocks may be the result of the

hydrothermal affect. The low montmorillonite content of the bedrock, observable locally at a greater depth, as well as the pyrite dissemination (which occurs also only rarely in traces) can be clearly regarded as hydrothermal phenomena.

The material of the Cretaceous (Rozsdásserpenyő Formation) subvolcanic trachyandesite dykes, penetrated in the boreholes, has suffered high-grade hydrothermal alteration (montmorillonitisation).

Various mineralogical investigations were carried out on the material of filling of the described fissures and fractures — altogether 795 samples. This work included thin section, X-ray diffraction, and thermoanalytical investigations (Geological Institute of Hungary), microprobe and fluid inclusion examinations (Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös Loránd University), oxygen, carbon, and sulphur isotope investigations, and ^{14}C and K/Ar dating (Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences).

The aims of the investigations were the qualitative and quantitative characterisation of the variegated mineral fillings as well as the determination of the precipitation sequence, the composition of the hydrothermal fluids, the temperature of the formation, and the age of precipitations on the basis of analogies in literature and comparison with measurements.

The nature of fissure fillings

When documenting the drill-core samples, the visually detectable fillings of the rock fissures were described. The fissures can be closed or open. Their thickness is very different, varying from hair fissures up to as much as 20 cm. The fissure fillings can be homogeneous ones or multigenerational common occurrences. During the process of visual description, groups of argillaceous, siliceous, haematitic (red), limonitic (yellow), chloritic, carbonatic, mixed, and clastic material were separated between the fillings.

In the thin sections, the texture of the fillings is generally massive, but texture with microbreccia also occurs, frequently in a banded–zoned symmetric or asymmetric structure. Often, minerals crystallised at different temperatures appear besides each other within a fissure which can be the result of multiple opening or precipitation from gradually cooling fluid or possibly a combination of these. Locally, the central part of the fissures is cavernous; subsequent deformational processes or dissolutions can frequently be observed and sometimes the formed cavities are filled with secondary precipitations.

Minerals filling the fissures

A small part of the minerals (quartz, feldspar, chlorite, hornblende, biotite, rutile, *etc.*) derive from the mineral components of the host rocks of the fissures. These minerals got into the fluids as clastic ingredients and are not the subject of the investigation of the hydrothermal processes dealt with below.

However, a great part of the fissure filling material is authigenic mineral formed from hydrothermal fluids.

In the samples, the characteristic authigenic minerals detected by X-ray diffraction and thermoanalytical investigations are as follows (in order of quantity): carbonates, clay minerals (montmorillonite, palygorskite, illite, kaolinite, corrensite), quartz, chlorite, Fe-oxides and oxides–hydroxides, and epidote. Albeit rarely, other minerals also occur: biotite, adularia, prehnite, zeolite, alunite, barite, native sulphur, *etc.* By means of electron microprobe, minerals regarded as rarities could be also detected — *e.g.* RFF minerals, sulphides, garnets, *etc.* The mineralogical characters of all of these were presented in detail in the previous publication (KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 2000). During the investigations in 2002–2003, some minerals (adularia, alunite, barite, corrensite, sulphur, clinoptilolite, Na-montmorillonite, prehnite) were identified from the boreholes at Üveghuta which up until then had not been described.

On the basis of the previous and new investigations, the fissure filling minerals can be characterised as below – in order of frequency. Fissure fillings with significant (>25%) carbonate content comprised 52% of the studied samples (40% with predominantly calcitic, 12% with predominantly dolomitic composition). In the investigated samples, calcite, dolomite, Fe-dolomite as well as “ankerite”, Mn-bearing

dolomite and kutnahorite were identified. The electron microprobe and cathode luminescence examinations (SZABÓ *et al.* 1998) also refer to the varied replacement conditions in carbonate minerals. The calcite frequently contains replacements (Mg, Mn, Fe; see Figure 1). By means of electron microprobe examinations, REE-carbonates could be detected in rhombohedral dolomite which had been precipitated at a higher temperature (Üh–4, 126.8 m).

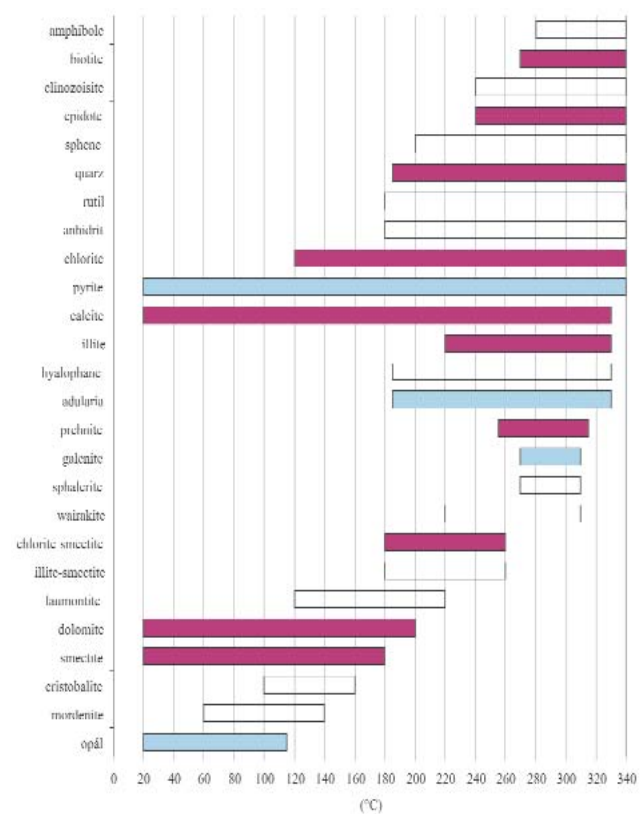


Figure 1. The temperature stability of hydrothermal minerals common for neutral pH (after HENLEY, ELLIS 1983, REYES 1990) Minerals in the fissure fillings in the Üveghuta granite: claret-coloured = most frequent, blue = in traces

1. ábra. Neutrális kémhatású hidrotermális oldatok ásványainak hőmérsékleti stabilitása (HENLEY, ELLIS 1983, REYES 1990 nyomán) Az üveghutai gránit repedéseiben előforduló ásványok: bordó = jelentős mennyiségben, kék = nyomokban

Fissure fillings with significant (>25%) clay mineral composition represent 28% of the samples. The main representatives of the clay minerals are (sometimes vermiculite-like) montmorillonite, illite, and palygorskite. Besides these, kaolinite was also identified in 9 samples, representing a maximum 12% of the quantity. At 139.39 m depth of Borehole Üh–27, Na-montmorillonite can be detected (34%). Likewise, in Borehole Üh–27 corrensite (a swelling trioctahedral clay mineral with a regular chlorite–smectite mixed structure) also occurs in steeply dipping fissures. When the drill cores have reached the surface, the fissures with clay minerals are generally open and the clay minerals are spread on the walls of the fissures as crust-like coatings.

Fissure fillings with significant (>25%) quartz content represent 12% of the studied fissure filling samples. Quartz occurs often as a fissure filling mineral, usually in the form of thin veins. Rarely, opal also occurs. The quartz veins are strongly interfingered with the host rock and their material is hard. The quartz content of the studied fissure fillings from Borehole Üh-27 is surprisingly low.

Fillings with significant (>25%) chlorite content represent 7% of the studied samples. Both thin section investigations and thermoanalyses indicate the presence of several (at least two) types of chlorite.

Characteristic minerals of fissure fillings — *i.e.* the Fe-oxides and oxides–hydroxides — appear with the greatest frequency in steeply dipping fissures. Their most important representatives are haematite and its hydratational alteration product, goethite.

Epidote appears alone or accompanied by chlorite in the samples from greater depths of the studied boreholes.

In the fillings of the fissures in the deeper parts of Boreholes Üh-26 and Üh-27, *alunite* and *barite* as well as *prehnite* and *clinoptilolite* minerals were identified.

In three thin sections, authigenic *adularia*, overgrown on the fissure wall, was detected with a strong sericitic alteration.

Using different study methods, the presence of sulphide minerals (*pyrite*, *calcopyrite*, *galenite*, *etc.*) was detected. With thermoanalytical investigations the presence of *sulphur* out of the native elements could be shown in traces.

By means of electron microprobe, *apatite*, *zircon*, *Co-Ni-arsenide*, *U-Th-oxide* (Borehole Üh-4, 126.8 m) could be identified.

Besides the fissures of the rocks, the strongly brecciated *fracture zones* are also filled by the products of hydrothermal fluids. Sometimes, their thickness can be of an order of size of one metre. On the basis of their mineral composition, these zones can be divided into the following groups:

— Fe-dolomitic composition (Boreholes Üh-4, 160.8 m; Üh-5, 169.0–169.5 m) as well as “ankeritic” composition (Borehole Üh-22, 381.5–384.0 m) may represent the initial phase of carbonate precipitation;

— calcitic composition (Borehole Üh-23, 65.1 m) was formed probably in the final phase of carbonate formation (secondary, meteoric calcite);

— “vermiculitic” (well-swelling, vermiculite-like montmorillonite) composition (Boreholes Üh-2, 367.5 m; Üh-3, 60.0 and 247.4 m; Üh-5, 214.0 m; Üh-23, 169.6 m) is the most frequent.

Composition of the hydrothermal fluids

The factors determining the formation of hydrothermal minerals are the composition of fluid, the pH, the oxygen level (Eh), and the temperature of the fluid. From the mentioned mineral assemblages, the following information was gained on the composition of the hydrothermal fluids:

— Out of the minerals, epidote, chlorite, prehnite, palygorskite, calcite, dolomite, and corrensite refer to precipitation from predominantly neutral Ca- and Mg-rich fluids. In the samples with high (>25%) smectite content, the following important mineral associations could be observed: montmorillonite; montmorillonite+illite; montmorillonite+palygorskite±illite±chlorite±calcite; montmorillonite+chlorite; and montmorillonite+calcite. All these show that montmorillonite was formed from fluids in which the Mg concentration was not enough for the formation of Mg-carbonates. The palygorskite appears as an intermediate mineral between the Mg-richer dolomite and the Mg-poorer smectites (Mg-montmorillonite). The vermiculite-like smectite as well as the saponite-like smectite mineral, detected thermoanalytically in 4 samples, may be similar transitional formations.

The minerals characteristic of acidic fluids of silicate composition — kaolinite, illite–sericite (±montmorillonite) — appear subordinately, while the minerals of acidic, sulphatic fluids — like sulphides, sulphates, and native sulphur — are present in traces. As opposed to montmorillonite and chlorite, for example, the kaolinite is a mineral generally bound to greater water concentration. Practically, this means that the kaolinite comes into being in open or well-penetrable fissures.

Thus, the system can be regarded as a neutral (slightly acid – slightly basic, “low-sulphid”) hydrothermal fluid with low sulphur content. In such systems, the appearance of kaolinite and alunite refer to overprinting from near-surface sulphatic waters.

— Na-montmorillonite and clinoptilolite indicate precipitations richer in alkalies and calc-alkalies in the near-surface zone of Borehole Üh-27 (between 102–163 m). In the deeper zones (between 255–302 m) prehnite appears and this can be connected to the formation of the Cretaceous alkaline basalt rock dykes, found at a still greater depth.

Besides the general considerations outlined above, the fluid inclusion examinations on carbonate minerals provided factual information on the composition of the fluids. Accordingly, three types of fluids occurred:

— high-density fluids with varying NaCl and CaCl₂ content (<30% NaCl equivalent value),

— low-density fluids with low–medium salt content (<15% NaCl equivalent value),

— fluids of meteoric origin with very low NaCl content.

Temperature of mineral precipitation

Studying the literature on hydrothermal systems (UTADA 1980; HENLEY, ELLIS 1983; REYES 1990; HEDENQUIST 1995; MOLNÁR 1997) the following notion can be formed on the temperature of fluids.

Figure 2 summarises the temperature stability of the minerals of neutral hydrothermal fluids. In this figure, the minerals that have formed over wide temperature ranges and

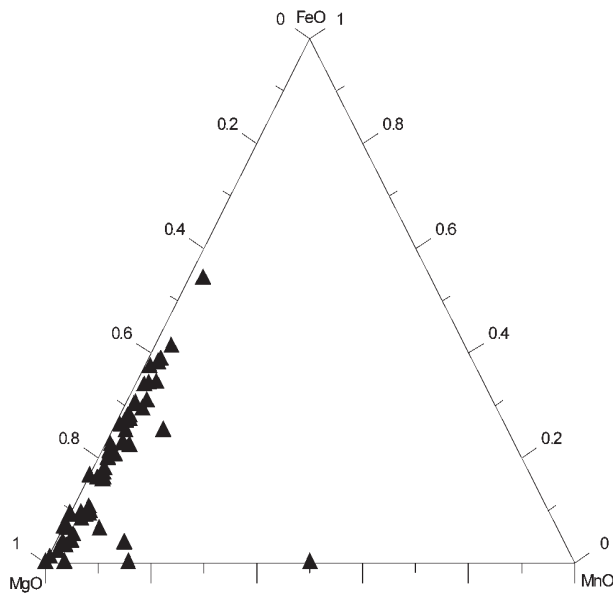


Figure 2. Composition of carbonate minerals of the dolomite-ankerite series from fissures based on electronprobe analysis

2. ábra. A repedések dolomit-ankerit-sort képviselő karbonát-ásványainak összetétele mikroszondás vizsgálat alapján

which are present in the fissure fillings at Üveghuta are marked by colour.

This picture can be completed with the following:

Out of the hydrothermal chlorites, the composition of the members of solid solution *clinocllore*–*chamosite* shows a great variety. Three index numbers of the structural composition of chlorite, the Fe/(Fe+Mg) proportion, the number of octahedral unfilled positions, and the degree of Al-replacement in the tetrahedral layer were used as geothermometers (CATHÉLINEAU, NIEVA 1985; CATHÉLINEAU 1988, JIANG et al. 1994; MARTÍNEZ-SERRANO, DUBOIS 1998; ALTENBERGER 2000). Out of these, the Fe/(Fe+Mg) proportion depends the least on the temperature (ZIMÁK 1999). According to the literature data, Mg-richer chlorite appears together with epidote, while Fe-richer chlorite is accompanied by illite which usually occurred at a slightly lower temperature. In the samples from Üveghuta, two types of chlorite were present according to the thermoanalytical investigations. Out of these, those with a higher dehydroxilation temperature on thermoanalytical curves are richer in Mg, while those with a lower dehydroxilation temperature are richer in Fe (Figure 3).

With regard to temperature and the formation of *corrensite* — a clay mineral with a regular chlorite–smectite mixed structure — the data scatter between 230–270 °C. This mineral, with its mixed structure, is very sensitive to concentration. The Mg²⁺ and Al³⁺ concentration favourable for its formation is a relatively rare phenomenon (LINDQUIST, HARLE 1991).

Out of the varieties with layer polymorphy, the 1M–1Md variety of *illite* was detected. According to the literature data (NEMECZ 1973), this is stable at temperatures below 350 °C. On the basis of the thermoanalytical investigation, the illite

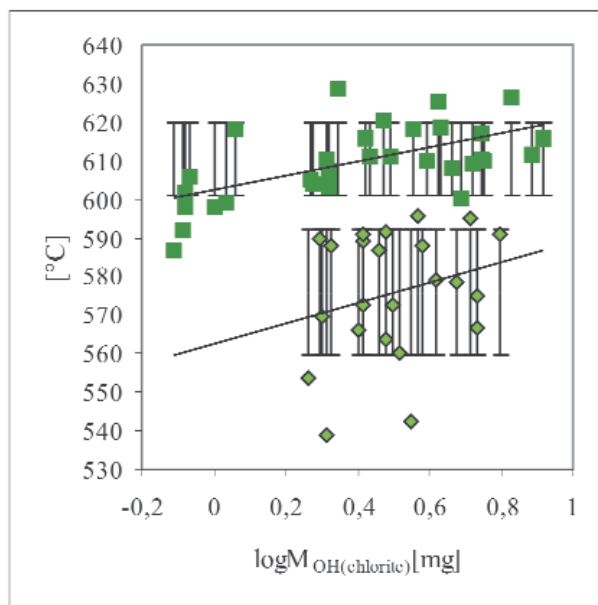


Figure 3. Dehydroxilation temperature of chlorite as the function of the quantity of samples from Üveghuta boreholes

3. ábra. Kloritok dehidroxilációs hőmérsékletei mennyiségük függvényében az üveghutai fúrásokban

at Üveghuta is similar to that at Recsk (Mátra Mts, North Hungary), which is of epithermal (<250 °C) origin.

Different types of *kaolinite* are formed at different temperatures (*dickite*>*kaolinite*>*halloysite*). The boundary zone of the *kaolinite*–*dickite* occurrence is about 120 °C. On the X-ray diffractograms of the samples from Üveghuta, line poor, chaotic, 1Md type *kaolinites* formed at low temperature were detected. According to the thermoanalytical investigation, *kaolinite* has a low dehydroxilation temperature (543 °C) and this also indicates a variety of low formation temperatures.

According to experimental data (FRANK-KAMENETSKIJ et al. 1972), *palygorskite* can come into being from hydrothermal fluids at temperatures between 100–300 °C. The conditions of formation are usually reductive.

The *Fe–Mn–Mg-carbonates* show a higher temperature than the dolomite. If iron is present in a great quantity “*ankerite*” is formed; if manganese is present in a large quantity *kutnahorite* comes into being.

Native sulphur is formed frequently in hydrothermal veins over different wide temperature ranges (40–280 °C). It occurs at Üveghuta even in great depths in traces. It is possible, however, that sulphur is the product of the oxidation of sulphide minerals present in the system that may have formed either within the fissure or in the time interval between the sampling and the examination. According to VETŐ (2003), the small amount of native sulphur can be brought into connection with the bacterial reduction in the sulphate content of the fissure water.

According to Figure 2, the *smectite*, *clinoptilolite* (*zeolite*), and *prehnite* in the fissures of Borehole Üh–27 usually indicate different temperatures. As opposed to this, ROBINSON et al. (2002) describe the *zeolite*, *smectite*, and *prehnite*

mineral assemblage — found in the core samples of oceanic boreholes — as being one with a formation temperature below $<100^{\circ}\text{C}$.

Quartz and *calcite* are general accompanying elements of the listed minerals. They are present equally in zones of different temperatures and thus they are not characteristic from the point of view of temperature. The thermoanalytical investigation of calcites in the boreholes at Úveghuta shows multigenerational, varying temperatures of formation.

A decreasing fluid temperature order is referred to by the occurrence of epidote \rightarrow epidote+chlorite (=propylite) \rightarrow chlorite \rightarrow chlorite-smectite of mixed structure \rightarrow smectite or illite (sericite) \rightarrow illite-montmorillonite \rightarrow montmorillonite next to, or after each other.

In addition to the conclusions drawn from the analogies in literature, actual measurements mainly on carbonate minerals also provided an opportunity to make the temperature conditions of the hydrothermal system more exact.

In order to determine the temperature of formation of carbonates, SZABÓ (1999), SZABÓ et al. (1998, 2003) carried out electron microscope, microprobe, and fluid inclusion examinations while HERTELENDI (1996), HERTELENDI et al. (1999) and SZÁNTÓ (2002, 2003) performed stable isotope analyses.

On the basis of the assemblage of the petrographic investigation, electron microprobe measurements, and fluid inclusion examinations of fissure fillings, at least 3 calcite and 2 dolomite generations of different temperature can be separated with varied composition. In the case of calcites of higher temperature, more Mg-, Mn-, Fe-replacements can



Figure 4. Alternating calcite-dolomite zones in the fissure infilling of the sample from 250.55 m in Borehole Üh-28

Dark zones represent dolomite, light zones calcite

4. ábra. Kalcit-dolomit zónák váltakozása az Üh-28 fúrás 250,55 m-éből származó minta repedéskitöltésében
Sötét zónák = dolomit, világos zónák = kalcit

be observed, while in the case of dolomites of higher temperature more Fe-, Mn-replacements are present. Often, minerals having different composition and indicating different temperatures of formation at the same time, appear next to each other within a fissure (Figures 4–6). This reflects multiple opening or a separation sequence from gradually cooling fluid.

Though the homogenisation temperatures measured on the fluid inclusions of the fissure fillings of clearly calcite

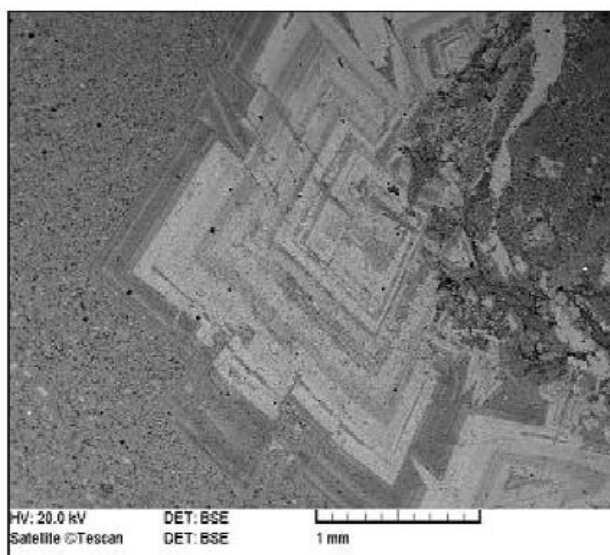


Figure 5. Dolomite-ankerite oscillating zonality in a fissure infilling (Borehole Üh-26, 91.75 m)

Dark zones represent Fe-poor, light zones Fe-rich dolomite

5. ábra. Dolomit-ankerit oszcillációs zónásság repedéskitöltésben (Üh-26, 91,75 m)

A sötét sávok vasban szegényebb, a világos sávok vasban gazdagabb dolomit-összetételek

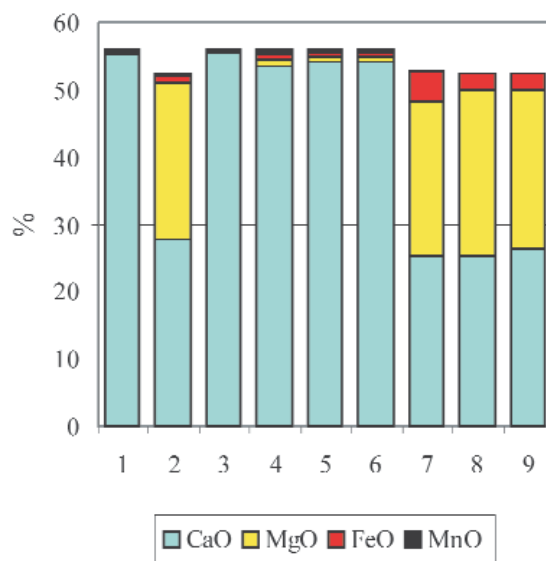


Figure 6. Distribution of oxide-concentration in the zones of a sample from 108.39 m in Borehole Üh-36

6. ábra. Az Üh-36 fúrás 108,39 méteréből vett minta zónáiban mért oxidkoncentráció eloszlása

material, and without pressure correction, vary between 89–279 °C, they fall predominantly between 100–140 °C (Figure 7). The salinity values calculated from ice-thawing temperatures vary between 0.35–25% NaCl equivalent values.

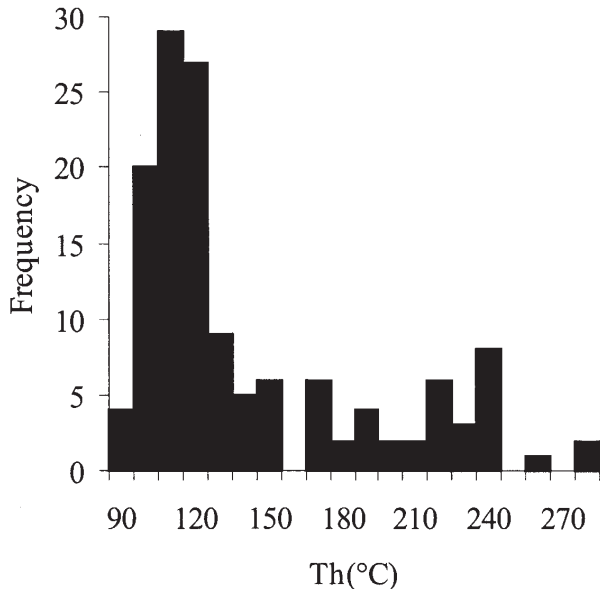


Figure 7. Frequency distribution of the homogenisation temperatures of fluid inclusions in the calcite fissure infillings

7. ábra. A repedések kalcitjában mért folyadékzárványok homogenizációs hőmérsékletének gyakorisági eloszlása

The calcites with a high (180–280 °C) homogenisation temperature contain fluid inclusions with low–medium salt content while the salinity of low-temperature (100–150 °C) fluids could also be high (Figure 8).

The thermometric behaviour of the fluid inclusions of certain samples (based on observations and not measurements) points to the fact that these inclusions were derived at a very low temperature (<100 °C) from probably meteoric waters with low salinity.

The stable isotope measurements also give information on the precipitation temperature.

Between 1998–2002, a $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ determination was carried out on 74 carbonate samples of fissure fillings from the boreholes at Üveghuta (Figure 9). It is difficult to draw conclusion from the $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonates with respect to absolute temperature because the isotope composition of water as the environment of carbonate precipitation is not known and this dramatically affects the calculated temperature data (DEMÉNY 2003). However, the measurements are suitable for investigating the relative precipitation temperature. On the basis of the oxygen isotope composition of water, sampled from Borehole Üh-1, HERTELENDI (1996) qualified the carbonate fillings as being of hydrothermal origin and different temperatures and assigned their temperatures of formation into three ranges. The $\delta^{13}\text{C}$ data measured on the carbonates also appear in a very wide value range which also indicates that the carbonate precipitation took

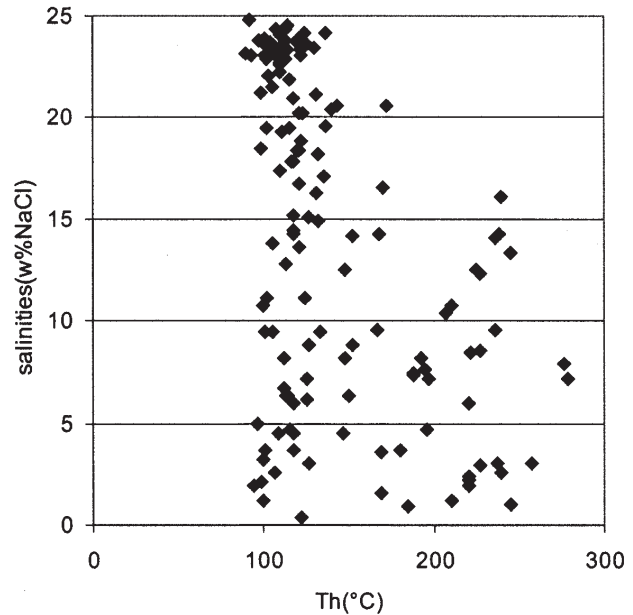


Figure 8. Calculated salinity (BODNAR 1993) as the function of homogenisation temperature for primer fluid inclusions of the calcite in fissure fillings (after SZABÓ 2003)

8. ábra. Számolt szalinitás (BODNAR 1993) a mért homogenizációs hőmérsékletek függvényében a repedéskitöltések kalcitjából származó fluidzárványokban (SZABÓ 2003 nyomán)

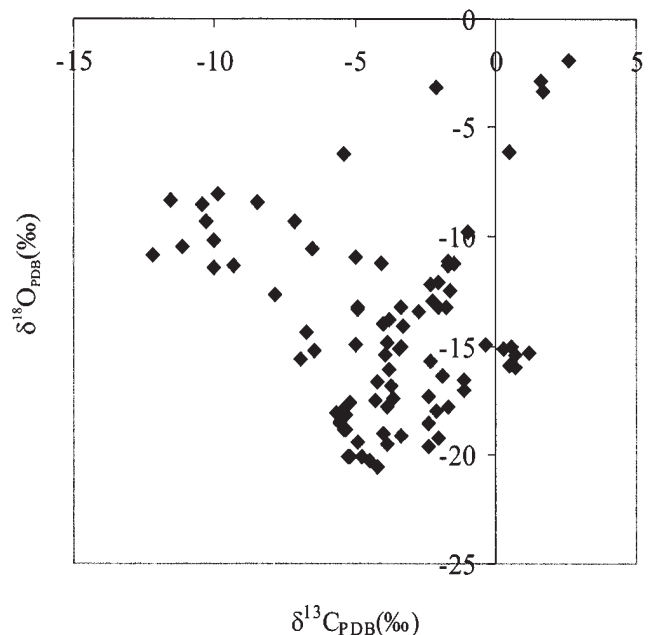


Figure 9. Distribution of C and O stable isotopes of calcite in fissure fillings

9. ábra. Stabil szén- és oxigénizotópok eloszlása az érkitöltések kalcitjában

place from very different fluids which were independent of each other. This is also suggested by the fact that there is no acceptable correlation between the carbon and oxygen isotope proportions.

Age of the hydrothermal processes

On the illite samples from the fissure fillings penetrated by the boreholes at Üveghuta, dating was performed by K/Ar method (BALOGH 1998, 1999, 2001). The age data measured in illites — concentrated from the samples selected on the basis of X-ray diffraction investigations — characterise varied argillaceous fissure fillings and differ significantly from each other. On 5 calcite samples, dating was also performed by the ^{14}C method (Table 1).

In the Mecsek Mountains, Ladinian and Liassic tuff as well as Cretaceous alkaline basalt and phonolite volcanism are known (NAGY E. 1969; NAGY E., RAVASZ-BARANYAI 1968; HARANGI, ÁRVÁNE SÓS 1993). The measured K/Ar age of illites that can be regarded as being of postmagmatic origin is either in direct connection with them or reflects mixed ages. The age data of the studied calcites indicate the fact that they are older than the age of the present-day waters in depths at which the oldest data proved to be 36,000 years. Accordingly, the 5 studied calcite samples are the precipitation products of pre-Holocene water or fluid flows.

Table 1. Absolute ages of fissure filling minerals from the boreholes at Üveghuta

Borehole	Depth (m)	Studied fraction [μ]	Studied mineral	Applied dating method	Measured age	Geological age
Üh 1	99.8		calcite	^{14}C	>45,000 years	?
Üh 3	57.36		calcite	^{14}C		
	61.7		calcite	^{14}C		
Üh 4	62.4		calcite	^{14}C		
	97.68		calcite	^{14}C		
Üh-2	367.11–367.70	<10	illite	K/Ar	75.2 \pm 3.0 Ma	Late Cretaceous
Üh 22	182.60	<2	illite	K/Ar	106.9 \pm 4.1 Ma	Middle Cretaceous
	278.10	<2	illite	K/Ar	117.2 \pm 4.5 Ma	Early Cretaceous
Üh-5	107.03	<10	illite	K/Ar	172.9 \pm 6.6 Ma	Middle Jurassic
Üh-1	346.10	<2	illite	K/Ar	190.3 \pm 7.2 Ma	Early Jurassic
	343.90	<2	illite	K/Ar	208.8 \pm 7.9 Ma	Late Triassic
	345.70	<2	illite	K/Ar	215.0 Ma	Middle Late Triassic
	349.90	<2	illite	K/Ar	229.7 \pm 8.7 Ma	Early Triassic

Summary

The fissures and fracture zones formed by tectonic effects in the granitoid rock body provided a possibility for the free flow of the hydrothermal fluids. The mineral components of the rocks hosting the fissures (microcline, albite, biotite, hornblende, and quartz) got into the fluids as clastic ingredients. This indicates the multiple opening and shearing of the fissures. These multiply opened fissures are filled by the hydrothermal minerals.

On the basis of the character of the minerals, the hydrothermal minerals of the Mórógy Granite were precipitated mainly from neutral Ca- and Mg-rich fluids in the

340–20 °C temperature range of hydrothermal processes in different temperature phases, and over several generations. Subordinately, products of alkaline as well as acidic fluids also appear. The multiple opening of the fissures and the arrival of newer fluids, possibly with different compositions and temperatures make the analysis of the minerals (which exist beside each other) more difficult and the chronological orders of the generations of the fillings are merged. The rhythmic alternation of the fluid compositions is shown, for example, by the rhythmic alternation of carbonate minerals with a zoned structure or by the dolomite–palygorskite–montmorillonite levels (Borehole Üh–22).

References — Irodalom

- ALTENBERGER, U. 2000: The Formation of Hydrothermal Chlorite-Rich Veins. Evidence for Fluid Overpressure in the Bergen Arcs/Caledonites of Norway. — *TSK (Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie) 8 Conference, Freiburg, 2000. 10. 4–6.*, poster.
- BALOGH K. 1998: Üveghutai fúrásokból származó ásványok K/Ar kormeghatározása (in Hungarian: K/Ar age determination of the minerals originated from the Üveghuta boreholes). — *Unpublished working document*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALOGH K. 1999: Üveghutai fúrásokból származó ásványok K/Ar kormeghatározása (in Hungarian: K/Ar age determination of the minerals originated from the Üveghuta boreholes). — *Unpublished working document*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BODNAR, R. J. 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (3), pp. 683–684.
- CATHELINÉAU, M. 1988: Cation site occupancy in chlorites and il-

- lites as a function of temperature. – *Clay Minerals* 23, pp. 471–485.
- CATHELINEAU, M., NIEVA, D. 1985: A chlorite solid-solution geothermometer – the Los Azufres (Mexico) geothermal system. – *Contributions to Mineralogy and Petrography* 91 (3), pp. 235–244.
- DEMÉNY A. 2003: Stabilizotóp-geokémia és termometria: hogyan és mire? (in Hungarian, with English abstract: Stable isotope geochemistry and thermometry: How to use and what for?) – *Földtani Közlemény* 133 (2), pp. 263–270.
- FRANK-KAMENETSKIJ, V. A., KOTOV, N., GOILO, E., KLOTCHKOVA, G. 1972: Some aspects of structural transformations of clay minerals under hydrothermal conditions. – *Proceedings of the International Clay Conference 1972, Madrid*, pp. 303–312.
- HARANGI SZ., ÁRVÁNE SÓS E. 1993: A Mecsek hegység alsó-kréta vulkáni kőzetei I. Ásvány- és kőzettan [in Hungarian, with English abstract: Early Cretaceous volcanic rocks of the Mecsek Mountains (South Hungary). I. Mineralogy and petrology]. – *Földtani Közlemény* 123 (2), pp. 129–165.
- HEDENQUIST, J. W. 1995: Origin of and exploration for epithermal gold deposits, Lecture Notes. – *Manuscript*, Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, Budapest, 121 p.
- HENLEY, R. W., ELLIS, A. J. 1983: Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. – *Earth-Science Reviews* 1, pp. 1–50.
- HERTELENDI E. 1996: Kis és közepes radioaktív hulladékok tervezett tároló helyéről származó minták izotópanalitikai vizsgálata (in Hungarian: Isotope analytical research on the samples originated from the planned disposal of low- and intermediate-level radioactive waste). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HERTELENDI E., SZÁNTÓ ZS., PALCSU L., FUTÓ I., MOLNÁR M., SÁNDOR L.-NÉ 1999: Üveghutai gránitmintákon végzett izotópanalitikai vizsgálatok és eredmények értelmezése (in Hungarian: Isotope analytical research on the Üveghuta granitoid samples and the explanation of the results). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JIANG, W. T., PEACOR, D. R., BUSECK, P. R. 1994: Chlorite geothermometry – contamination and apparent octahedral vacancies. – *Clay Minerals* 42, pp. 593–605.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., BARÁTH-SINYEY, K. 2000: Mineralogical characterisation of the fissure fillings in the Üveghuta granite. (Az üveghutai gránitban található repedéskitöltések ásványtani jellemzése). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 369–394.
- LINDQUIST, K., HARLE, S. 1991: Corrensites of hydrothermal origin from Veitsiv area, Eastern Finland – *Clays and Clay Minerals* 39, pp. 219–223.
- MAROS GY., BALLA Z., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., LANTOS M., PALOTÁS K. 2003: Tektonikai zárójelentés (in Hungarian: Final tectonic report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARTÍNEZ-SERRANO, R. G., DUBOIS, M. 1998: Chemical variations in chlorite at the Los Humeros geothermal system, Mexico. – *Clays and Clay Minerals* 46, pp. 615–628.
- MOLNÁR F. 1997: Epitermás aranyércesedések kialakulásának modellezése ásványtani-genetikai vizsgálatok alapján: példák a Tokaji hegységből (in Hungarian: Modelling of the origin of epithermal gold mineralisation based on mineralogy and genetic investigations: on the example of Tokaj Mountains). – *Földtani Kutatás* XXXIV (1), pp. 8–12.
- NAGY E. 1969: Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan (In Hungarian: Lower Liassic coal measures of the Mecsek Mountains). – *Annals of the Geological Institute of Hungary* 51 (2), pp. 245–270.
- NAGY E., RAVASZ-BARANYAI L. 1968: Tufás kaolinit- és sziderittelepek a mecseki ladini összlet alján (in Hungarian: Tuffaceous kaolinite and siderite deposits on the base of the Ladinian in the Mecsek Mountains). – *Földtani Közlemény* 98 (2), pp. 213–217.
- NEMECZ E. 1973: *Agyagásványok* (in Hungarian: Clay minerals). – Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- REYES, A. G. 1990: Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1–4), pp. 279–309.
- ROBINSON, P. T., ERZINGER, J., EMMERMANN, R. 2002: Data report: The composition and origin of igneous and hydrothermal veins in the lower ocean crust – ODP Hole 735B, Southwest Indian Ridge. – In: NATLAND, J. H., DICK, H. J. B., MILLER, D. J., VON HERZEN, R. P. (eds): *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 176. [Online]. Available from World Wide Web: <http://www.odp.tamu.edu/publications/176_SR/chap_9/chap_09.htm> (Manuscript number 176SR-019).
- SZABÓ CS. 1999: Karbonátos repedéskitöltés-vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein (in Hungarian: Analysis of carbonate infillings in granitoid cores drilled near Üveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZABÓ CS., GÁLNÉ SOLYMOS K., SZABÓNÉ BALOG A. 1998: Karbonátos repedéskitöltés-vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein (in Hungarian: Analysis of carbonate infillings in granitoid cores drilled near Üveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZABÓ CS., GÁLNÉ SOLYMOS K., FALL A. 2003: Karbonátos repedéskitöltés-vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein (in Hungarian: Analysis of carbonate infillings in granitoid cores drilled near Üveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZÁNTÓ ZS. 2002: Izotópanalitikai vizsgálati jegyzőkönyv, 2002: (in Hungarian: Record of isotope analytical research on the Üveghuta granitoid samples). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZÁNTÓ ZS. 2003: Izotópanalitikai vizsgálati jegyzőkönyv, 2002: (in Hungarian: Record of isotope analytical research on the Üveghuta granitoid samples). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- UTADA, M. 1980: Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene Formations of Japan. – *Mining Geology, Special Issue* 8, pp. 67–83.
- VETŐ I. 2003: Az Üveghuta környéki felszín alatti és felszíni vizek szulfáttartalma: előzetes geokémiai értékelés (in Hungarian: Sulphate content in surface and ground waters in the surroundings of Üveghuta: preliminary geochemical evaluation). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZIMÁK, J. 1999: Application of chlorite compositional geothermometers to hydrothermal veins in the Variscan flysch sequences of the Nizký Jeseník Upland to Alpine-type veins in the Sobotín region and to the paragenesis with “strigovite” from Žulová massif and Strzegom-Sobótka massif. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geologica* 36, pp. 69–74.

Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórágyi Gránit Formációban

KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER, FÖLDEVÁRI MÁRIA

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: abszolút kor, Délkelet-Dunántúl, folyadékzárvány, geotermikus rendszer, hidrotermális ásványgyűttes, Magyarország, radioaktív hulladék, stabil izotóp, Üveghuta

Összefoglalás

A Mórágyi granitoid kőzetek repedéseiben lévő hidrotermális képződmények – a bennük előforduló viszonylag gazdag ásványgyűttes különböző módszerekkel történt vizsgálata alapján – uralkodóan intermedier, Ca-ban és Mg-ban dús oldatokból, viszonylag széles hőmérsékleti tartományban, több generációban váltak ki. Alarendelten alkáli, illetve savanyú oldatok termékei is jelentkeznek.

Bevezetés

A Mórágyi Gránit Formáció paleozoos magmás képződményeire a képződésük óta eltelt idő során hidrotermális folyamatok hatottak. A granitoid kőzettestet olyan külső, deformáló hatások érték, amelyek benne repedések kialakulására vezettek. A tektonikailag generált zónák szabad áramlási lehetőséget biztosítottak a hidrotermális oldatoknak. A hidrotermális folyamatok részben közvetlenül a granitoid kőzeten, de főleg a granitoid testet sűrűn átszövő, különböző méretű és irányú repedések kitöltéseiben nyomon követhetők.

A hidrotermális folyamatok sokszínűsége a repedésrendszerek ásványkitöltéseiben tükröződik szembevetően. A Bataapáti–Üveghuta térségében eddig lemélyített 17 db Üh jelű fúrás által harántolt Mórágyi Gránit Formáció kőzeteiben eddig 27 756 repedést, törést rögzítettek (MAROS et al. 2003). Ezek anyagát vizuális megfigyelések alapján írták le. A kőzetek repedésein kívül az erősen zúzott, agyagosodott töréses zónák is hidrotermális oldatok termékeivel vannak kitöltve.

A granitoid kőzetekben észlelhető kloritos átalakulás valószínűleg hidrotermális bontás terméke. Hasonlóan hidrotermális hatás eredménye lehet a kőzetek általános karbonátosodása. Egyértelműen hidrotermális jelenségnek tekinthető az alapkőzet helyenként nagyobb mélységben észlelhető, kis montmorillonittartalma, valamint az ugyancsak ritkán, nyomokban megjelenő pirithintés.

A fúrásokban harántolt, kréta korú (Rozsdásserpenyői Formáció) szubvulkáni trachandezit-telérek anyaga nagyfokú hidrotermális bontást (montmorillonitosodást) szenvedett.

Különböző ásványtani vizsgálatok — vékonycsiszolatos, röntgendiffrakciós és termoanalitikai-vizsgálatok (MÁFI), mikroszondás és folyadékzárvány-vizsgálatok (ELTE Kőzettan-Geokémia Tanszék), oxigén-, szén- és kénizotóp-vizsgálatok, ¹⁴C- és K/Ar-kormeghatározások (MTA Atomki) — a leírt repedések, törések töredékén, 795 db minta anyagán történtek.

A vizsgálatok célja a változatos ásványkitöltések minőségi és mennyiségi jellemzése, a kiválási sorrend, valamint a hidrotermális oldatok összetételének, a képződési hőmérsékletnek és a kiválások korának megállapítása volt irodalmi analógiák és konkrét mérések alapján.

A repedéskitöltések jellege

A fúrási magminták dokumentálásakor a kőzet repedéseinek vizuálisan észlelhető kitöltéseit írták le (MAROS et al. 2003). A repedések lehetnek zártak és nyíltak. Vastagságuk igen változó, hajszálrepedésektől akár 20 cm-ig. A repedéskitöltések lehetnek egyneműek vagy többgenerációs együtt-előfordulások. A vizuális leírások során a kitöltések között

agyagos, kovás, hematitos (vörös), limonitos (sárga), kloritos, karbonátos, kevert anyagú és közettörmelék csoportokat különítették el.

A vékonycsiszolatokban a kitöltések szövete általában tömeges, de van mikrobrecsás szövet is, gyakran sávós-zónás szimmetrikus vagy aszimmetrikus elrendeződésben. Egy-egy repedésen belül gyakran különböző hőmérsékleten kristályosodott ásványok jelennek meg egymás mellett, ami lehet többszöri felnyílás, illetve fokozatosan kihűlő oldatból való kiválás eredménye, esetleg ezek kombinációja. A repedések központi része néha üreges, későbbi deformációs folyamatok vagy kioldódások gyakran megfigyelhetők, a képződött üregek néha másodlagos kiválásokkal vannak kitöltve.

A repedéseket kitöltő ásványok

Az ásványok kis része (kvarc, földpátok, klorit, amfibol, biotit, rutil stb.) a repedéseket befogadó kőzetek ásványos összetevőiből származik. Ezek az ásványok törmelékeselegyrészként kerültek a kitöltést eredményező oldatokba, és nem képezik tárgyát a hidrotermális folyamatok alábbi vizsgálatának.

A repedéseket kitöltő anyag nagy része azonban hidrotermális oldatokból képződött autigén ásvány.

A mintákban röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatokkal kimutatott jellegzetes autigén ásványok — mennyiségi sorrendjükben — a következők: karbonátok, agyagásványok (montmorillonit, paligorszkit, illit, kaolinit, corrensit), kvarc, klorit, Fe-oxidok és -oxid-hidroxidok, epidot. Ritkán előfordulnak egyéb ásványok is: biotit, adular, prehnit, zeolit, alunit, barit, terméskén stb. Elektron-mikroszondával ritkaságnak számító ásványokat is kimutattunk, amilyenek az RFF-ásványok, a szulfidok, a gránátok stb. Mindezek ásványtani jellegét korábbi publikációinkban (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000) részleteztük. A 2002–2003. évi kutatások során néhány, az üveghutai fúrásokból eddig még le nem írt ásványt (adular, alunit, barit, corrensit, kén, klinoptilolit, Na-montmorillonit, prehnit) azonosítottunk.

A korábbi és az új vizsgálatok alapján a repedéskitöltő ásványokat — gyakorisági sorrendjükben — a következőképpen jellemezhetjük.

Jelentősebb (>25%-os) karbonáttartalmú repedéskitöltés a vizsgált minták 52%-a (40% uralkodóan kalcitos, 12% uralkodóan dolomitos összetételű). Vizsgált mintáinkban kalcitot, dolomitot, Fe-dolomitot, illetve „ankeritet”, Mn-tartalmú dolomitot és kutnahoritot azonosítottunk. Elektron-mikroszondás és katódlumineszcenciás vizsgálatok (SZABÓ et al. 1998) is a karbonátásványokban fellépő változatos helyettesítési viszonyokra mutatnak. A kalcit gyakran tartalmaz (Mg, Mn, Fe) helyettesítéseket (1. ábra). Elektron-mikroszondás vizsgálatokkal magasabb hőmérsékleten kivált romboéderes dolomitban (Üh-4, 126,8 m) RFF-karbonátok voltak kimutathatók.

A jelentős mértékben (>25%) agyagásványos összetételű repedéskitöltések a vizsgált minták 28%-át képezik. Az agyagásványok fő képviselői a (néha vermikulitszerű) mont-

morillonit, az illit és a paligorszkit. Ezeken kívül 9 mintában, max. 12%-nyi mennyiségben kaolinitet is azonosítottunk. Az Üh-27 fúrás 139,39 m mélységében Na-montmorillonit mutatható ki (34%). Ugyancsak az Üh-27 fúrásban, meredek dőlésű repedésekben előfordul még corrensit (klorit-szmektit szabályos kevert szerkezetű, duzzadó, trioktaéderes agyagásvány). Az agyagásványos repedések a fúrómagok felszínre kerülése után általában nyíltak, az agyagásványok kéregszerű bevonatként elkenődnek a hasadék falain.

A jelentős mértékben (>25%) kvarc összetételű repedéskitöltések a vizsgált repedéskitöltés-minták 12%-át képezik. A kvarc repedéskitöltő ásványként gyakran fordul elő, általában vékony erek formájában, ritkán opál is előfordul. A kvarcerek a befogadó kőzettel erősen összefogazódnak, anyaguk kemény. Meglepően alacsony az Üh-37 fúrásból vizsgált repedéskitöltések kvarctartalma.

A jelentős mértékben (>25%) klorit összetételű kitöltések a vizsgált minták 7%-át képezik. Mind a vékonycsiszolatos vizsgálatok, mind a termoanalízis több (legalább kétféle) klorit jelenlétét jelzi.

A repedéskitöltések jellegzetes ásványai a *Fe-oxidok és -oxihidroxidok*, legnagyobb gyakorisággal a meredek dőlésű repedésekben jelennek meg. Legfontosabb képviselőjük a hematit és ennek hidratációs bomlásterméke, a goethit.

Epidot önállóan vagy klorit kíséretében jelentkeznek a vizsgált fúrások nagyobb mélységből származó mintáiban.

Az Üh-26 és Üh-27 fúrások mélyebb részeiben található repedések kitöltésében *alunit* és *barit*, illetve *prehnit* és *klinoptilolit* ásványt azonosítottunk.

Három vékonycsiszolatban repedésfalon továbbnőtt autigén *adulart* észleltünk erős szericites bontással.

Nyomokban különféle vizsgálati módszerekkel szulfidásványok — *pirit*, *kalkopirit*, *galenit* stb. —, illetve termoanalitikai vizsgálatokkal a terméselemek közül *kén* jelenlétét mutattuk ki.

Elektron-mikroszondás vizsgálatokkal *apatit*, *cirkon*, *Co-Ni-arzenid*, *U-Th-oxid* (Üh-4, 126,8 m) volt azonosítható.

A kőzetek repedésein kívül az erősen zúzott, *töréses övek* is hidrotermális oldatok termékeivel vannak kitöltve. Vastagságuk néha méteres nagyságrendű is lehet. Ásványos összetételük alapján a következő csoportokra oszthatók:

— a Fe-dolomitos (Üh-4, 160,8 m; Üh-5, 169,0–169,5 m), valamint az „ankerites” összetétel (Üh-22, 381,5–384,0 m) a karbonátkiválás kezdeti fázisát képviselheti;

— a kalcitos összetétel (Üh-23, 65,1 m) valószínűleg a karbonátok képződésének végső fázisában keletkezett (másodlagos, meteorikus kalcit);

— a „vermikulitos” (jól duzzadó vermikulitszerű montmorillonit) összetétel (Üh-2, 367,5 m, Üh-3, 60,0 és 247,4 m, Üh-5, 214,0 m, Üh-23, 169,6 m) gyakoribb.

A hidrotermális oldatok összetétele

A hidrotermális ásványok keletkezését megszabó tényezők az oldatösszetétel, a pH, az oxigénszint (Eh) és az ol-

dathőmérséklet. A felsorolt ásványegyüttesekből a hidrotermális oldatok összetételére vonatkozóan az alábbi információ nyerhető:

— Az ásványok közül az epidot, klorit, prehnit, paligorszkít, kalcit, dolomit és corrensit uralkodóan intermedier, Mg-ban és Ca-ban dús oldatokból való kiválásra mutat. A magas szmektit-tartalmú (>25%) mintákban a következő fontosabb ásványtársulások figyelhetők meg: montmorillonit; montmorillonit + illit; montmorillonit + paligorszkít ± illit ± klorit ± kalcit; montmorillonit + klorit; montmorillonit + kalcit. Ezekből az látható, hogy montmorillonit olyan oldatokból képződött, amelyekben a Mg-koncentráció nem volt elegendő Mg-karbonátok képződéséhez. A paligorszkít a Mg-gazdagabb dolomit és a Mg-szegényebb szmektit (Mg-montmorillonit) közötti köztes ásványként jelenik meg. Hasonló átmeneti képződmény lehet a vermikulitszerű szmektit és a 4 mintában termoanalitikailag észlelt szaponitszerű szmektitásvány.

Alárendelten jelennek meg savanyú, szilikátos összetételű oldatokra jellemző ásványok: kaolinit, illit–szericit (±montmorillonit) és nyomokban savanyú, szulfátos oldatok ásványai, mint a szulfidok, szulfátok és terméskén. A kaolinit általában nagyobb vízkoncentrációhoz kötött ásvány, szemben pl. a montmorillonittal és klorittal, ami gyakorlatilag azt jelenti, hogy a kaolinit a nyitott vagy jól átjárható repedésekben képződik.

A rendszer tehát alacsony kéntartalmú, neutrális (enyhén savas – enyhén bázisos, „low-sulfidation”) hidrotermális oldatnak tekinthető. Az ilyen rendszerekben a kaolinit és az alunit megjelenése felszín közeli szulfátos vizekből történő felülírásra utal.

— Alkáliákban és mészkalkáliákban gazdagabb összetételű kiválásokat jelez az Űh–27 fúrás felszín közeli zónájában (102–163 m között) a Na-montmorillonit, a klinoptilolit. A mélyebb zónákban (255–302 m között) prehnit jelenik meg, amely a még nagyobb mélységben található, kréta korú trachandezit közzelélérek képződésével hozható kapcsolatba.

A vázolt általános megfontolások mellett karbonátásványokon végzett fluidumzárvány-vizsgálatok konkrét információt adtak az oldatok összetételéről, amely szerint az oldatoknak három típusa jelentkezett:

— nagy sűrűségű oldatok változó NaCl- és CaCl₂-tartalommal (<30s% NaCl-egyenérték),

— alacsony sűrűségű és alacsony–közepes sótartalmú oldatok (<15s% NaCl-egyenérték),

— nagyon alacsony NaCl-tartalmú, meteorikus eredetű oldatok.

Az ásványkiválási hőmérséklet

A hidrotermális rendszereket tárgyaló szakirodalom (UTADA 1980; HENLEY, ELLIS 1983; REYES 1990; HEDENQUIST 1995; MOLNÁR 1997) áttanulmányozása alapján az oldatok hőmérsékletéről az alábbi képet alakíthatjuk ki.

A 2. ábra a neutrális kémhatású hidrotermális oldatok ásványainak hőmérsékleti stabilitását foglalja össze. Ezen

színessel jelöltük azokat a széles hőmérsékleti tartományokban keletkezett ásványokat, amelyek az üveghutai fúrások repedéskitöltéseiben előfordulnak.

Ezt a képet a következőkkel egészíthetjük ki:

A hidrotermális kloritok közül a *kliniklor–chamosit* szilárd oldat tagjainak összetétele nagy változatosságot mutat. A klorit szerkezeti összetételének 3 mérőszámát, a Fe/(Fe+Mg) arányt, az oktaéderes betöltetlen pozíciók számát és a tetraéderes rétegben lévő Al-helyettesítés mértékét geotermométerként szokták használni (CATHELINÉAU, NIEVA 1985; CATHELINÉAU 1988; JIANG et al. 1994; MARTÍNEZ-SERRANO; DUBOIS 1998; ALTENBERGER 2000). Ezek közül a Fe/(Fe+Mg) arány függ legkevésbé a hőmérséklettől (ZIMÁK 1999). Az irodalmi adatok szerint epidottal együtt Mg-ban, a kissé alacsonyabb hőmérsékleten jelentkező illit kíséretében pedig Fe-ban gazdagabb klorit szokott jelentkezni. Az üveghutai mintákban termoanalitikai vizsgálatok szerint két típusú klorit jelentkezett. Ezek közül a termoanalitikai görbéken magasabb dehidroxilációs hőmérsékletűek Mg-ban, míg az alacsonyabb dehidroxilációs hőmérsékletűek Fe-ban dúsabbak (3. ábra).

A *corrensit* — klorit–szmektit szabályos kevert szerkezetű agyagásvány — képződési hőmérsékletére az adatok 230–270 °C között szórnak. Ez a kevert szerkezetű ásvány igen érzékeny a koncentrációra. A képződésének kedvező Mg²⁺- és Al³⁺-koncentráció viszonylag ritka jelenség (LINDQUIST, HARLE 1991).

A réteggpolimorfias változatok közül az *illit* 1M–1Md változatát mutattuk ki. Irodalmi adatok (NEMECZ 1973) szerint ez a 350 °C alatti hőmérséklettartományban stabil. A termoanalitikai vizsgálat alapján az üveghutai illit az epitermális (<250 °C) eredetű recski illithez hasonló.

A *kaolinit* különböző típusai különböző hőmérsékleten keletkeznek (dickit>kaolinit>halloysit). A kaolinit–dickit előfordulás határzónája kb. 120 °C. Az üveghutai minták röntgendiffraktogramjain vonalszegény, rendezetlen, 1Md típusú, alacsony hőmérsékleten képződött kaoliniteket észleltünk. A termoanalitikai vizsgálat szerint a kaolinit alacsony dehidroxilációs hőmérsékletű (543 °C), ami szintén alacsony keletkezési hőmérsékletű változatra utal.

A *paligorszkít* hidrotermális oldatokból kísérleti adatok (FRANK-KAMENETSKIJ et al. 1972) szerint 100–300 °C hőmérsékleten képződhet. A képződési körülmények általában redukтивak.

A *Fe–Mn–Mg-karbonátok* a dolomiténál magasabb hőmérsékletet jeleznek. Ha nagy mennyiségben vas van jelen, akkor „ankerit”, ha mangán, akkor kutnahorit keletkezik.

Terméskén különböző tág hőmérsékleti tartományban (40–280 °C) gyakran képződik hidrotermális erekben, nyomokban. Üveghután nagy mélységekben is előfordul. Elképzelhető azonban, hogy a kén a rendszerben jelenlévő szulfidásványok oxidációjának terméke, amely akár a repedésen belül, akár a mintavétel és a vizsgálat között lezajlott időben keletkezhetett. VETŐ (2003) szerint a kis mennyiségű terméskén a repedésvíz szulfáttartalmának bakteriális redukciójával hozható összefüggésbe.

Az 2. ábra szerint az Űh-27 fúrás repedéseiben mutatkozó *szmektit*, *klinoptilolit* (zeolit) és *prehnit* általában különböző hőmérsékletet jeleznek. Ezzel szemben ROBINSON et al. (2002) óceáni kéregfúrások magmintáiban talált zeolit, szmektit és prehnit ásványegyüttest <100 °C alatti képződésű hőmérsékletűnek írta le.

A *kvarc* és a *kalcit* a felsorolt ásványok általános kísérője. Különböző hőmérsékletű zónákban egyaránt megjelennek, ezért hőmérsékleti szempontból nem jellemzőek. A kalcitok termoanalitikai vizsgálata az üveghutai fúrásokban többgenerációs, változó képződési hőmérsékleteket mutat.

Csökkenő fluidum-hőmérsékleti sorrendet jelent az epidot \rightarrow epidot+klorit (=propilit) \rightarrow klorit \rightarrow klorit-szmektit kevert szerkezetű ásvány \rightarrow szmektit vagy illit (szericit) \rightarrow illit-montmorillonit \rightarrow montmorillonit egymás melletti vagy egymás utáni előfordulása.

Az irodalmi analógiákból levonható következtetéseken kívül, elsősorban karbonátásványokon, konkrét mérések is lehetőséget adtak a hidrotermális rendszer hőmérsékleti viszonyainak pontosítására.

A karbonátok keletkezési hőmérsékleteinek megállapítására vonatkozóan SZABÓ (1999), SZABÓ et al. (1998, 2003) elektronmikroszkópos, mikroszondás és folyadékzárvány-vizsgálatokat, HERTELENDI (1996), HERTELENDI et al. (1999) és SZÁNTÓ (2002, 2003) pedig stabilizotóp-meghatározásokat végzett.

A repedéskitöltések petrográfiai vizsgálata, elektronmikroszondás mérései és fluidzárvány-vizsgálatának együttese alapján legalább 3 különböző hőmérsékletű kalcit- és 2 dolomit-generációt lehet elkülöníteni eltérő összetétellel, a magasabb hőmérsékletű kalcitok nagyobb Mg-, Mn-, Fe-, a magasabb hőmérsékletű dolomitok pedig nagyobb Fe-, Mn-helyettesítéssel jellemezhetők. Egy-egy repedésen belül gyakran különböző összetételű és egyben különböző képződési hőmérsékletet jelző ásványok vannak egymás mellett (4–6. ábra), ami vagy többszöri felnyílást, vagy fokozatosan kihűlő oldatból való kiválási sorrendet tükröz.

A tisztán kalcitanyagú repedéskitöltések folyadékzárványain mért, nyomáskorrekció nélküli homogenizációs

hőmérsékletek $89\text{--}279$ °C között változnak, de túlnyomórészt $100\text{--}140$ °C közé esnek (7. ábra). A jégolvadási hőmérsékletekből számolt szalinitási értékek $0,35\text{--}25\%$ NaCl-egyenérték között változnak.

A magas ($180\text{--}280$ °C) homogenizációs hőmérsékletű kalcitok alacsony–közepes sótartalmú fluidzárványokat tartalmaznak, az alacsony hőmérsékletű ($100\text{--}150$ °C) oldatok szalinitása magas is lehetett (8. ábra).

Egyes minták fluidzárványainak termometriai viselkedése (megfigyelés és nem mérés alapján) arra enged következtetni, hogy ezek a zárványok igen alacsony hőmérsékleten (<100 °C), kis sótartalmú, valószínűleg atmoszférikus vizekből származnak.

A stabilizotóp-mérések ugyancsak tájékoztatást adnak a kiválási hőmérsékletről.

$\delta^{13}\text{C}$ - és $\delta^{18}\text{O}$ -meghatározás 1998–2002 között az üveghutai fúrások 74 db repedéskitöltésből származó karbonátmintáján történt (9. ábra). A karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ -értékeiből nehéz abszolút hőmérsékletre következtetni, mert nem ismertes a karbonát-kiválás közegét képező víz izotóppozsztétele, amely drasztikusan befolyásolja a számított hőmérsékleti adatokat (DEMÉNY 2003). A mérések azonban alkalmasak a relatív kiválási hőmérséklet vizsgálatára. HERTELENDI (1996) az Űh-1 fúrásból mintázott víz oxigénizotóp-összetétele alapján a karbonát-kitöltéseket hidrotermális eredetűnek és különböző hőmérsékletűnek minősítette, képződési hőmérsékletüket három tartományba sorolta. A karbonátokon mért $\delta^{13}\text{C}$ -adatok is nagyon széles értéktartományban jelentkeznek, ami szintén arra mutat, hogy a karbonát-kiválás nagyon eltérő, egymástól független oldatokból történt. Ugyancsak ezt sugallja az a tény, hogy nincs elfogadható korreláció a szén- és az oxigénizotóp-arányok között.

A hidrotermális folyamatok kora

Az üveghutai fúrások által harántolt repedéskitöltésekből származó illitmintákon K/Ar módszerrel történtek kor meghatározások (BALOGH 1998, 1999, 2001). A röntgendiff-

1. táblázat. Üveghutai fúrások repedéskitöltő ásványain kapott radiometrikus korok

Fúrás	Mélység (m)	Vizsgált frakció [μ]	Vizsgált ásvány	Alkalmazott kor meghatározási módszer	Mért kor	l-öldtani kor
Űh-1	99,8		kalcit	^{14}C	>45 000 év	?
Űh 3	57,36		kalcit	^{14}C		
	61,7		kalcit	^{14}C		
Űh-4	62,4		kalcit	^{14}C		
	97,68		kalcit	^{14}C		
Űh-2	367,11–367,70	<10	illit	K/Ar	75,2 \pm 3,0 M év	késő-kréta
Űh-22	182,60	<2	illit	K/Ar	106,9 \pm 4,1 M év	középső-kréta
	278,10	<2	illit	K/Ar	117,2 \pm 4,5 M év	kora-kréta
Űh 5	107,03	<10	illit	K/Ar	172,9 \pm 6,6 M év	középső-jura
Űh 1	346,10	<2	illit	K/Ar	190,3 \pm 7,2 M év	kora-jura
	343,90	<2	illit	K/Ar	208,8 \pm 7,9 M év	késő-triász
	345,70	<2	illit	K/Ar	215,0 M év	középső–késő-triász
	349,90	<2	illit	K/Ar	229,7 \pm 8,7 M év	kora-triász

rakációs vizsgálatok alapján kiválasztott mintákból dúsított illitből mért koradatok különböző agyagos repedéskitöltéseket jellemeznek, és egymástól jelentősen eltérnek. 5 kalcitmintán ¹⁴C-módszerrel is történt kormeghatározás (1. táblázat).

A Mecsekben ladin és liász tufa, valamint kréta alkáli bazaltos és fonolitos vulkanizmust ismerünk (NAGY E. 1969; NAGY E., RAVASZ-BARANYAI 1968; HARANGI, ÁRVÁNE SÓS 1993). Az utómagmás eredetűnek tekinthető illitek mért K/Ar kora vagy ezekkel közvetlenül van kapcsolatban, vagy keverék korokat tükröz. A vizsgált kalcitok koradatai arra utalnak, hogy idősebbek, mint a jelenlegi mélységi vizek kora, amelyekből a legidősebb vízkor 36 000 évnél adódott. A vizsgált 5 kalcitminta ezek szerint holocén előtti víz- vagy oldatáramlások kiválási terméke.

Összefoglalás

A granitoid kőzettestben tektonikai hatásokra létrejött repedések és törésszerű övek áramlási lehetőséget biztosítottak

a hidrotermális oldatoknak. A repedéseket befogadó kőzetek ásványos összetevői (mikroklin, albit, biotit, amfibol és kvarc) törmelékes elegyrészként az oldatokba kerültek, ami a repedések többszöri felnyílására és elnyíródására mutat. Ezeket a többszörösen felnyílt repedéseket töltik ki a tulajdonképpeni hidrotermális ásványok.

Az ásványok jelegei alapján a Mórágyi Gránitban lévő hidrotermális képződmények uralkodóan intermedier, Ca-ban és Mg-ban dús oldatokból váltak ki, a hidrotermális folyamatok 340-től 20 °C-ig terjedő hőmérsékleti tartományában, különböző hőmérsékletű fázisokban, több generációban. Alárendelten alkáli, illetve savanyú oldatok termékei is jelentkeznek. A repedések többszöri felnyílása és újabb, esetleg eltérő összetételű és hőmérsékletű oldatok érkezése megnehezíti az egymás mellett előforduló ásványok elemzését, a kitöltések generációinak időbelisége összehasonlítható. Az oldatösszetételek ritmikus változására mutat pl. a zónás felépítésű karbonátásványok vagy a dolomit-paligorszkit–montmorillonit-szintek ritmikus váltakozása (Üh–22 fúrás).

Pannonian sediments of the north-eastern Mórógy Block

ZOLTÁN BALLA

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: fracture zones, Hungary, lithofacies, lithology, morphology, Neogene, sedimentary rocks, South-eastern Transdanubia, tectonics, terrestrial sedimentation, Üveghuta

Abstract

On the periphery of the north-eastern Mórógy Block, rocks of the Mórógy Granite Formation are covered by Pannonian (Upper Miocene to Pliocene) sediments. Three facies of these sediments have been distinguished. One facies is represented by fine-grained sands, which frequently contain well-rounded pebbles and boulders. The other facies is composed of silty-argillaceous sediments, which contain angular or slightly rounded granite fragments. They are overlaid by the third, variegated clay facies, which was only observed in one outcrop. This facies abruptly wedges-out.

Within the Pannonian sequence, both fine-grained sandy and silty-argillaceous facies are in a basal position and pass upwards into dominantly argillaceous sediments. The latter belong to the Upper Pannonian, whereas the mollusc fauna of the basal horizons indicate a Pannonian age. The variegated clay facies probably belong to deeper Pannonian.

The first and the second facies mark a transgression probably directed towards the interior of the Mórógy Block, which later on was completely flooded by water.

In the villages of Bátaapáti and Mórógy and on the slopes of the main valleys, Pannonian sediments are observable on approximately constant levels. It can be clearly seen that the sediments on the opposite slopes are different. In both villages and on the NW slopes Pannonian sediments of the silty-argillaceous facies – which probably originated at a slightly greater water depth – are 15-25 m lower than the fine-grained sandy facies. It can be concluded, that the valleys follow lines which formed in the Pannonian and which are in fact facies boundaries. These lines acted as faults at that time and probably later as well.

It can be seen that the major valleys of a recent age arose along structures which already existed in the Pannonian.

Introduction

In 2002 the author studied Pannonian (Upper Miocene to Pliocene) sediments in the north-eastern Mórógy Block, in the surroundings of the Bátaapáti (Üveghuta) Site for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. The author was able to construct a model which should help to promote understanding of the structure and topography of the research area. This enterprise is independent of the fact that the author does not express any opinion on the more precise age of the Pannonian sediments.

Distribution

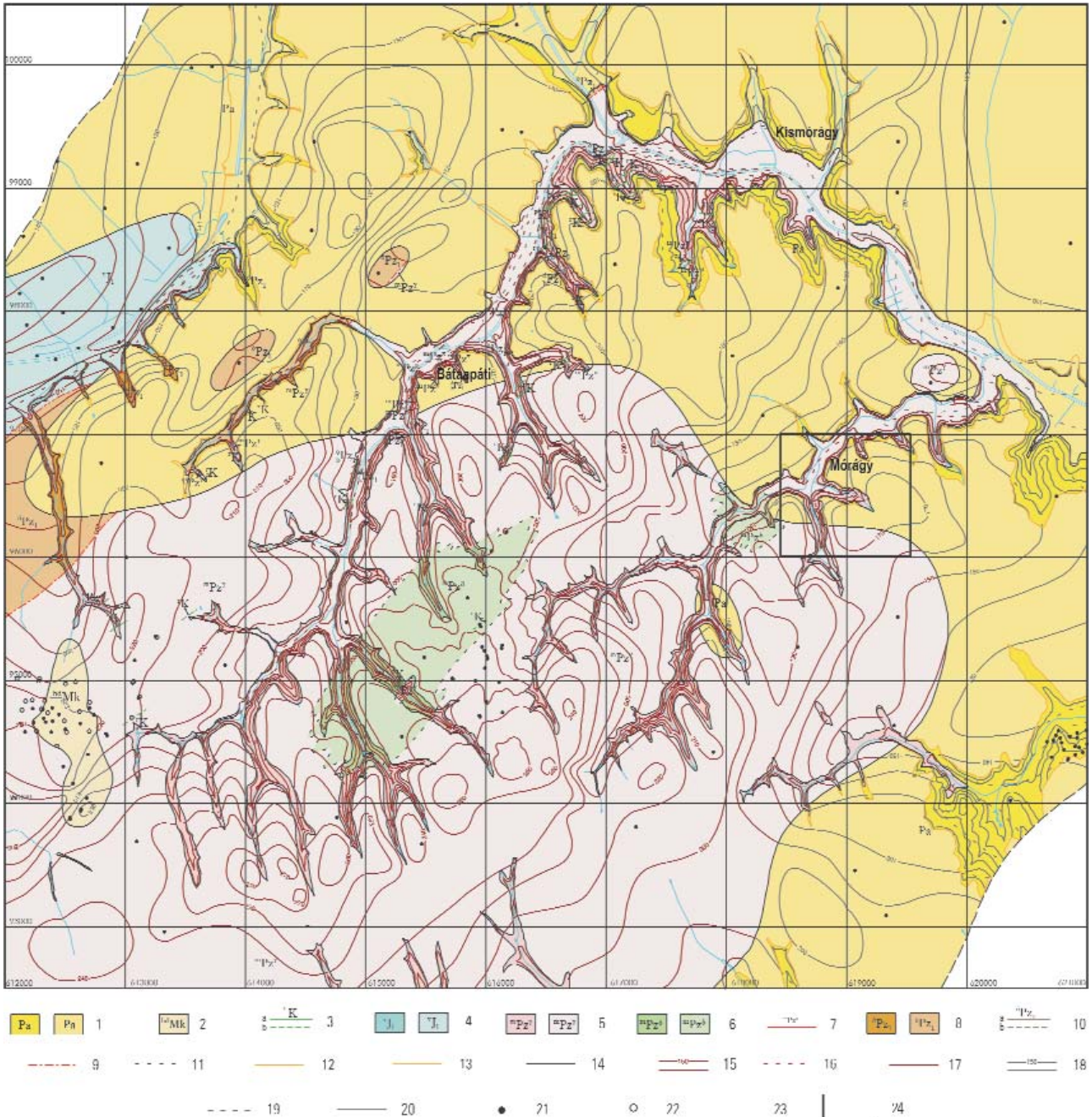
Pannonian sediments cover the pre-Cenozoic basement in the northern half of the research area and on its eastern

and south-eastern periphery (Figure 1). Their thickness increases towards the basin areas around the Mórógy Block and exceeds 50 m in the NW and SE. In the course of the revision of the borehole columns (GYALOG et al. 1999, 2001), these sediments were arranged into Upper Pannonian, or to be more precise, into the undivided Kálla Pebble and Somló Formations.

Lithology

During the field work it was noticed, that in the first 10 m of the Pannonian sequences three different facies could be outlined:

— The yellowish grey *fine-grained sandy facies* is the most widespread. It contains sporadic occurrences of intercalations of hard sandstones. The sand is rich in mica.



In the southern part of the village of Mórágó there are abundant sandstone layers with carbonate concretions. In the sands, well-rounded pebbles and even boulders are frequent; these are also observable even where there is an absence of outcrops. In some parts of the sections these pebbles form lenses at the base of the sands; in other places they are visible at a higher level and in thin layers. Besides the well-rounded pebbles angular fragments also occur especially in small, cm-sized fraction. This facies was only traced in high positions above the major valleys.

— Exclusively in a deep position, some 5 m above the valley bottom in the villages of Bábaapáti, Kismórágó and Mórágó, a yellowish grey *silty-argillaceous facies* is ob-

servable. Its lowest level is 1-1,5 m; coarse-grained sandy and rubble lenses with granitoid fragments (up to 1-2 cm) are situated within it. Well-rounded pebbles are scarce, and boulders do not occur.

— At the eastern rim of the village of Mórágó, between the previous facies and the basement, *variegated clay facies* is wedged in. Its apparent thickness is about 6-8 m, and thin sandy-rubble layers are intercalated within it. The background colour of the clay is reddish brown and it contains bluish grey spots.

At the southern rim of the village of Mórágó the 5-6 m thick sandy facies with sandstone layers of carbonate cement passes into argillaceous-marly sediments with no coarse-grained components.

Figure 1. Distribution of Pannonian sediments on the top of the basement rocks

1 – Pannonian sediments exposed and buried; 2 – Lower Miocene sediments exposed and buried; 3 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite dykes, a – traced, b – supposed; 4 – Lower Jurassic, Vasas Formation, 5 – Palaeozoic, Mórág Granite Formation, monzogranite group exposed and buried; 6 – Palaeozoic, Mórág Granite Formation, monzonite group exposed and buried; 7 – Palaeozoic, Mórág Granite Formation, leucocratic dyke; 8 – Palaeozoic, various metamorphic rocks (Ófalu Formation); 9 – Palaeozoic, metasandstone és metasiltstone (Ófalu Formation, Bátaapáti Sandstone Member), lenses in the Mórág Granite Formation; 10 – tectonic boundary of the Mecsek-alja Zone; 11 – geological contour, supposed; 12 – the line of wedging-out of the Lower Miocene and Pannonian sediments below the hills; 13 – the line of wedging-out of the Lower Miocene and Pannonian sediments below the hills; in the topography; 14 – the trace of the basement surface in the topography; 15 – contour lines of the basement surface below the hills, m asl; 16 – continuation above the valleys of the contour lines of the basement surface below the hills, m asl; 17 – contour line of the basement exposed on the slopes, m asl; 18 – contour lines of the surface of the Lower Miocene and Pannonian sediments below the hills, m asl; 19 – continuation above the valleys of the contour lines of the surface of the Lower Miocene and Pannonian sediments below the hills, m asl; 20 – contour lines of the Lower Miocene and Pannonian sediments exposed on the slopes, m asl; 21 – borehole penetrated older rocks at the bottom of the Quaternary sediments; 22 – borehole stopped in Quaternary sediments; 23 – contour of the compilation; 24 – contour of Figure 2

1. ábra. A pannóniai képződmények elterjedése az alaphegység felszínén

1 – pannóniai üledékek, kibúvásban és fedetten; 2 – alsó-miocén üledékek, kibúvásban és fedetten; 3 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit, közzettel, a – követett, b – feltételezett; 4 – alsó-jura, Vasasi Formáció, 5 – paleozoikum, Mórági Gránit Formáció, monzonitos közetcsoporthoz, kibúvásban és fedetten; 6 – paleozoikum, Mórági Gránit Formáció, monzonit közetcsoporthoz, kibúvásban és fedetten; 7 – paleozoikum, Mórági Gránit Formáció, leukokrata közzettel; 8 – paleozoikum, különböző metamorfitek (Ófalu Formáció); 9 – paleozoikum, metahomokkő és metaaleurolit (Ófalu Formáció, Bátaapáti Homokkő Tagozat), lencsék a Mórági Gránit Formáció közzeteiben; 10 – a Mecsek-alja-öv tektonikus határa; 11 – feltételezett közzethatár; 12 – alsó-miocén és pannóniai üledékek kiékelődési vonala dombok alatt; 13 – alsó-miocén és pannóniai üledékek felszínének nyomvonala a terepdomborzatban; 14 – az alaphegység felszínének nyomvonala a terepdomborzatban; 15 – a dombok alatti alaphegységfelszín szintvonalai, m Bf; 16 – a dombok alatti alaphegységfelszín szintvonalainak folytatása a völgyek fölött, m Bf; 17 – az alaphegység-kibúvások szintvonalala lejtőkön, m Bf, 18 – az alsó-miocén és pannóniai üledékfelszín dombok alatti szintvonalai, m Bf; 19 – az alsó-miocén és pannóniai üledékfelszín dombok alatti szintvonalainak folytatása a völgyek fölött, m Bf; 20 – az alsó-miocén és pannóniai üledék-kibúvások szintvonalala lejtőkön, m Bf; 21 – negyedidőszaki üledékek fekvésében települő képződményt ért fúrás; 22 – negyedidőszaki üledékekben leállt fúrás; 23 – a szerkesztés határa; 24 – a 2. ábra körvonala

Similar sediments are mentioned in borehole sections. In Boreholes Bátaapáti Ba–IV, Bátaszék Bszt–1 and Bszt–2, Cíkó C–1, Hidas Hi–IX and Mórág Mó–I silty-argillaceous sediments could be distinguished above the sandy (pebble) sediments.

Tectonics

Pannonian sediments were studied in several dozens of outcrops (Annex III in BALLA et al. 2003). They were everywhere in a horizontal position and faults or fractures were not detected. At the same time, two different indirect traces of faults were identified.

One of the indirect traces is of a *palaeogeographical* type. The coarse, well-rounded pebble, which is characteristic for the sandy facies, probably accumulated in a shallow-water environment, in the littoral zone. The silty-argillaceous facies probably originated in a more distant from the coast zone, with deeper water. These two facies are separated from each other by valleys in both Bátaapáti and Mórág. On the opposite slopes of the valleys the Pannonian sediments cover granites at different heights: the silty-argillaceous facies are 3–5 m above the valley bottom whereas the respective position of the sandy facies is approximately 20–30 m. This difference points to a vertical displacement between the slopes and this can be related to a fault (Figure 2). The displacement took place in the Pannonian or later. Independent of this statement, it is a fact that the palaeogeographical sense of the facial difference between the slopes is the same as the sense of the displacement (ESE side is in a higher position). This points to the activity of the corresponding fault in the Pannonian.

Both valleys are trending in a SW–NE direction and are composed of 500–700 m long linear sections of variable (within the trend) strike. Taking into account the distribution of the outcrops, these sections cannot be smoothed into one line, and thus it can be supposed that corresponding faults were originally zigzag-shaped. This pattern does not allow the assumption that there is a horizontal component of the displacement along the faults. However, it is in harmony with the fact that in both the Pannonian palaeogeography and the recent topography vertical displacement has been outlined. In other words, these are normal faults.

The other indirect traces are of a *structural* kind. In the Village of Mórág, in the cuts with cellars along Petőfi street (Posta Valley) and beyond the National Geodetic Base Point, Pannonian sediments lie horizontally. It can also be observed that the surface of the granite basement below them elevates towards the SE along the valley at about 5°. The angular difference is explainable in terms of a series of faults (within the unexposed sections) which systematically throw down Pannonian strata towards the main valley (see above).

Geological age

There are two sets of data on the geological age of the Pannonian sediments in the north-eastern Mórág Block: one from the literature and another from new samples.

LENNERT et al. (1999) characterised the fauna of the several dozens of m thick sediments exposed in the clay pit of the Bátaszék Brickyard. On the basis of the frequency of *Congeria rhomboidea* they concluded that the sediments are of Late Pannonian age. In their description, this se-

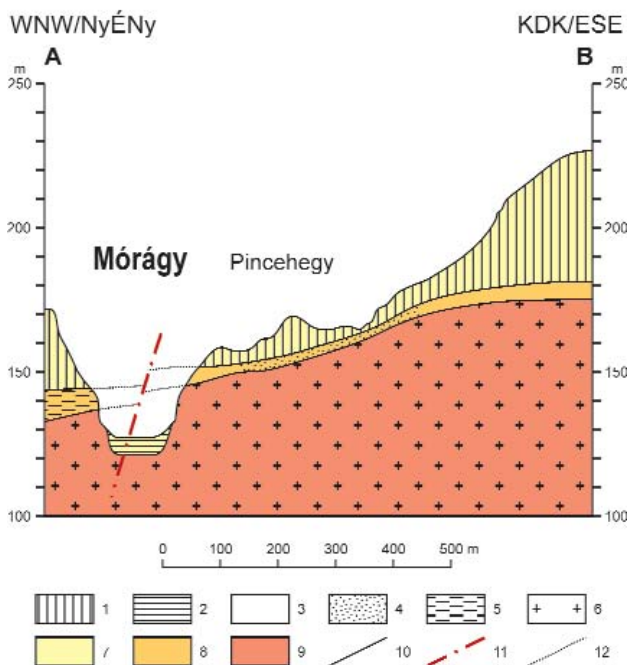
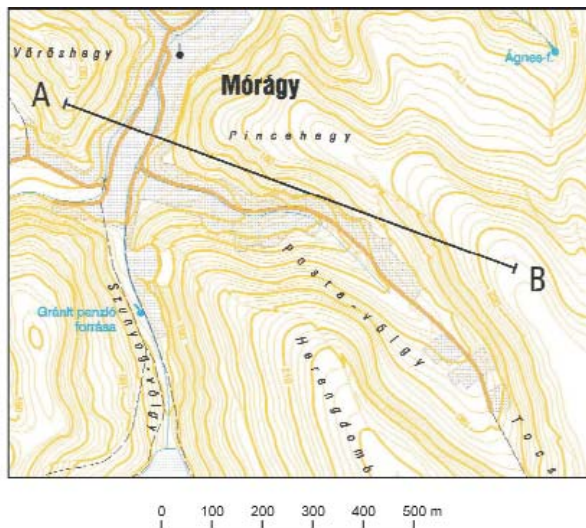


Figure 2. Geological section along the NNE slope of the Posta Valley in the Village of Mórágypincehegy (exaggeration 5×)

1 – loess; 2 – alluvial sediments; 1–3 – facies of the Pannonian sediments (8); 3 – unknown facies, 4 – fine-grained sandy facies with gravel at the base, 5 – silty-argillaceous facies with angular debris at the base; 6 – granite body; 7 – Quaternary sediments; 8 – Pannonian sediments; 9 – Palaeozoic complexes, 10 – geological contour, 11 – supposed fracture in the eroded rock mass, 12 – supposed continuation of a geological contour in the eroded rock mass.

In the top, location of the section

2. ábra. Földtani szelvény a mórágypincehegyi Posta-völgy ÉÉK-i oldala mentén (ötszörös túlmagyarást)

1 – lösz; 2 – allúvium; 1–3 – pannóniai üledékek (8) kifejlődései: 3 – ismeretlen kifejlődés, 4 – finomhomokos kifejlődés az alján kavicsos, 5 – kőzetlisztes-agyagos kifejlődés az alján szögletes törmelékkel; 6 – gránittest; 7 – negyedidőszaki üledékek; 8 – pannóniai üledékek; 9 – paleozoos képződmények, 10 – földtani határ, 11 – a lepusztult kőzettömbben feltételezett törés, 12 – földtani határ feltételezett folytatása a lepusztult kőzettömbben.

Felül a szelvény helyszínrajza

quence is situated above the Pannonian sediments and it directly covers the basement rocks in the villages of Bábaapáti and Mórágypincehegy. It is not quite clear, however, how much

higher they lie. From numerous drilling data it has been concluded that the basement rocks in the area are covered by a 4–25 m thick “fining-upward basal series [...] of non-fossiliferous gravel and sand, consisting of poorly rounded angular granite grains”. The basal series, in turn, is covered by a “highly variable transitional layer [of] greyish yellow silt [with] very fine-grained sand layers”. The thickness of the latter is not mentioned. The “productive series” of the brickyard is situated above the “transitional layer”.

In the section of the Bábaapáti outcrop investigated by LENNERT et al. (1999), neither the sandy basal series, nor the silty transitional layer can be identified. The text, however, states that basement rocks are already present in 1.5–3 m below the bottom of the section. Mollusc fauna was found 10–25 m above the bottom; consequently, the fauna characterises sediments which lie a minimum 11.5–13 m (brickyard section + text) above the basement, but possibly much higher (section of the area).

Imre Magyar and Pál Müller (oral communication) designated molluscs from the carbonate-cemented sandstones, which are some metres above the basement rocks in the NNE slope of the Posta Valley in the village of Mórágypincehegy (Figure 2) as belonging to the *Congeria balatonica* PARTSCH species. They mentioned that on its own this species is not enough to be able to give a precise age. Nevertheless, they concluded that it belongs to the higher level of the Pannonian, since in the Bábaapáti Brickyard section it occurs together with the index fossil *Congeria rhomboidea*. However, LENNERT et al. (1999) do not mention *Congeria balatonica* among the 25 Bivalve species and thus it is not clear what basis there is for the conclusion that in this section there is a common occurrence of these two species.

As can be seen, sediments in the surroundings of Bábaapáti and Mórágypincehegy may belong to the Upper Pannonian substage, but the available data are not sufficient for making conclusions of absolute certainty.

Geological history

Of the three facies of the Pannonian sediments, the variegated clay facies probably originated in a continental environment. Both the fine-grained sandy sediments (which have frequent pebbles) and the silty-argillaceous sediments (with small angular and poorly rounded fragments at the base) probably originated in the abrasion-littoral environment. The Pannonian transgression, the initial sediments of which are directly deposited on granites, most probably overstepped the previous coastline and flooded the whole of the Mórágypincehegy Block. The absence of Pannonian sediments in central areas of the Block and the limited thickness on its periphery obviously resulted from the subsequent erosion.

Faults, along which the more recently-formed valleys are now situated, already existed in the Pannonian with the same sense of displacements.

The largest recently-formed valleys follow gentle depressions in the basement topography (Figure 1). Pannonian sediments lie horizontally on the slopes of these depressions and therefore the latter probably originated after the Pannonian sediments had been accumulated.

Acknowledgements

Author is very grateful to his colleagues László Gyalog and Áron Jámor for helping to carry out effective study and qualification of the Pannonian sediments.

References — Irodalom

- BALLA Z., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS., HARANGI SZ., LELKESNÉ FELVÁRI GY. 2003: Földtani kép kialakítása (in Hungarian: Delineating the geological pattern). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., CHIKÁN G., JÁMBOR Á., JUHÁSZ GY., KONRÁD GY., KOLOSZÁR L., MARS I., RÁLISCH L.-NÉ 2001: Jelentés „A szénhidrogén-kutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének készítése” című szerződés teljesítéséről a Mecsek–Villány-Kelet területen (in Hungarian: Report on the fulfilment of the contract “Compiling a GIS-based geological database for the oil and gas exploration in the Mecsek and East Villány region”). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., CHIKÁN G., KÓKAI A., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1999: Jelentés „A szénhidrogén-kutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése” című szerződés teljesítéséről a Sió-torok területen (in Hungarian: Report on the fulfilment of the contract “Compiling a GIS-based geological database for the oil and gas exploration in the Sió Mouth region”). – *Manuscript*, National Geological and Geophysical Archives, Budapest.
- LENNERT, J., SZÓNOKY, M., GULYÁS, S., SZUROMI-KOPECZ A., SHATILOVA, I. I., SÜTŐ-SZENTAI, M., GEARY, H. D., MAGYAR, I. 1999: The Lake Pannon fossils of the Bátaszék brickyard. – *Acta Geologica Hungarica* 42 (1), pp. 67–88.

A Mórággyi-rög ÉK-i részének pannóniai üledékei

BALLA ZOLTÁN

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, domborzat, kifejlődés, litológia, Magyarország, neogén, tektonika, törésses övek, törmelékes üledékképződés, üledékes kőzetek, Üveghuta

Összefoglalás

A Mórággyi-rög ÉK-i részének peremlein a Mórággyi Gránit Formációra pannóniai üledékek települnek, amelyeknek három kifejlődését különítettük el. Az egyik kifejlődés finomhomokos, gyakran jól koptatott kavicsokat és görgetegeket tartalmaz, a másik kőzetlisztes-agyagos, kisméretű szögletes vagy kevésbé koptatott kőzettörmelékekkel. Ennek a fekjében települ a harmadik, tarkaagyagos kifejlődés, amelyet mindaddig csak egy helyen észleltünk, hirtelen kiékelődő helyzetben.

A pannóniai rétegsoron belül mind a finomhomokos, mind a kőzetlisztes-agyagos kifejlődés bázishelyzetű, s fúrások tanúsága szerint felfelé uralkodóan agyagos üledékekbe megy át. A magasabb szintű agyagos üledékek a felső-pannóniaiba tartoznak, a bázisüledékekben talált kagylófau-na pannóniai kort jelez. A tarkaagyag a pannóniai mélyebb szintjébe tartozhat.

A két első kifejlődés transzgressziót jelez, amely valószínűleg a Mórággyi-rög belseje felé irányult, s amelynek későbbi szakaszaiban a Mórággyi-rög teljes egészében víz alá került.

Bátaapáti és Mórággy község területén a fő völgyek oldalában a pannóniai üledékek közel állandó, de a két oldalon határozottan eltérő magasságban vannak. Mindkét helyen az ÉNy-i oldalon 15-25 m-rel mélyebb helyzetben van a valószínűleg mélyebb vízi kőzetlisztes-agyagos kifejlődés, vagyis a völgyek olyan vonal mentén futnak, amely a pannóniaiban legalábbis fációs határ volt, s ekkor vagy későbbben törésként is működött.

A mai fő völgyek tehát olyan szerkezeti elemek mentén jöttek létre, amelyek a pannóniaiban már léteztek.

Bevezetés

A Mórággyi-rög ÉK-i részén, a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezésére kiválasztott Bátaapáti (Üveghutai)-telephely környezetében lévő pannóniai üledékeket a szerző 2002. évi terepbejárásai során tanulmányozta. Nem lévén a pannóniai üledékek szakértője, s feladatként sem tűzte maga elé a részletes vizsgálatot, ezért tanulmányai óhatatlanul felületre sikeredtek. Ennek ellenére a bejárások nyomán olyan képet alakított ki, amely hozzájárult a kutatási terület szerkezetének és domborzatának fejlődésének megértéséhez. Ez az előrelépés független attól, hogy a pannóniai üledékek pontosabb korának kérdésében a szerző nem foglal állást.

Elterjedés

Pannóniai üledékek fedik az alaphegységet a kutatási terület É-i felén, valamint K-i és DK-i peremvidékén (1. ábra). Vastagságuk a Mórággyi-rög előterének irányában nő, s az ÉNy-i és DK-i részen meghaladja az 50 m-t. Ezeket az üledékeket a korábbi fúrások átminősítése során (GYALOG et al. 1999, 2001) a felső-pannóniaiba, pontosabban a felosztatlan Kállai Kavics és Somlói Formációba sorolták.

Kifejlődés

Terepi észleléseink nyomán kitűnt, hogy legalább is az alaphegységre települő első 10 m-es rétegsorokban három különböző kifejlődés körvonalazható:

— Legelterjedtebb a sárgásszürke *finomhomokos kifejlődés*, amelyben helyenként keményebb homokkőpadok is előfordulnak. A homok többnyire erősen csillámos. Mórág falu D-i részén meglehetősen sok az olyan homokkőpad, amelyben karbonátos konkréciók települnek. A homokban több helyütt előfordul jól koptatott kavics, sőt görgeteg, amely teljesen fedett területeken is jól felismerhető. A szelvényekben ez a kavics néhol a homok talpán alkot lencsét, másutt azonban magasabb szintekben, vékony rétegekben fordul elő. A jól koptatott kavics mellett, különösen az apró, néhány cm-es darabokban, nem ritka a szögletes törmelék sem. Ezt a kifejlődést mindeddig csak magasan a közelben lévő fővölgyek fölött észleltük.

— Kizárólag mély térszíni helyzetben, Bátaapáti, Kismórág és Mórág területén, a fővölgyek talpa fölött alig 5 m-rel uralkodóan *kőzetlisztes-agyagos*, sárgásszürke színű kőzetekből álló kifejlődés figyelhető meg. Ennek alsó néhány dm-ében, esetleg 1-1,5 m-ében durvahomokos-murvás lencsékben granitoid törmelék figyelhető meg, egyes darabok az 1-2 cm-t is elérik. A jól koptatott kavics ritka, görgeteg nem fordul elő.

— Mórág falu K-i szélén az előző kifejlődés és az alaphegység közé *tarkaagyag* ékelődik 6-8 m látszólagos vastagságban, amelyben vékony homokos-murvás rétegek figyelhetők meg. A tarkaagyag alapszíne vörösesbarna, kisebb-nagyobb foltokban kékesszürke.

Mórág falu D-i szélén a karbonátos kötésű padokkal tagolt homokos kifejlődés 5-6 m magasan agyagos-márgás üledékekbe megy át, amelyekben nincs durvahomokos-murvás komponens.

A fúrású rétegsorokban a fentiekhez hasonló üledékeket említene. A Bátaapáti Ba-IV, a Bátaszék Bszt-1 és Bszt-2, a Cíkó C-1, a Hidas Hi-IX és a Mórág Mó-I fúrásban megfigyelhető, hogy homokos (kavicsos) kőzetek fölött kőzetlisztes-agyagos üledékek települnek.

Tektonika

A pannóniai üledékeket több tucat feltárásban tanulmányoztuk (BALLA et al. 2003 — III. függelék). Településük mindenütt vízszintes volt, törést vagy litoklázist sehol sem észleltünk. Ugyanakkor töréseknek kétféle közvetett nyomát észleltük.

Az egyik közvetett nyom *ősföldrajzi* jellegű. A pannóniai üledékek finomhomokos kifejlődésében gyakran észlelhető erősen koptatott durva kavics sekélyebb vízben, a hullámverési sávban halmozódott fel, míg a kőzetlisztes-agyagos kifejlődés már a parttól valamivel távolabb, mélyebbvízi környezetben keletkezett. A két kifejlődést Bátaapátiban és Mórágyon is a községen áthúzódó völgy választja el egymástól, amelynek két oldalán a pannóniai üledékek eltérő magasságban vannak: a kőzetlisztes-agyagos kifejlődés 3-5, míg a homokos kifejlődés 20-30 m-rel a völgytalp fölött települ a granitoid kőzetekre. Ez az eltérés függőleges elmozdulásra mutat a két völgyoldal között, amely nagy valószínűséggel töréshez köthető (2. ábra). Az

elmozdulás a pannóniaiban vagy később jöhetett létre. Az a tény azonban, hogy a völgy menti fácieskülönbség ősföldrajzi értelme ugyanaz, mint a ma látható elmozdulás (a KDK-i oldal van magasabban), arra mutat, hogy az illető törés már a pannóniaiban is aktív volt.

Mindkét völgy összességében DNy-ÉK-i irányú, de részleteiben különböző lefutású, 500-700 m hosszú egyes szakaszokból áll össze. Ezek a szakaszok a feltárások konkrét elrendeződésében nem egyenlíthetők ki egyetlen vonallá, így azt kell feltételeznünk, hogy az illető törések cikcakkos lefutásúak. Ez a kép nem teszi lehetővé, hogy a törések mentén vízszintes összetevőt tételezzünk fel, s összhangban áll azzal, hogy mind a pannóniai ősföldrajzi, mind a mai domborzati képen függőleges elmozdulás körvonalazható. Más szóval az illető törés valószínűleg vetődés (divatos szóval „normál vető”).

A másik közvetett nyom *szerkezeti* jellegű. Mórág faluban a Petőfi utca (Posta-völgy) mentén az országos geodéziai alapponton túli pincés falakban a pannóniai üledékek vízszintesen települnek. Ugyanakkor a fekvőjükben több ponton látható, hogy gránit felszíne egészében véve 5°-os szög alatt emelkedik a völgy mentén DK felé. A szögeltérés azzal magyarázható, hogy a feltáratlan szakaszokon törések sorozata veti le a pannóniai üledékeket a fővölgy felé. Ezek valószínűleg párhuzamosak a fővölgy mentén ősföldrajzi megfontolások alapján körvonalazott cikcakkos lefutású vetődéssel (l. följebb).

Földtani kor

A Mórág-ri-rög ÉK-i részén a pannóniai üledékek földtani korát illetően két adatunk van: az egyik irodalmi, a másik új.

LENNERT et al. (1999) a bátaszéki téglagyár agyagfejtőjében feltárt néhány tucat m vastagságú üledéksort jellemezték faunisztikailag. A *Congerina rhomboidea* nagyszámú előfordulása alapján az üledékeket késő-pannóniai korúnak minősítették. Leírásuk szerint ez a rétegsor a Bátaapáti és Mórág környékén közvetlenül az alaphegységet fedő pannóniai üledékek fölött települ, azonban nem teljesen világos, mennyivel. Nagyszámú fúrású adatból arra a következtetésre jutottak, hogy az alaphegységre 4-25 m vastag, ősmaradványmentes, felfelé finomodó homokból álló rétegcsoport települ, amelyben szögletes vagy kevésbé kerekített granitoid törmelék van. Erre egy meg nem nevezett vastagságú finomhomok-betelepülési aleuritréteg következik, amelyet a téglagyár „produktív összelete” fed. A téglagyári feltárás mellékelt szelvényében a kavicsos-homokos és a rátelepülő homokos-aleuritos réteg nem ismerhető fel, de a szöveg szerint a feltárás talpa alatt 1,5-3 m-rel már az alaphegységi települ. Kagylófaunát a feltárás talpa fölött 10-25 m-re lévő rétegekben találtak. Így ez a fauna az alaphegység fölött legalább 11,5-13 m-rel (a téglagyári szelvény jellemzése alapján), de lehet, hogy jóval magasabban lévő üledékekből származik (a környék rétegsorának ismertetése alapján).

Magyar Imre és Müller Pál (szóbeli közlés) a Mórággyi fölötti Posta-völgy ÉÉK-i oldalán (2. ábra), az alaphegységi képződmények fölött néhány m-rel gyűjtött kagylófaunát a *Congeria balatonica* PARTSCH fajhoz tartozónak minősítette, megjegyezve, hogy ez a faj egymagában pontosabb kort nem ad. Ugyanakkor bizonyosra vették, hogy a pannóniai emelet felsőbb részébe tartozik, mert a bátaszéki téglagyárban feltárt agyagban — bemosva — együtt fordul elő a szintjelző *Congeria rhomboideával*. LENNERT et al. (1999) azonban nem tesz említést *Congeria balatonicáról* a 25 kagylófaj között, így nem világos, mire alapul a két faj itteni együttes előfordulásról alkotott vélemény.

A Bábaapáti és Mórággy környékén észlelt üledékek tehát tartozhatnak a felső-pannóniai alemeletbe, de a rendelkezésre álló adatok bizonyító ereje egyelőre nem elégséges.

Fejlődésmenet

A pannóniai üledékek három fő kifejlődése közül a tarkaagyag nagy valószínűséggel szárazulati üledék, a finomhomokos, gyakran szórt kavicsos, valamint a bázis-

szintjeiben koptatott és szögletes törmeléket tartalmazó kőzetlisztes-agyagos kifejlődés egyaránt partközeli, abráziós eredetű lehet. Az a pannóniai transzgresszió, amelynek kezdeti képződményeit a gránitra települve látjuk, nagy valószínűséggel túlterjedt az ősi partvonalon, s beborította a Mórággyi-rög teljes területét. A pannóniai üledékek hiánya a központi részeken és kis vastagsága a peremeken minden bizonnyal utólagos lepusztulás következménye.

Azok a törések, amelyek mentén a mai nagyobb völgyek létrejöttek, már a pannóniaiban is léteztek, mégpedig ugyanazzal a levetési iránnyal.

A mai fő völgyek enyhe mélyedéseket követnek az alaphegység felszínének domborzatában (1. ábra). E mélyedések lejtőin a pannóniai üledékek vízszintesen települnek, tehát a mélyedések valószínűleg a pannóniai üledékfelhalmozódás után keletkeztek.

Köszönetnyilvánítás

A szerző hálás köszönetét fejezi ki Gyalog László és Jámbor Áron kollégáinak, akik hathatós segítséget adtak a pannóniai képződmények megismeréséhez és minősítéséhez.

Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block

ISTVÁN MARSI¹, GYÖRGY DON¹, MÁRIA FÖLDEVÁRI¹, LÁSZLÓ KOLOSZÁR¹, PÉTER KOVÁCS-PÁLFFY¹,
ENDRE KROLOPP¹, MIKLÓS LANTOS¹, ELVIRA NAGY-BODOR¹ and LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS²

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Geo-Log Kft., Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Key words: Hungary, lithostratigraphy, loess, magnetostratigraphy, Mollusca, palaeosols, palynology, Pleistocene, residual clays, South-eastern Transdanubia, Üveghuta, well-logging

Abstract

In recent years, the Quaternary cover sediments of the Mórág Granite have been investigated over an area of about 60-70 km² area of the Mórág Block, in nearly 80 boreholes and dug wells. During this process the correlation and various investigations of several thousand layers of the exposed cover formations were carried out. In the present study a summary is given of the most important results of the field, geophysical, laboratory, and palaeontological investigations of the Quaternary cover sediments as well as the derived new significant conclusions on their structure, stratigraphic correlation, and evolution.

Furthermore, a presentation is made of the possible correlation between the geological horizons of the Tengelic Red Clay Formation and the Paks Loess Formation, as Pleistocene stratigraphic units, and also the well-log units; this particular piece of the research is based on the electric resistivity, magnetic susceptibility, natural gamma, and neutron porosity measurement results.

By means of mineralogical and geochemical investigations, and using the parameters elaborated on the basis of the value limits of the examination (characteristic of the individual formations recognised during the research of the Tolna Hegyhát Hills), the different facies of the cover sediments can be well distinguished. The data obtained have helped significantly in identifying the layer correlation, and in the recognition of the sedimentation and the epigenetic alteration and migration processes.

The new palaeomagnetic measurements from the field data of the area verify the layer correlation — that is, the extension of the time of genesis of the Tengelic Red Clay Formation to that of the Paks Double Soil Horizon.

The spherula, palynological, and malacological investigations, first carried out in the area in the exploration in 2002-2003, provide the possibility for a partly new, local and a partly regional correlation that makes the knowledge already gained on the formations more precise. In some cases, the subdivisions of the formations acquired by using different methods could not be compared totally to each other due to the low data density, or for other reasons.

By means of the common interpretation of the different investigations and analyses, the knowledge on the internal structure, soilisation, and secondary alteration of the cover sediments was amplified. A very important new result is the extension of the age of the Tengelic Red Clay Formation to the lower part of the Middle Pleistocene. This makes necessary a reevaluation a hiatus of about 1 million years, assumed previously to be part of the Quaternary evolutionary history of the area. From stratigraphic and evolutionary points of view, it is important that the Paks Loess Formation is not only thicker in an absolute sense but also more complete stratigraphically on the margins or on certain protected valley sides of the hills. Furthermore, it is also significant that the section of the formation below the Loess Horizon L7 (Middle Pleistocene) may be replaced even by fluvial sediments. The leading horizons of the formation can be correlated with the corresponding horizons of the Chinese loess plateau and the marine oxygen isotope scale. It is also an important result that the Late Pleistocene age of a larger slide section of the territory could be confirmed by palynological data.

Introduction

A new stage in the geological exploration of the NE part of the Mórág Block in 2002-2003 (BALLA et al. 2003; Figure 1) yielded several scientific results, also related to the Quaternary cover sediments of the Mórág Granite. This was partly due to the use of new (*i.e.* spherula, palynologi-

cal, and malacological) investigation methods and partly to the fact that even the results of instrumental laboratory analyses — such as X-ray diffraction, thermoanalysis, and magnetostratigraphy — and well logging of the Quaternary formations became more exact. In the present study, out of the new scientific results of stratigraphic relevance and based on detailed investigations, those will be presented that

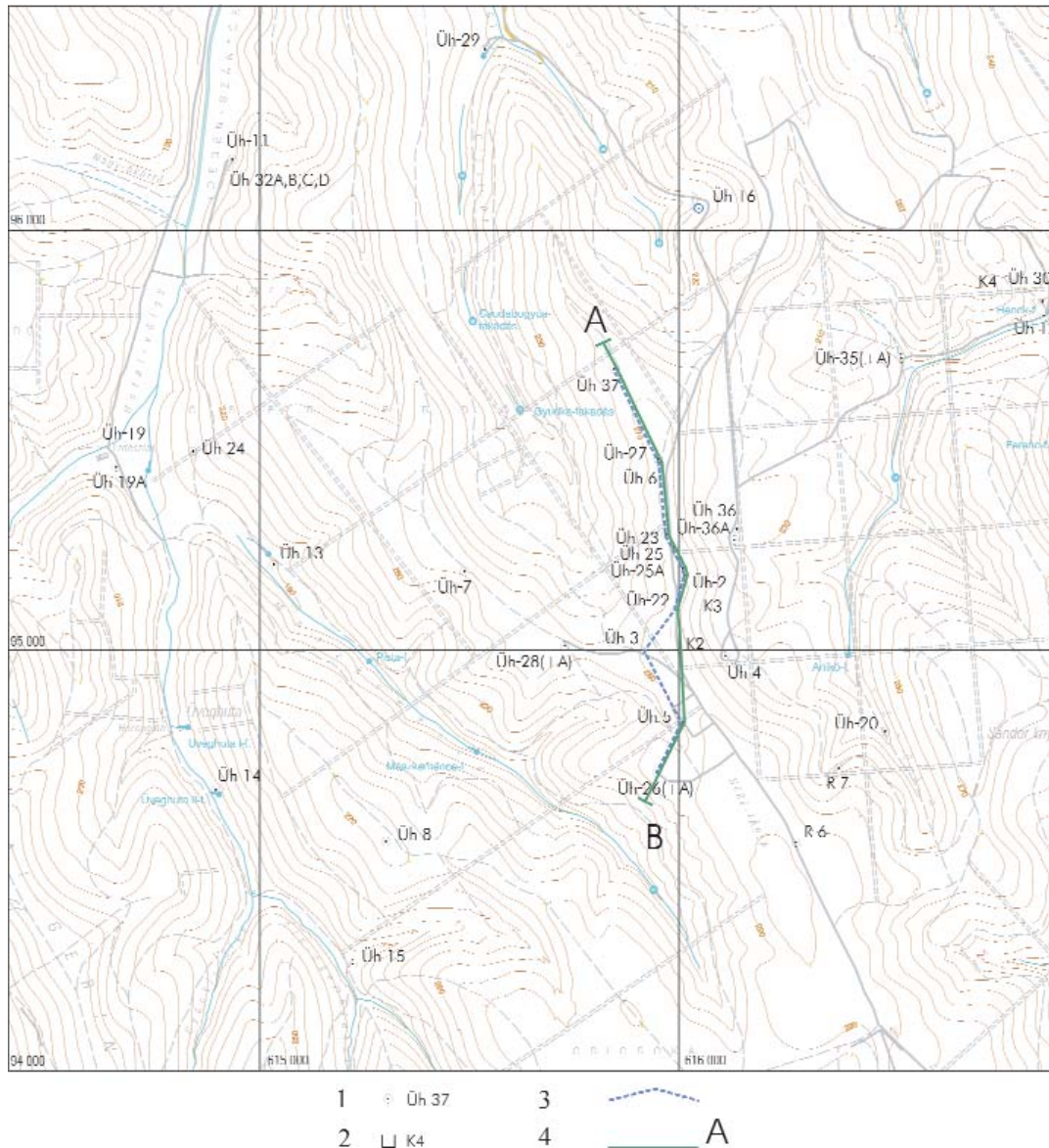


Figure 1. Outline sketch of the research area

1 – exploratory borehole, 2 – dug well, 3 – the line of the well-log correlation profile, 4 – the line of the geological correlation profile

1. ábra. A kutatási terület áttekintő vázlata

1 – kutatófúrás; 2 – ásott kút; 3 – mélyfúrás-geofizikai korrelációs szelvény nyomvonala; 4 – földtani korrelációs szelvény nyomvonala

have done most improve and modify the previously published, detailed stratigraphic evolutionary picture of the area (KOLOSZÁR et al. 2000; MARSÍ 2000; KOLOSZÁR, MARSÍ 2002). The sequence will be made more exact by palaeomagnetic data; furthermore it will be compared to the marine isotope scale and the horizons of the Chinese loess plateau.

Main units of the Quaternary sediments

In recent years, Quaternary cover sediments were investigated in nearly 80 boreholes, drilled mainly in hilltop and valley positions, as well as dug wells over an approximately

60-70 km² area of the Mórág Block. The Quaternary cover sediments were assigned into the Paks Loess Formation and the underlying Tengelic Red Clay Formation, as well as a (lithostratigraphically so far not classified) fluvial complex. The slump and slide parts of the latter will be discussed as a separate unit. For the lithostratigraphic subdivision of the Paks Loess Formation, the earlier elaborated nomenclature (KOLOSZÁR et al. 2000) is used (Figure 2). For the Tengelic Red Clay Formation, a new characterisation will be given. The fluvial complex below the loess will be characterised as a newly recognised formation.

Figure 2. Lithostratigraphic subdivision of the Paks Loess Formation in the region of the Mórág Block and the Tolna Hegyhát Hills

Horizons. Soil horizons: H = Humic Horizon, MF = Mende Upper Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon, MB = Mende Basal Soil Horizon, PH = Paks Sandy Soil Horizon, PD = Paks Double Soil Horizon, PDK = Paks–Dunakömlöd Soil Horizon, PV1 = Paks Red Soil Horizon 1, PV2 = Paks Red Soil Horizon 2, PV3 = Paks Red Soil Horizon 3. **Loess horizons:** L1–L12 = loess horizons. **Subhorizons. Soil subhorizons:** H1 = Humic Subhorizon 1, H2 = Humic Subhorizon 2, MF1 = Mende Upper 1 Subhorizon, MF2 = Mende Upper 2 Subhorizon, BD1 = Basaharc Double 1 Subhorizon, BD2 = Basaharc Double 2 Subhorizon, BA1 = Basaharc Lower 1 Subhorizon, BA2 = Basaharc Lower 2 Subhorizon, MB1 = Mende Basal 1 Subhorizon, MB2 = Mende Basal 2 Subhorizon, PH1 = Paks Sandy Soil 1 Subhorizon, PH2 = Paks Sandy Soil 2 Subhorizon, PH3 = Paks Sandy Soil 3 Subhorizon, PD1 = Paks Double 1 Subhorizon, PD2 = Paks Double 2 Subhorizon. **Loess subhorizons:** HL = Loess-dividing Humic Horizon, MFL = Loess-dividing Mende Upper Soil Horizon, BDL = Loess-dividing Basaharc Double Soil Horizon, BAL = Loess-dividing Basaharc Lower Soil Horizon, MBL = Loess-dividing Mende Basal Soil Horizon, PHL1 = Loess-dividing Paks Sandy Soil Horizon 1, PHL2 = Loess-dividing Paks Sandy Soil Horizon 2, PDL = Loess-dividing Paks Double Soil Horizon.

2. ábra. A Paksi Löss Formáció litosztratigráfiai tagolása a Mórág-rög és a Tolnai-Hegyhát térségében

Horizontok. Talajhorizontok: H = Humuszos Talajhorizont, MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont, PDK = Paks–Dunakömlödi Talajhorizont, PV1 = Paksi Vörös Talajhorizont 1, PV2 = Paksi Vörös Talajhorizont 2, PV3 = Paksi Vörös Talajhorizont 3. **Lösshorizontok:** L1–L12 = löszhorizontok. **Alhorizontok. Talajalhorizontok:** H1 = Humuszos Alhorizont 1, H2 = Humuszos Alhorizont 2, MF1 = Mendei Felső 1 Alhorizont, MF2 = Mendei Felső 2 Alhorizont, BD1 = Basaharci Dupla 1 Alhorizont, BD2 = Basaharci Dupla 2 Alhorizont, MB1 = Mendei Bázis 1 Alhorizont, MB2 = Mendei Bázis 2 Alhorizont, PH1 = Paksi Homokos Talaj 1 Alhorizont, PH2 = Paksi Homokos Talaj 2 Alhorizont, PH3 = Paksi Homokos Talaj 3 Alhorizont, PD1 = Paksi Dupla 1 Alhorizont, PD2 = Paksi Dupla 2 Alhorizont. **Lössalhorizontok:** HL = Humuszos Talajhorizontot Tagoló Löss, MFL = Mendei Felső Talajhorizontot Tagoló Löss, BDL = Basaharci Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss, BAL = Basaharci Alsó Talajhorizontot Tagoló Löss, MBL = Mendei Bázis Talajhorizontot Tagoló Löss, PHL1 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 1, PHL2 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 2, PDL = Paksi Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss

TIME (Ma)	AGE	LITHOLOGICAL UNITS							ZONAL-PALAEOSOLS		
		sub horizons		HORIZONS							
		Loess	Soil	THEORETIC STRATIGRAPHIC COLUMN		Loess	Soil				
0,01	Upper	Young loess series	Upper sequence	HL	H1			L1	H	Chernozem-like palaeosols	
H2							L2				
0,125	Middle		Paks Loess Formation	Lower sequence	MFL	MF1			L3	MF	Forest steppe (chernozem-brown forest soil) type palaeosols
						MF2					
		BDL			BD1			L4	BA		
					BD2						
		BAL			BA1			L5			
BA2											
0,78	Lower	Old loess series	Upper sequence	MFL	MB1			L6	MB	Brown forest type palaeosols	
					MB2						
				PHL1	PH1			L7	Ph		
					PH2						
					PH3						
			PDL	PD1			L8	PD			
				PD2							
									L9		PDK
									L10		PV1
			L11	PV2							
			L12	PV3							
~1,2										Mediterranean (terra rossa) type palaeosols	

horizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont, PDK = Paks–Dunakömlödi Talajhorizont, PV1 = Paksi Vörös Talajhorizont 1, PV2 = Paksi Vörös Talajhorizont 2, PV3 = Paksi Vörös Talajhorizont 3. **Lösshorizontok:** L1–L12 = löszhorizontok. **Alhorizontok. Talajalhorizontok:** H1 = Humuszos Alhorizont 1, H2 = Humuszos Alhorizont 2, MF1 = Mendei Felső 1 Alhorizont, MF2 = Mendei Felső 2 Alhorizont, BD1 = Basaharci Dupla 1 Alhorizont, BD2 = Basaharci Dupla 2 Alhorizont, MB1 = Mendei Bázis 1 Alhorizont, MB2 = Mendei Bázis 2 Alhorizont, PH1 = Paksi Homokos Talaj 1 Alhorizont, PH2 = Paksi Homokos Talaj 2 Alhorizont, PH3 = Paksi Homokos Talaj 3 Alhorizont, PD1 = Paksi Dupla 1 Alhorizont, PD2 = Paksi Dupla 2 Alhorizont. **Lössalhorizontok:** HL = Humuszos Talajhorizontot Tagoló Löss, MFL = Mendei Felső Talajhorizontot Tagoló Löss, BDL = Basaharci Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss, BAL = Basaharci Alsó Talajhorizontot Tagoló Löss, MBL = Mendei Bázis Talajhorizontot Tagoló Löss, PHL1 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 1, PHL2 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 2, PDL = Paksi Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss

*Tengelic Red Clay Formation,
Pliocene – Middle Pleistocene*

At the Bátaapáti (Üveghuta) Site and its environs, the terrestrial basal complex, deposited on the basement below hilltops and slopes, is regarded as belonging to the Tengelic Red Clay Formation. The latter has been deposited on Pannonian sediments in the marginal regions of the Mórágý Block (KOLOSZÁR et al. 2000; MARSÍ 2000). This classification is justified by the facies and the conditions of formation similar to that of the type sections (KOLOSZÁR, LANTOS 2001; MARSÍ 2000). The apparent sedimentation rate of the layers of the formation is low. Calculated on the basis of the palaeomagnetic data, about 1.5–2.0 m thick sediments came into being over a period of 100 thousand years, probably in the course of not continuous, recurrent sedimentation (LANTOS 2003). The complex is composed of red clay, greyish-brown variegated clay and reddish-brown palaeosol. Locally, the latter is unsettled while at other places it has a disturbed or destroyed section. The main difference between the basement and foreland facies of the formation derives from the basement and Pannonian origin of the weathering products, which provide the materials of its sediments.

In the central part of the Mórágý Block the footwall of the formation consists mainly of the segments of the Mórágý Granite Formation. The latter is decomposed to varying degrees, and at some places the Cretaceous volcanites have been intruded into the granitoid rocks. In the footwall of the formation in the marginal parts of the Mórágý Block Pannonian sediments have been deposited.

At most places its cover is the Horizon L7 (or an even older one) or some erosion product (slope sediment, slide-slump formation) of the loess sequence, or a fluvial complex substituting the loess formation. The subhorizons of Palaeosol PD and Loess Horizon L8 may also substitute the layers of the formation. Subordinately, on the higher valley sides or in the environs of the valley heads, its cover may be a horizon younger than L7, deluvial or proluvial–deluvial sediment and possibly recent soil.

The Tengelic Red Clay Formation, deposited at the base of the Pleistocene, is a palaeosol, which has developed on the top of the weathering crust of the granite. This was a result of the long-term terrestrial weathering, predominant in the area. It could also be a product that was re-deposited over a short distance and resoiled in some cases. The characteristic thickness of the basal complex in the boreholes — drilled on the hilltops and valley sides in the environs of the Bátaapáti (Üveghuta) Site — is some m altogether; it does not reach 10 m generally. In general, the complex thickens gradually towards the marginal parts of the hill area and is thicker than 20 m in several boreholes.

*Fluvial complex,
Lower–Middle Pleistocene*

In Dug Well K4, between 16.1–17.5 m, a fluvial complex has been situated. In the nearby lands, such as the Hegyhát and the Völgyseg regions, as well as in the Szekszárd and

Geresd Hills a similar fluvial complex below the loess formation has so far not been found (ÁDÁM 1964; KOLOSZÁR, MARSÍ 1997). The formation is deposited on the granite with erosion discordance and its cover is the Loess Horizon L7 on the basis of the layer correlation. Compared to the surrounding sections, it substitutes the Lower Horizon of the Old Loess Series and the lower part of the Horizon L7. Based on this, its age may be put to the Early–Middle Pleistocene.

In the lower part of the formation poorly rounded sand of granite origin with weathered clasts and unsorted pebbles can be found in greater amounts. Upwards, it passes gradually into silt with slightly thin-bedded pebbles and coarse sand seams. The silt derives probably from the resedimentation of the loess, the gravel from the weathered granite.

*Paks Loess Formation,
Lower–Upper Pleistocene*

In the hilltop area of the Mórágý Block, a nearly horizontally deposited, well-dissected loess complex, cut off by deep valley sides, came into being; it is thinner than that of the Somogy–Tolna Hills but thickens towards the margins of the hilly area and becomes complete even stratigraphically (see below). It can be correlated with the Paks Loess Formation (KOLOSZÁR et al. 2000; KOLOSZÁR, MARSÍ 2002).

The footwall formation of the loess sequence is predominantly the Tengelic Red Clay Formation at the Bátaapáti (Üveghuta) Site. In Dug Well K4, a fluvial complex was explored in the footwall of the formation. At most places, the cover is composed of Holocene soil or the formations of varied genetics of the areal and linear erosion as well as slump–slide sediments.

The Paks Loess Formation consists of two main sediment types: loess and palaeosol layers; the cyclic alteration of these within the sequence is the result of the climatic fluctuations characteristic of the Pleistocene. In the glacial and stadial phases of the Pleistocene quick sedimentation took place; the loess varieties came into being in these periods. In the interglacials and interstadials, the loess formation was suspended or slowed down significantly and soilisation became the main process of sedimentation. In general, the boundary is not sharp between the main sediment types; frequently, a more strongly-weathered transitional horizon — gradually more and more argillaceous from the loess towards the palaeosol layers — can be observed (MARSÍ 2000). In addition to the above, it is also characteristic of the whole of the formation that the older loess horizons are generally more argillaceous and more weathered than the younger ones within its section. Furthermore, the main types of palaeosol alternate horizon by horizon: in the Old Loess Series Mediterranean red soils have been deposited below and brown woodland soils above; the Lower Horizon of the Young Loess Series is dissected by wooded steppe-like palaeosols, while the Upper Horizon by chernozem-like palaeosols (Figure 2, MARSÍ 2000).

Within the whole sequence the loess horizons form relatively thick and well-traceable stratigraphic horizons with

mainly a simple build-up. In contrast, the palaeosol horizons have a very diversified structure; sometimes they contain thin loess strips and are frequently divided into two or possibly three subhorizons with sections; these partly overlap each other due to the renewed soilisation cycles. In the loess sequence, locally the actual loess layers consist of varieties, reworked on slopes and redeposited, or altered in structure; these were also assigned into the loess horizons. To sum up, the typical and slope-loess varieties, developed from the dust fall characteristic of the Pleistocene, as well as their various epigenic alteration products (created predominantly by climatic effects), and the palaeosols and tundra sediments are regarded as part of the loess formation. In most parts of the Mórágý Block, 7 — at some places 8 — loess and 7 palaeosol horizons can be distinguished. Typically, the loess sequence begins with the Palaeosol PD1 in the territory. However, locally and towards the marginal area the Subhorizon PDL, Palaeosol PD2, and Loess Horizon L8 also appear more and more frequently. If the subhorizons separated during the field subdivision are also taken into account, the number of the palaeosols within the formation reaches 15. This is in accordance with the geophysical data (see below).

The characteristic thickness of the formation in the environs of the Site is 40–50 m, while in the foreland areas it is a little bit greater, reaching 50–60 m. In the building up of the formation, loess and palaeosol horizons took part and the common thickness of its fossilised soils can be compared to that of the typical loess layers. In other words, is the proportion of the palaeosols within the complex is higher here than in the more northern areas of SE Transdanubia.

Slump–slide complex, Upper Pleistocene – Holocene

In the research area and its surroundings the slump–slide formations may substitute the fine-grained cover sediments, the Paks Loess Formation, the Tengellic Red Clay Formation, as well as Quaternary valley and slope sediments. Their genesis is in close connection with the actual landscape evolution and especially the valley formation. An important new result in the investigation of the complex (KOLOSZÁR et al. 2000) is that the Late Pleistocene age of a larger slide section of the area could be proved by palynological data. Based on the palynological investigation of Borehole Üh–36A (see below), it could be exactly determined that in the vicinity of the borehole a slide took place about 0.04 million years ago. Then, in the local depression of the slumped, disturbed complex, paludal sedimentation continued for about 0.01 million years and the products were covered by slope sediments of loess material. As this slump is of Late Pleistocene age, there is a possibility that there was deposition of typical loess on the slumped sections of similar age, mainly the Horizon L1 of the Young Loess Series and the Humic Soil Horizon. On this basis, it is practical to regard the slide sediments as the substituting sediments of the Paks Loess Formation.

Investigation and correlation of the Quaternary sediments

One of the most important elements in the investigation of the cover sediments — among them the loess layers and palaeosols — is the correlation of the stratigraphic units and their areal observation. Basically, the field documentation and the well logging give the most information for the layer correlation. The basis of the correlation was formed by the correlation of the field documentation units (KOLOSZÁR et al. 2000) and the geophysical units A1, A2, B, C1, C2, D, and E (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). These were established during the interpretation of the well-log data. During the elaboration, the data of the two methods were compared and complemented with palaeontological and laboratory analytic results in order to classify of the individual complexes and the horizons.

Subdivision based on well-logging data

The correlation as well as the revaluation on the basis of the well-logging data were made possible by the fact that the number of the boreholes suitable for being drawn into the interpretation, increased significantly. As a result of this, most of the hilltop-deep boreholes and some hilltop-shallow boreholes were drawn into the correlation and four correlation surfaces were observed, as opposed to the former single surface (SZONGOTH et al. 2003, Figure 3). The interpretation of the new boreholes was carried out by iteration method because in the upper sections of several boreholes the incomplete measurements could be evaluated only by multiple correlation. In some cases (*e.g.* the upper horizons of Üh–36 and Üh–1), this correlation also includes strong subjectivity, merely on a geophysical basis; thus these boundaries can be drawn by means of geological information. When comparing the previous and new measurements during the interpretation of section Üh–3, it became clear that a new palaeosol horizon, marked with 0, also has to be introduced in addition to the Palaeosols –1 and –2. Later, this horizon was identified in several other boreholes, as well.

In the Pleistocene terrestrial sediments, and among them mainly within the Paks Loess Formation — thus also in the cover sediments of the Mórágý Block — the *electric resistivity* alternates cyclically as a function of the depth (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). These cycles resemble the regression cycles as the electric resistivity increases upwards within the given cycle here, as well. Taking into account that the loess has an eolian origin, the upwards coarsening trend of the grain composition — in the traditional sense — can be excluded, unlike with the regression cycles. The basic cyclic changes in the electric resistivity can be brought into connection with the periods of formation of the thicker loesses (see above). The increase upwards within the resistivity cycle is caused by the decrease in the specific surface of the examined sediments. Nevertheless, the decrease in the specific surface may be generally caused by the increase in the lime content as well as the decrease in the clay content and the water saturation. With re-

gard to the change in the lime and clay content, the well-logging data correlate well with the laboratory data. According to the laboratory analyses, in most of the palaeosols of the research area the clay content of the topsoil horizons (*Horizon a*) is the highest; downwards from there, towards the transitional soil and loess horizons and also the subsoil, the amount of the clay decreases. The same tendency also holds true with an opposite sign for the carbonate content; its local maximum is most frequently in *Horizon c* of the palaeosols (MARSÍ 2000). Thus the resistivity cycles reflect essentially the main climatic changes of the Pleistocene (see above). These periods may correspond to certain longer-term stadials or even a whole glacial.

For the stratigraphic subdivision of the Pleistocene loesses the identification of the fossilised soils is important. In the geoelectric sections the soilised part always forms a local minimum within the given resistivity period. In the palaeosols the amount of the minerals containing magnetisable iron is greater than in the loess. They are rich mainly in Fe³⁺ ion-bearing minerals. Thus they can be more strongly magnetised than the other parts of the loess formation and thus give a characteristic maximum on the magnetic susceptibility curve.

The well-outlined local maxima of *magnetic susceptibility* appear just at the local minima of the resistivity curves. Consequently, this measurement is especially suitable for the exact detection of the fossilised soils. Since within an interglacial or interstadial several soil formation cycles might occur, the total number of the palaeosol levels — horizons and subhorizons — is much greater than that of the main loess-formation periods. In the research area, there are altogether more than 15 palaeosols. The palaeosols that have developed within the same interglacial may practically deposit on each other and form the lower part with lower electric resistivity of the period on the electric resistivity curve. The situation is made more complicated by the fact that palaeosols may develop on each other even if the sequence is not completely continuous due to either slump or hidden erosion. Often, the layer disturbances may be indicated only from the correlation between the boreholes.

The comparison with the geological sequences shows that the topsoil of the palaeosol sections causes a positive magnetic anomaly. In the subsoil of the palaeosols, however, the magnetisability of the lime accumulation horizons does not differ significantly from that of the loess. Due to the above, the correlation boundaries can be most precisely designated on the geophysical sections between the sub- and topsoil of certain palaeosols. Therefore, within the loess formation the borders of the geophysical correlation units, which can be compared with the geological data, run generally in the middle of the palaeosols, on the boundary of *Soil Horizons b* and *c*. An exception is the uppermost unit (A1); its upper boundary is the recent soil while its bottom corresponds to the bottom of *Horizon L2*. The reason for this is that the most traceable geophysical boundary can be drawn between the Lower and Upper Horizons of the Young Loess Series, between *Horizon L2* and *Palaeosol MF*. Thus in most cases the geophysical cor-

relation units do not form boundaries of climatic or sedimentary cycles in a geological sense, given that they cannot fall into the middle of a palaeosol.

According to the boreholes drilled in 2002, the pattern of the well-log curves is characteristic even within the topsoil of certain palaeosols in the case of undisturbed deposition. The deviation from this pattern can also be used effectively when recognising layer disturbances.

The *natural gamma* radiation level of palaeosols is relatively higher than that of the loess horizons. However, the palaeosols cannot always easily be distinguished from the loess with lime concretions. The horizons with lime concretions are separated from their environment by a negative anomaly and thus the natural gamma method is a less effective tool for the subdivision of the palaeosols than magnetic susceptibility.

Within a cycle the *neutron porosity* increases downwards. This is because — with the exception of A1 — the upper sections of the fossilised soil horizons, belonging to a given geophysical unit, are on the bottom of the cycle (*Horizons a*, and *b*).

To sum up, the palaeosols are indicated mainly by the high values of magnetic susceptibility, but the increase in natural gamma radiation and neutron porosity as well as the decrease in resistivity is also characteristic. These criteria can be put to good use at places with no well-log data (pipe or dry-drilled sections). By means of the above criteria, the geophysical units A1, A2, B, C1, C2, D, and E — connected to geological and stratigraphic units — were designated in every borehole on the basis of electric resistivity logs. Out of them, unit E falls predominantly not into the loess formation but the Tengellic Red Clay Formation. On the basis of the magnetic susceptibility measurements the palaeosols were separated and marked by numbers.

Based on Figure 3, comparing the unevenness of the granite top and the deposition of the covering complex, it turned out that the footwall line of the whole complex is more uneven than that of the overlying formations. It can be seen that neither the palaeosols of Period C nor *Palaeohorizon 14* follow exactly the trace of the footwall. This indicates a certain degree of equalisation in the initial phase of the formation of the cover sediments.

When comparing the two independent data bases, an important circumstance is that it is essentially geology which separates the stratigraphic units, while geophysics characterise the curve sections connected to the physical properties of the formations; that is, the boundaries of the larger units of geophysical and geological correlation do not necessarily coincide. In the process of comparing the data it was established that there is a good correlation (traceable throughout all the boreholes) between the results of the two methods (Table 1) with the exception of short sections of some boreholes.

Within certain correlation sections along the geophysical cycle A1, the difference between the geological boundaries (measured on the drill cores), and the geophysical boundaries (determined during well logging) in different boreholes was between 0.0–1.0 m (± 0.5 m). It has to be

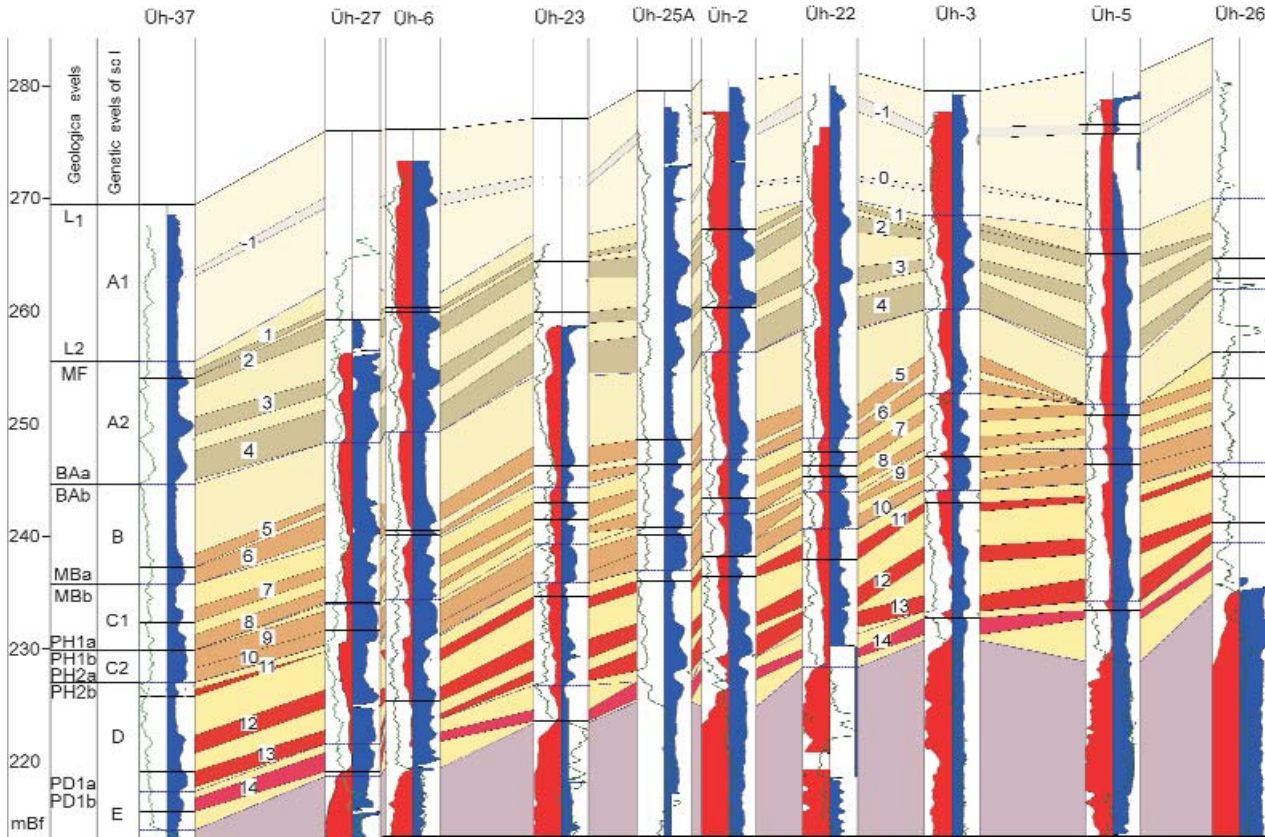


Figure 3. Geophysical correlation of the cover sediments

Colours = sedimentological units identified on the basis of resistivity logs (A1-E), Arabic figures = fossil soil horizons identified on the basis of magnetic susceptibility logs. Well logs: green = natural gamma (0 in left), red = geoelectricity (0 the borehole axis), blue = magnetic susceptibility (0 on the borehole axis). For the geological levels, see Figure 2

3. ábra. Fedőüledékek geofizikai korrelációja

Színek = az ellenállásgörbék alapján azonosított szedimentológiai egységek (A1-E), arab számok = mágneses szuszceptibilitás alapján azonosított fosszilis talajsztintek. Mélyfúrás-geofizikai görbék: zöld = természetes gamma (0 a bal szélén), piros = geoelektromos ellenállás (0 a középvonalon), kék = mágneses szuszceptibilitás (0 a középvonalon). Geological levels = földtani szintek (l. a 2. ábrán), sedimentological units = szedimentológiai egységek

added that a deviation of about 1.0 m occurred only in some cases — the characteristic scattering was much lower. Nevertheless, in the cases of cycles A2, B, C1, C2, D, E the scattering was between 0.0–0.4 m (± 0.2 m; Table 1). Taking into account the precision of the well logging between 0.1–0.2 m (arising from the sonde lengths), as well as the possible inaccuracies of the drilling technology, this level of correlation can be regarded as very good. The differences between the two correlations are random and they are within the limits of the maximum accuracy of the two working methods.

Table 1. Comparison of the geophysical and geological horizons of the cover sediment complex below the hilltops

Geophysical units	Stratigraphical sections
A1	section I.1–I.2
A2	section between MF and BA bc boundary
B	section between BA bc boundary and MB bc boundary
C1	section between MB bc boundary and PH1 bc boundary
C2	section between PH1 bc boundary and PH2 bc boundary
D	section between PH2 bc boundary and PD1 bc boundary
E	section between PD1 bc boundary and G 1 top

Mineralogical and geochemical investigation of the Quaternary sediments

During the new exploration it was mainly the X-ray diffraction (XRD) and thermoanalysis (TA) methods that were used again for the mineralogical–petrographic characterisation of the cover sediments. The results of these have been summarised by FÖLDVÁRI et al. (2003). The above methods can be applied effectively for the investigation of fine-grained rocks (clays) when the components can be determined neither visually nor microscopically. Besides the determination of the quantitative and qualitative composition, the instrumental examinations are also suitable for the characterisation of the crystallinity with respect to the minerals.

The cover sediments are built up of the following mineral groups: *clay minerals* and *sheet silicates* (montmorillonite, vermiculite, muscovite, illite, chlorite, kaolinite, and clay minerals of mixed structure); *clastic minerals* (quartz, plagioclase, potassium feldspar, amphibole); *carbonates* (calcite, dolomite); *iron oxides, hydroxides* (goethite, haematite); and *gypsum* and *amorphous phase*.

Table 2. Average mineral composition of the loess and palaeosol horizons

Rock type	Number of samples	Montmorillonite	Illite	Muscovite	Chlorite	Kaolinite	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Calcite	Dolomite	Goethite
Loess	57	8	4	9	6	1	37	8	3	13	7	1
Palaeosol	130	18	7	5	4	1	42	7	3	5	1	2

The mineralogical characterisation of the formations was based on two important factors:

1) By analysing the differences in the *mineral composition* it was established that the same minerals occur in the two main formations — only the proportions of their quantities are different (Table 2).

2) The differences in the crystallinity of the cover sediments refer to the epigenetic alterations of the original minerals of loess due mainly to climatic effects such as the degree of weathering and soilisation.

Thus during the investigations efforts were made to follow and quantify these changes — *i.e.* alterations in mineralogy and crystallinity — by means of different parameters that can be measured by instruments (FÖLDVÁRI et al. 2003). The changes in the quantity of the minerals are significant only in case of the carbonates and the montmorillonite; otherwise they are suitable only for determining trends. Thus, out of the quantitative data only those referring to the carbonates were used directly for characterising the horizons. Out of the further investigated qualitative parameters, the crystallinity of the calcite, illite, chlorite (as well as the molecular water and OH content reflecting the quantitative proportions of the clay minerals), could be used effectively (FÖLDVÁRI et al. 2003).

On the basis of these data, several characters and processes suitable for the characterisation and more exact subdivision of the cover sediments were followed. One of the most typical processes of the *loess–palaeosol transformation* is the dissolution of the carbonates from the topsoil of the palaeosols. A similarly important character is that the *plagioclase content* slightly decreases in the section alongside the advance of the soilisation. The trends of the plagioclase/clay mineral ratio refer to the fact that the relative and absolute increase in the amount of the clay minerals can be partly traced back to the weathering of plagioclase. The next process of soilisation, worth mentioning, is the *gradual illitisation of muscovite* as well as the decrease in the total amount of both minerals. A similar but even more remarkable phenomenon during the soilisation of the loess layers is the decrease in the amount of chlorite that is accompanied by the increase in the *X-ray diffraction half-value width* (Table 2 in FÖLDVÁRI et al. 2003). Out of the clay minerals, the *smectite* (montmorillonite) minerals play a characteristic role (Table 2). This is the only authigenic mineral in the system (with the exception of the reprecipitated calcite as well as the gypsum, which is present in traces). The individual formations are clearly separated on the basis of the montmorillonite content. Due to its 20–30% montmorillonite content, the Tengelic Red Clay Formation is poorly permeable, at most. The processes in

the sections are also referred to by the difference between the montmorillonites. In the near-surface young sediments, the *Na–Ca replacing* process of the water–rock interaction has not taken place yet. The appearance of Mg in the grid between the layers is an indication of a further cation exchange process — *i.e.* when the layers were in permanent contact with Mg-rich waters due for some particular reasons (*e.g.* coverage by ground water). The Mg may derive from the dissolution of the Mg-bearing minerals (mainly dolomite) in the section. The appearance of *paragorskite* in the horizons with strongly weathered granite can also be attributed to the flow of Mg-rich waters (FÖLDVÁRI et al. 2003).

For the mineralogical characterisation of the main formation groups of the cover sediments and comparison of their weathering conditions from the chemical analyses, the CIA

Table 3. Change in the CIA index in the sequence

Rock type	CIA
Loess	73,4
Brown palaeosol	77,4
Red palaeosol	78,01
Variiegated clay	83,5

CIA = $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, where CaO only means CaO in silicates

index (Chemical Index of Alteration, NESBITH, YOUNG 1982) was used (Table 3). From the data it is apparent that the weathering increases gradually towards the deeper palaeosols in the sections.

On the basis of the molecular water and hydroxyl content — measured from the thermo-analytical curves and characteristic of the degree of clay formation — a soilisation curve was constructed for the borehole columns (Figure 4). This also reflects indirectly the Pleistocene palaeoclimate. It can be seen on the curve that the older loesses are generally more strongly weathered than the younger ones; furthermore the soilisation of the palaeosols, formed on the older loesses, is more intense than that of the younger ones. Based on the latter, it is probable that the older soilisation phases were warmer and richer in precipitation on average than the younger ones.

On the basis of the data of the mineralogical and geochemical investigations, there are layers, soilised to a degree which is different from the areal average. These layers are in the same stratigraphic horizons in some boreholes. In certain sections (Boreholes Üh–23, Üh–25A and Üh–28 and Dug Well K2), even the altered nature of the younger palaeosols is already higher than is usual in the research area. This can only be explained by a local secondary process (which can be added to the alteration due to climatic effects) and by subsequent weathering. Partly similar reasons can be put forward for the fact that the older loess layers frequently show slight weathering phenomena; in other words, with respect to their material from they seem essentially to be soils. The slightly

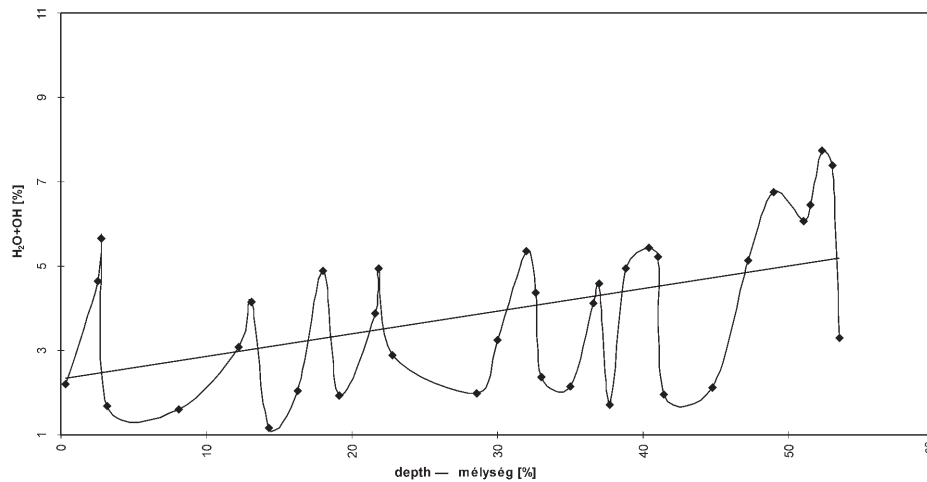


Figure 4. Weathering (palaeoclimate) curve of Borehole Üveghuta-22

4. ábra. Az Üveghuta-22 fúrás mállási görbéje

soilised layers, differing from the loess even in their colours, are already regarded as the transitional horizon of palaeosols.

Based on the mineralogical and geochemical investigations, the following typical epigenetic and post-diagenetic alteration and transport processes can be recognised in the sections:

— *Gradual dissolution of carbonates* from topsoil horizons is expressed in the calcite re-precipitating in the subsoil or deeper horizons; the re-precipitation of dolomite was not detected. A part of the dissolved Mg is built into the clay minerals that replace Ca.

— *Montmorillonitisation* is a *water–rock interaction* process that is accompanied by the replacement of Na by Ca.

Magnetostratigraphic investigation of the Quaternary sediments

Palaeomagnetic investigations were carried out on the samples of four boreholes: in Borehole Üh-2 from the surface to the granite; in Boreholes Üh-5, Üh-28A, and Üh-37 from the top of the Palaeosol PD1 to the bottom of the Tengellic Red Clay Formation. The way of sampling, the elaboration, and the measurement data have been presented by LANTOS (1997, 2002, 2003).

During the previous magnetostratigraphic correlation, the inclination sections of Boreholes Üh-2 and Üh-5 were correlated with the palaeomagnetic section of Borehole Udvari U-2A. This involved the exploration of a more complete sequence on the Tolna Hegyhát Hills (MÁRTON 1998). The normal polarity interval of the Tengellic Red Clay Formation penetrated in the two boreholes at Üveghuta, was identified with the section between 124–136 m of Borehole U-2A. This is due to the fact that in this borehole the Tengellic Red Clay Formation has a normal polarity only in this section. According to the previous correlation, the genesis of the layers of the formation took place 1.77–2.02 million years ago in the environs of the Bábaapáti (Üveghuta) Site and this was followed by a nearly 1 million years hiatus (FÖLDVÁRI et al. 1999; KOLOSZÁR,

LANTOS 2001). On the basis of the exploration results of the years 2002–2003, in the region of the Site the red clay may be younger than in Borehole U-2A and even the hiatus disappears.

All the studied sediments of Boreholes Üh-2 and Üh-28A — just like the layers of Borehole Üh-5 above 50.2 m and Borehole Üh-37 above 52.9 m — have a normal polarity (Figure 5). These layers belong to the *Brunhes chron*, which is also confirmed by the Mollusc fauna that have been found in the area (KROLOPP 2003). The thin zones with reverse polarity, detected in Borehole Üh-2, are within the *Brunhes chron*. Their small thickness indicates such short time spans that the *Matuyama* can be totally excluded.

The age of the *Brunhes–Matuyama* boundary is, according to BERGGREN et al. (1995), 0.78 million years; according to SINGER et al. (2002) it is 0.79 million years. In the boreholes of the research area this boundary is below the Palaeosol PD1 and thus it is in harmony with the other sections in SE Transdanubia (KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

Assuming continuous or nearly continuous sedimentation, the sections of Borehole Üh-5 below 50.2 m and Borehole Üh-37 below 52.9 m with reverse polarity can be identified with the youngest part of the *Matuyama chron*. For the correlation of the two thin intervals with normal polarity on the bottom of the two boreholes, the polarity–time scale, published by SINGER et al. (2002), was used. This indicated that there are several short zones with normal polarity at the top of the *Matuyama chron* (Figure 5). The section with normal polarity at the bottom of the Tengellic Red Clay Formation may correspond to the short normal polarity interval, marked at 0.92 million years and named *Santa Rosa*. It seems likely that the very short normal polarity interval at 0.89 million years does not appear in the sections at Üveghuta. These thin normal polarity sections cannot be found in Borehole U-2A, presumably due to the lower frequency of sampling.

According to the magnetostratigraphic correlation, the Tengellic Red Clay Formation came into being in Borehole

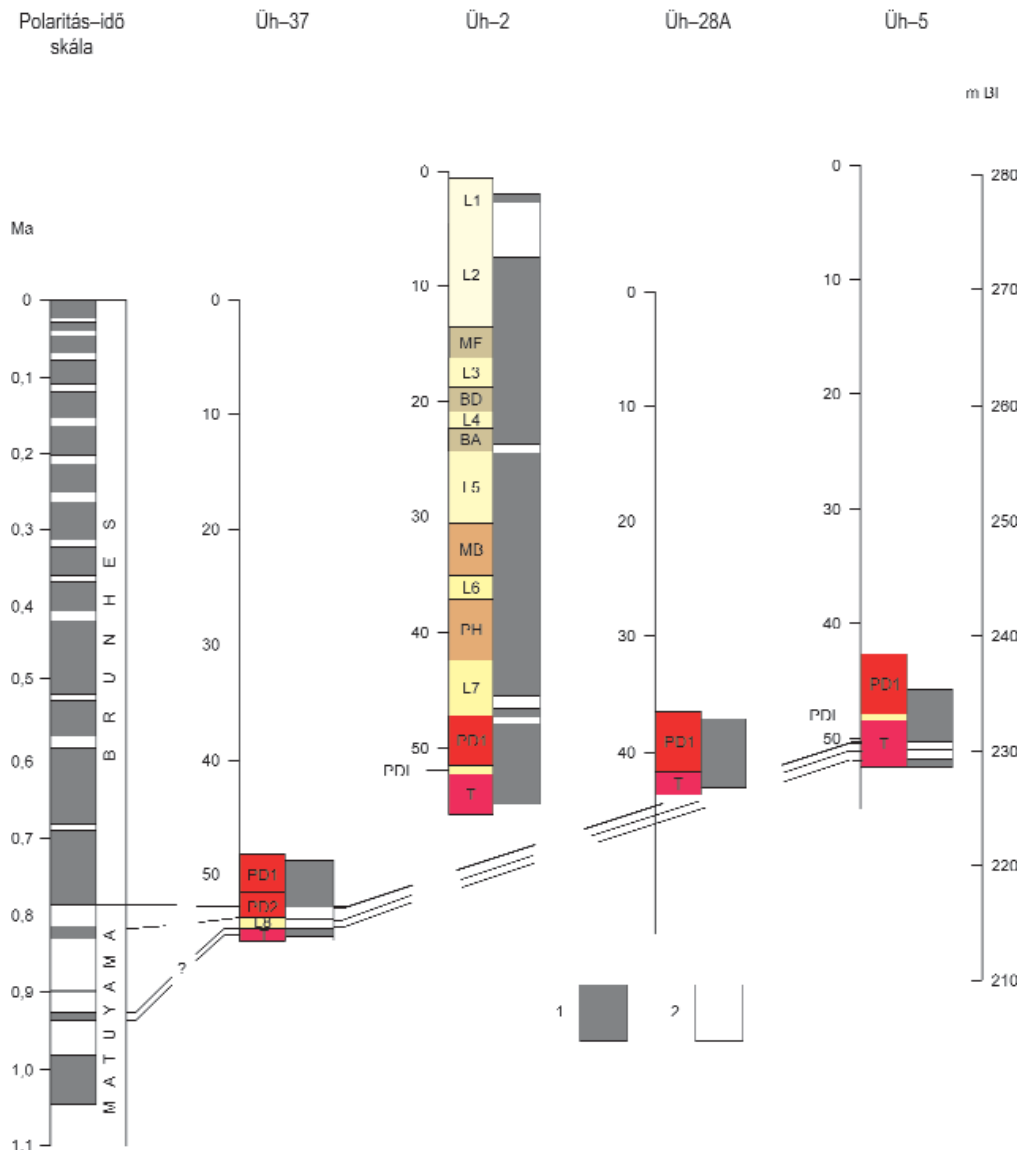


Figure 5. Correlation of the Üvegkuti boreholes with the polarity-time scale

Polarity-time scale after SINGER et al. (2002). Üh-28A = exploratory borehole and its code. *Soil horizons and subhorizons*: MF = Mende Upper Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon, MB = Mende Basal Soil Horizon, PH = Paks Sandy Soil Horizon, PD1 = Paks Double Soil Horizon, Subhorizon 1, PD2 = Paks Double Soil Horizon, Subhorizon 2. *Loess horizons and subhorizons*: L1-L8 = loess horizons, PDL = Loess dividing Paks Double Soil Horizon, T = Tengelic Red Clay Formation, 1 – section of normal polarity, 2 – section of reversed polarity

5. ábra. Üvegkuti fúrások korrelációja a polaritás-ido skálával

Polaritás-ido skála SINGER et al. (2002) nyomán. Üh-28A = kutatófúrás jele és száma. *Talajhorizontok és -alhorizontok*: MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD1 = Paksi Dupla 1 Alhorizont, PD2 = Paksi Dupla 2 Alhorizont. *Löszhorizontok és -alhorizontok*: L1-L8, PDL = Paksi Dupla Talajhorizontot Tagoló Lösz, T = Tengelici Vörösiszap Formáció, 1 – normál polaritású szakasz, 2 – fordított polaritású szakasz

Üh-37 at the time of the Matuyama chron, and in Borehole Üh-5 around the Brunhes–Matuyama boundary. On the other hand, in Boreholes Üh-2 and Üh-28A it occurred in the Brunhes chron. This formation replaced the oldest layers of the Paks Loess Formation (Figure 5). Based on the magnetostratigraphic correlation and complemented with new data, the formation of the oldest cover sediments of Boreholes Üh-37 and Üh-5 can be put to 0.94–0.92 million years. In other words, according to these data of the Pleistocene basal complex explored at the Site came into being in the Early–Middle Pleistocene.

Spherula investigation of the Quaternary sediments

During the ground-based geological exploration in 2002–2003 spherula investigations were carried out on the samples of 3 dug wells and one borehole (Table 4). These investigations were carried out to support the stratigraphic correlation of the Pleistocene sediments. Based on the investigation experiences, the microspherulae were assigned into the following groups (DON 2003): I — Fe-bearing cosmic, II — volcanic, and III — Fe–Ni-bearing cosmic.

Table 4. Distribution of the samples, collected for spherula investigation in the Üvegghuta area

Section	Depth (m)	Spherulae (pieces)
Dug Well K2	2.0–35.0	83
Dug Well K3	1.0–18.4	43
Dug Well K4	0.4–19.2	47
Borehole Űh-37	48.4–55.6	9
<i>Total</i>		<i>182</i>

For geological correlation the following were used: the distribution diagram and chemical composition of the microspherulae identified in the area. The field stratigraphic horizons of the dug wells (GYALOG et al. 2003) were compared to the numbers and types of the microspherulae found in the individual sections, as well as to the position of the tephra horizons (HORVÁTH 2001; HUM 2001; Figure 6).

In the course of the evaluation, the following details were established:

1) In *Loess Horizon L1*, in the section of Dug Well K2 between 2.2–4.6 m, the Fe-bearing cosmic (I) spherulae show an outstanding double peak. In the middle of the period (at 3.4 m), microspherulae of unambiguously cosmic origin and Fe–Ni composition (III) occurred. According to PÉCSI (1995), the age of Horizon L1 does not exceed 0.016 million years. It is worth mentioning that DONG BI et al. (1993) described Fe–Ni spherulae of similar age in Canada.

2) In *Loess Horizon L2*, in the cover of the Palaeosol MF1, a microspherula of volcanic origin (II) was found at 10.8 m in Well K2. It may be in connection with the 35,000 years old Paks Tephra Horizon (HORVÁTH 2001).

3) In Dug Well K2 (12.8–13.2 m), the *Palaeosol MF2* can be characterised by a double spherula peak; in its upper part the microspherulae of cosmic dust origin (I) predominate, while in its lower part the Fe–Ni meteoritic spherulae (III) appear. From the point of view of the correlation it is important that in the upper part of the double palaeosol (MF1) microspherula enrichment of cosmic origin does not appear.

4) *Loess Horizon L3* in Dug Well K2 (16.0–16.4 m) is characterised by a microspherula dispersion of lower intensity and cosmic origin.

5) In *Soil Horizon BD* in Dug Well K2 (between 18.4–19.4 m and 22.0–22.4 m) a double spherula maximum

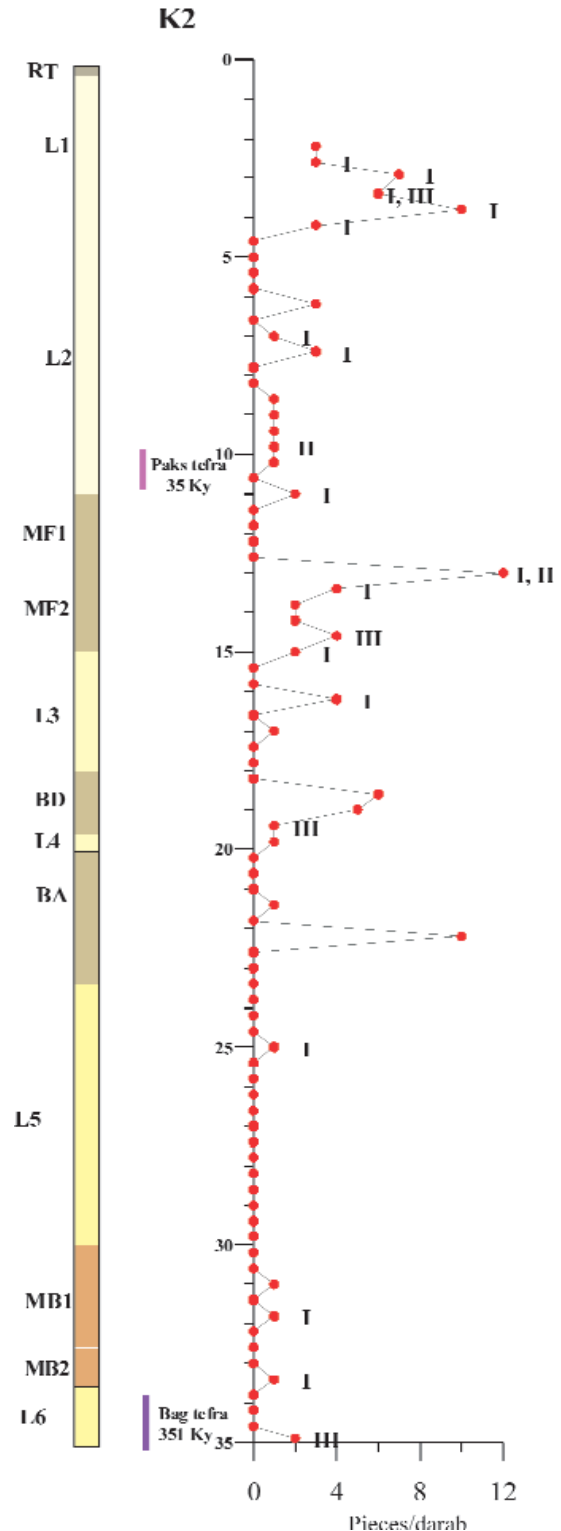
appears, but only the spherula detected at 19.4 m in Well K2 at the boundary of the lower and upper subhorizon was analysed. This has a Fe–Ni composition and may provide a locally good marker horizon.

6) In *Loess Horizon L5*, in the spherula distribution of Wells K2 (24.8–25.2 m) and K4 (1.2–2.8 m), a single as well as a double peak appears (type I). At the same time no spherula was found in Well K3 between L5–L6. This can probably be explained by local washing.

Figure 6. Spherulae distribution and tephra horizons of Dug Well K2 I – Fe cosmic spherules, II – Fe-silicate (volcanic) spherules, III – Fe-Ni cosmic spherules. **Horizons.** *Soil horizons:* RT = Recent Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon. *Loess horizons:* L1–L6 = loess horizons. **Subhorizons.** *Soil subhorizons:* MF1 = Mende Upper 1 Subhorizon, MF2 = Mende Upper 2 Subhorizon, MB1 = Mende Basal 1 Subhorizon, MB2 = Mende Basal 2 Subhorizon

6. ábra. A K2 ásott kút szferula-eloszlása és tefraszintjei

I – Fe-tartalmú kozmikus szferulák, II – Fe-szilikát vulkáni eredetű szferulák, III – Fe–Ni tartalmú kozmikus szferulák, **Horizontok.** *Talajhorizontok:* RT= Recens Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, *Löszhorizontok:* L1–L6 = löszhorizontok. **Alhorizontok.** *Talajalhorizontok:* MF1 = Mendei Felső 1 Alhorizont, MF2 = Mendei Felső 2 Alhorizont, MB1 = Mendei Bázis 1 Alhorizont, MB2 = Mendei Bázis 2 Alhorizont



7) In *Palaeosol MB*, microspherula enrichment occurs in Dug Wells K2 (31.2–32.0 m) and K4 (4.8–5.6 m). In the *Palaeosol PH*, both in the sections of Dug Wells K3 (14.0–15.6 m) and K4 (9.6–12.4 m) a triple peak appears. On the basis of the analysis of the middle peak in the section K3 these are Fe–Ni spherulae of meteoritic origin that may form a regional marker horizon.

8) In *Loess Horizon L7*, equally in Dug Wells K3 and K4 as well as Borehole Üh–37, a significant microspherula enrichment was proved to exist. Mainly cosmic Fe-spherulae (I) predominate; in Well K3, Ca, Al, Si and Mg also appeared. Thus in L7 the common appearance of spherulae of cosmic and volcanic origin can be expected. In this case, the possibility of the global correlation with the Chinese and Australian–Asian microtectite horizon (LI CHUN-LAI et al. 1993) cannot be excluded. The evidence was detected above the Brunhes–Matuyama palaeomagnetic change (according to BERGGREN et al. 1995, 0.78 million years).

On the basis of the spherula investigations carried out during the ground-based exploration, local correlation was detected between certain palaeosol and loess horizons; furthermore, some of the stratigraphic horizons at Üveghuta were correlated with the global spherula horizon, known in Late and Middle Pleistocene sediments (DON 2003). As a summary, it can be stated that the microspherula investigations in the Pleistocene loess series provide new correlation possibilities and complement the correlation methods positively, based on the palaeosol and tephra horizons.

Palynological investigation of the Quaternary sediments

In the frame of the ground-based exploration, palynological investigations were carried out on the material of 10 boreholes and a dug well (NAGYNÉ BODOR 2003). In the studied sections the palynological evaluation was made possible by the quantitative and qualitative changes in the climatic index taxa and Sporomorphs. The latter were due to temperature effects, temporary water influxes and human intervention (DIGERFELDT 1972; WILLIS 1997).

The aim of the palynological investigations was first of all the chronostratigraphic classification of the palaeoassociations, relying on the works of LANG (1994), ZÓLYOMI (1995) and FRENZEL et al. (1992). On the basis of the evaluation, the palynological materials encountered in the exploratory boreholes and the dug well belong to the Holocene, the Upper Pleistocene, and probably the Middle Pleistocene.

The phase of the *Holocene* from the boreal (8000–9000 years) to the subatlantic (2500 years) was represented by the section between 1.1–6.6 m of Borehole Üveghuta Üh–31C.

Out of the sequences belonging to the *Upper Pleistocene*, the Rissian–Würmian section between 0.2–4.0 m of Borehole Üh–29 and the Würmian2 section between 12.0–13.0 m of Borehole Üh–36A were the best for evaluation. The sections between 0.0–2.75 m of Borehole Üh–17, 3.8–5.3 m of Üh–19, and 2.8–4.7 m of Mórágý M6–7B could only be assigned into the undivided Upper Pleistocene.

On the basis of the pollens, it is possible that the age of the fluvial layers between 16.0–17.5 m of Dug Well K4 (see above) is *Middle Pleistocene*.

Out of the results of the palynological investigations it was mainly the data from Boreholes Üh–29 and Üh–36A as well as Dug Well K4 which contributed to make the Quaternary climatic conditions of the research area and the stratigraphic classification of the cover sediments more precise.

Borehole Üh–29 was drilled in the Cserdülő Valley, a tributary of the Huta Valley, in a valley bottom position. The Sporomorpha assemblage of the cover sediments of the borehole confirms the fluvial origin of the sequence.

Between 2.6–4.0 m, the lesser clubmoss (*Selaginella selaginoides*) and the sporadically occurring woody vegetation (*Fraxinus*, *Tilia cordata*, *Alnus glutinosa*) indicate a cool, continental climate, although the appearance of *Tilia platyphyllos* (3.0 m) may already mark the beginning of warming up.

Subsequently (1.4–2.4 m), enriched forest vegetation follows. This is composed almost completely (42%) of large-leaved lime (*Tilia platyphyllos*), small-leaved lime (*T. cordata*), and silver lime (*T. tomentosa*; Figure 7). During the Rissian–Würmian, the forests consisted almost entirely of lime trees at several places in Europe. Besides the pollens of *Tilia*, those of oak (*Quercus*), maple (*Acer tataricum*), and even pre-Quaternary Cenozoic wingnut (*Pterocarya*) and *Carya* occurred. In the Pleistocene the mixed oak and lime forests of such composition were characteristic of the climate optimum of the interglacials. The warmth-loving *Azolla*, already extinct in Hungary, signifies to the presence of a shallow eutrophic slow-flowing river (MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ 1982). Further on (0.2–1.0 m), the *Tsuga canadensis* and *Juniperus communis* indicate cooling down and intensification of the continental effect again, while the *Pinus* and the sparseness of aquatic plants indicate decrease in the amount of the precipitation.

Borehole Üh–36A was drilled in the slide area E of the Site. The paludal sediment, penetrated between 12.0–13.3 m in the borehole, was deposited in a protected position behind a Quaternary slide.

Based on the subdivision of FRENZEL et al. (1992), the deposition of the layers between 12.75–13.0 m can be put to the time of the pleniglacial B and Würmian2. Here, the *Polygonum aviculare* and *P. viviparum* indicate a drier, cooler climate, occasionally becoming a little bit wetter. The temperature and the rainfall could not have been enough even for the spontaneous distribution of *Pinus silvestris*.

Subsequently (12.75 m), due to a slow rise in temperature, *Scabiosa* and *Polygala* appeared and the *Spirogyra* and *Myriophyllum verticillatum* were distributed in the aquatic biotope. In the section between 12.0–12.5 m of the borehole, even the woody vegetation, preferring wetter conditions (*Alnus*, *Betula*, *Salix*), occurred already but the representatives of warmth-loving leafy trees were not yet present; this time-interval could be the beginning of an interstadial (Dene-kamp). Based on the above, the paludal sediment of the studied section came into being about 0.03–0.04 million years ago.

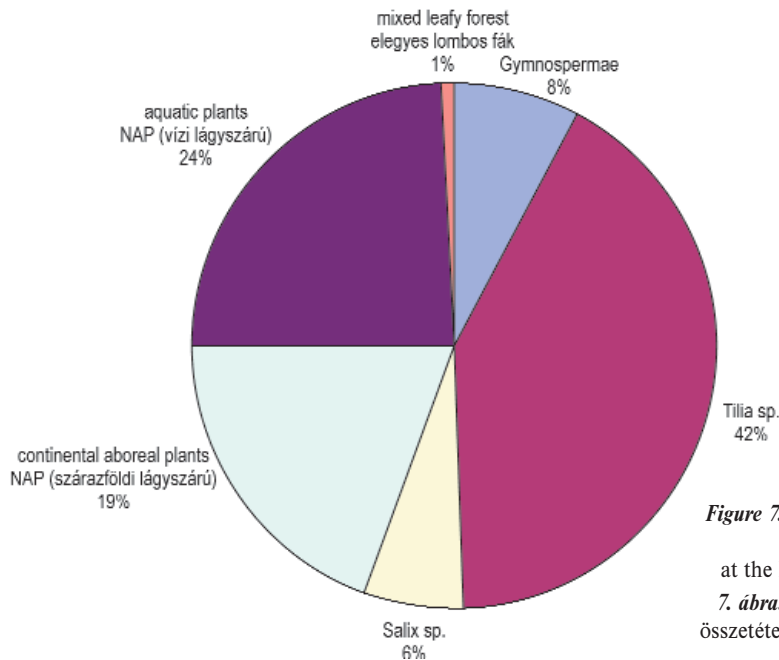


Figure 7. Vegetation composition of Borehole Üh-29 (2.4 m) at the Rissian-Würmian climate optimum
7. ábra. Az Üh-29 fúrás (2,4 m) vegetációösszetétele a riss-würm klímaoptimuma idején

Dug Well K4 was drilled in a hillside position. On the basis of the layer correlation, the sample characterises the fluvial complex deposited in the footwall of the Loess Horizon L7. Here, after the palynological investigations, it is probable that the fine-grained, well-bedded complex in the footwall of the loess sequence is of Pleistocene age.

The association in the layers between 16.7–17.5 and 16.0–16.5 m indicates a cooler period, since the warmth-loving leafy trees are missing and besides the scattered coniferous vegetation mugwort (*Artemisia*), goosefoot (*Chenopodium*), and saxifrage (*Saxifraga*) grew sporadically.

The appearance of *Carpinus*, *Ilex*, *Hedera* (16.5–16.7 m) indicates that warming up had already started and a more balanced climate was thus imminent. For the distribution of *Hedera*, the temperature should not go down below -1.5°C even in the coolest month. Furthermore, the distribution of *Ilex* occurs only in case of an annual temperature fluctuation lower than 20°C (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1966). Therefore, it is missing from the present-day indigenous vegetation in Hungary. It is probable that the essential conditions for its spontaneous distribution were provided only until the Middle Pleistocene. Due to the scattered occurrence (single pieces) of the Sporomorphs, however, the layers of the borehole can be assigned only conditionally to the Middle Pleistocene.

Malacological investigation of the Quaternary sediments

For malacological investigations, altogether 153 samples were collected at 40 cm depth intervals from the three dug wells, drilled in the area (K2: 0.0–35.2, K3: 0.0–18.4, K4: 10.0–17.6 m). Out of the 153 samples, 106 contained malacological material which could be analysed. The investigated malacological material provided valuable information from both faunistic–palaeoecological and stratigraphic points of view (KROLOPP 2003).

The mollusc fauna of the samples is composed exclusively of terrestrial gastropod species. In the material, 39 Pleistocene taxa could be recognised. Most of them are frequent species, also known in loess formations in other territories of Hungary.

A faunistic curiosity is, however, that the species *Vitriobrachium breve* could be first detected in Pleistocene formations. Today, this gastropod occurs in SW Germany, S Netherlands, and Switzerland in wet woodland habitats as well as floodland forests.

Up until now the occurrence of the extinct *Pupilla loessica* in Hungarian Pleistocene sediments had been regarded only as probable. However, at a depth interval between 8.8–9.2 m of Dug Well K2, this is a predominant species and its specimens have been found in a great number.

The mollusc fauna of the samples proves terrestrial sedimentation in every case. From the state of preservation of the gastropod shells reworking from a significant distance cannot be concluded.

On the basis of the occurrence of species with different ecological demands and the change in the ratio of their specimen numbers, diverse sections of the sequences which have developed under warmer or cooler climatic conditions and indicating a wetter or drier environment can be separated (KROLOPP 2003).

The malacological material from the 3 dug wells at Üveghuta proves that the sequence came into being not evenly, there are gaps in it. These gaps are especially remarkable in the loess sequence of Late Pleistocene age. The malacological subdivision of this section is known sufficiently in several localities; thus, it can be stated that out of the described 9 malacostratigraphic units (SÜMEGI, KROLOPP 1995) only 2 zonules could be detected here.

In Dug Well K4, the analysable malacological material, deriving from the greatest depth (15.6 m), was still of Pleistocene age. Based on the fauna, the Loess Horizon L6

or L7 can be detected here, confirming the results of the palynological investigations.

An important stratigraphic result is that the index gastropod *Neostyriaca corynodes* (KROLOPP 1994) can be found in the samples from significant depth intervals (Well K2: 20.4–35.2 m, Well K3: 1.6–2.8 m). This proves Middle Pleistocene age (*i.e.* Mindelian, Mindelian–Rissian, and Rissian stages of the Alpine subdivision). Based on the shell-morphological characters of the specimens found here, it can be stated that this part of the sediment series came into being in the Rissian glacial and can be correlated with the loess horizon. It is highly probable that it falls between the Mende Base (MB) and Basaharc Lower (BA) palaeosols (HUM 2001). However, this stratigraphic section represents the horizons between BA and L6 according to the geological–geophysical correlation. On the basis of the knowledge so far, the index species *Neostyriaca corynodes* occurs neither in the loess sections in SE

Transdabubia, nor elsewhere below the Mende Base palaeosol (KROLOPP 2003); thus, according to the layer correlation, the first known occurrence of the species is here, in horizon L6.

Summary, conclusions

The important geological result of the research on the Quaternary sediments is the layer correlation — based on the comparison of several thousand layers — that was carried out by unifying geological, geophysical, and different laboratory data (Figure 8).

A new result on the whole of the Quaternary sediments, mainly the Tengellic Red Clay Formation and the Paks Loess Formation, is the trend that weathering intensifies as a function of depth. The tendency of weatheredness within the sections is outlined well by the field sedimentological results

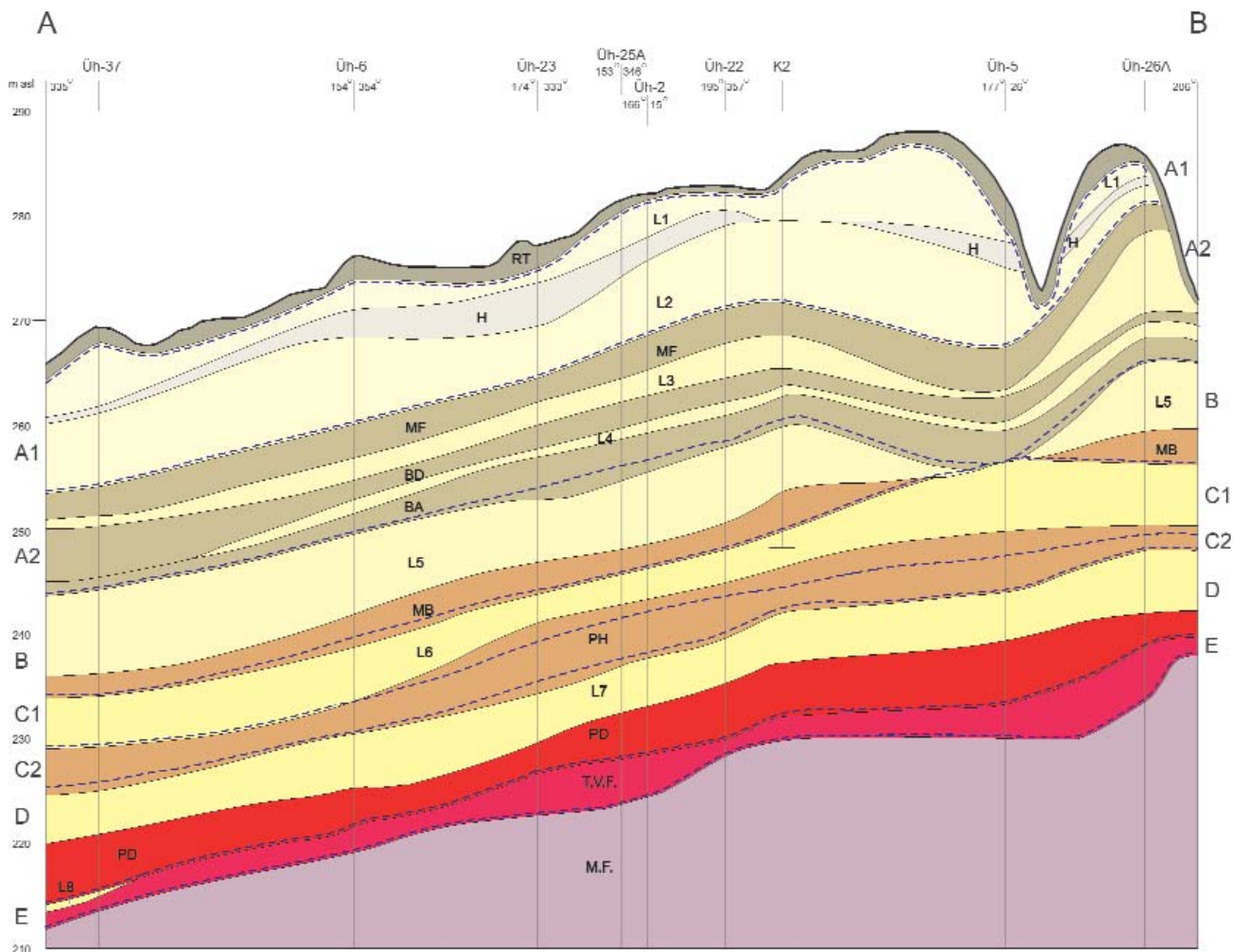


Figure 8. Correlation of geological horizons and geophysical cycles between Boreholes Üh-37 and Üh-26A

Soil horizons: RT = Recent Soil, H = Humic Horizon, MF = Mende Upper Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon, MB = Mende Basal Soil Horizon, PH = Paks Sandy Soil Horizon, PD = Paks Double Soil Horizon. **Loess horizons:** L1–L8 = loess horizons.

Older formations: T.V.F. = Tengellic Red Clay Formation, M.F. = Mórággy Granite Formation. A1, A2, B, C1, C2, D, E = well-logging correlation units

8. ábra. Földtani horizontok és geofizikai ciklusok párhuzamosítása az Üh-37 és Üh-26A fúrás között

Talajhorizontok: RT = Recens Talajhorizont, H = Humuszos Talajhorizont, MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont. **Löszhorizontok:** L1–L8 = löszhorizontok; **Idősebb képződmények:** T.V.F. = Tengellic Vörösgyag Formáció, M.F. = Mórággyi Gránit Formáció. A1, A2, B, C1, C2, D, E = mélyfúrás-geofizikai korrelációs egységek

(MÁRSI 2000), the geophysical interpretations (SZONGOTH et al. 2003), and the mineralogical–geochemical data (FÖLDVÁRI et al. 2003); these confirm each other’s results. By means of the thermic and X-ray diffraction investigations, the weathering and soilisation after sedimentation, as well as the post-diagenetic alteration processes connected to epigenetic changes, can be recognised.

With regard to the *Tengelic Red Clay Formation*, the ground-based exploration in 2002–2003 threw a new light upon the age and genesis of this typical basal formation in the studied area. An important new result of the stratigraphic and palaeomagnetic data is the extension of the age of the formation to the lower part of the Middle Pleistocene (on the evidence of the PD soil). Thus it partly replaces the bottom of the Paks Loess Formation and represents its heteropic facies (see above). This interpretation makes it possible to eliminate the approximately 1 million years hiatus. This was previously assumed in the Quaternary evolution of the Mórág Block but it can hardly be proved by data (BALLA et al. 2003).

The basal complex differs from the facies of the type areas of the Tengelic Red Clay Formation in several as-

pects (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003). Its clay content reaches the value characteristic of the sequence of Borehole Udvari–2A (drilled on the Tolna Hegyhát Hills), in only at few places. Its carbonate content is also lower than that of the variegated clay in Borehole U–2A. All these are the consequences of the differing footwall formation (granite instead of Pannonian complex).

The clay mineral spectrum of the formation and the clay minerals of the weathered granite do not differ essentially from each other. However, they do differ from those of the loess-based palaeosols deposited in the cover (FÖLDVÁRI et al. 2003).

Based on its deposition, the *fluvial complex* can be assigned to the Lower–Middle Pleistocene; this is not excluded by the pollen and malacological investigations, either (NAGYNÉ BODOR 2003; KROLOPP 2003).

The locally disturbed deposition and lacunar nature of the Paks Loess Formation are also proved, besides the field characters (KOLOSZÁR et al. 2000), by the geophysical subdivision (Figure 5) and malacological data. This is reflected by the lack of zonules which are present elsewhere in the young loess (KROLOPP 2003).

Since the formation is widely known, it is possible to correlate the typical facies in SE Transdabubia with the typical section of the Chinese loess plateau and compare it with the marine oxygen isotope scale (KUKLA, AN 1989; SHACKLETON 1990). It can be seen that there is a very good accord between the two facies on the horizon level and this opens up opportunities even for global correlation (Figure 9).

In connection with the investigation of the *slump–slide complex*, an important stratigraphic result is that the Late Pleistocene age of a larger slide section of the territory could be proved by palynological data. Based on the palynological investigation of Borehole Üh–36A, in the vicinity of the borehole the slide took place about 0.04 million years ago. Then, in the local depression of the slumped, disturbed complex paludal sedimentation continued for about 0.01 million years (NAGYNÉ BODOR 2003). The products of this sedimentation were covered by slope sediments of loess material. Since this slump is of Late Pleistocene age, it seems possible that there was the deposition of typical loess on the slumped sections of similar age. On this basis, it is practical to regard the explored Late Pleistocene slide and paludal sediments as the heteropic facies of the Paks Loess Formation.

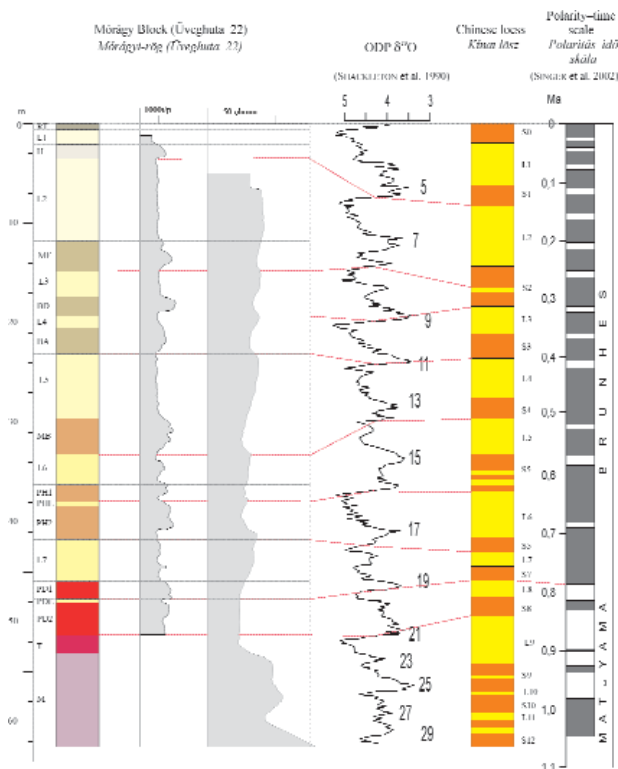


Figure 9. Correlation of the characteristic loess facies of the Mórág Block with the palaeomagnetic and marine oxygen isotope scale as well as the Chinese loess plateau

Section across the Mórág Block (Üveghuta–22): for denomination of the stratigraphical units, see Figure 2. Chinese loess: L1–11 = loess horizons, S0–S12 = soil horizons

9. ábra. A Mórági-rög jellemző löszkifejlődésének párhuzamosítása a paleomágneses és tengeri oxigénizotóp-skálával és a kínai lösz platóval

Mórági-rög (Üveghuta–22) szelvény: rétegtani egységek nevei a 2. ábrán; Kínai lösz: L1–11 = löszhorizontok, S0–S12 = talajhorizontok

Acknowledgements

The authors thank Zoltán Balla, the leader of the exploration activity in the Bábaapáti region, for providing them with the opportunity to take part in the research work carried out in years. Furthermore, they are grateful for his wide-ranging professional help in course of the work and critical reviewing the present paper. The authors are also indebted to Olga Piros and Dezső Simonyi for their indispensable help in professional, technical editing.

References — Irodalom

- ÁDÁM L. 1964: A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája (in Hungarian: The origin and morphology of the Szekszárd Hills). — *Földrajzi Tanulmányok* 2. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BALLA Z., DUDKO A., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROSI GY., MARSÍ I., PEREGI ZS. HARANGI SZ. LELKESNÉ FELVÁRI GY. 2003: Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése. Földtani zárójelentés (in Hungarian: Final disposal of the low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Conclusive geological report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C., AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., HARDENBOL, J. (editors): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. — *Society for Sedimentary Geology Special Publication* 54, pp. 129–212.
- DIGERFELDT, G. 1972: The Post-Glacial development of lake Trummen. Regional vegetation history, water level changes and paleolimnology. — *Folia Limnologica Scandinavica* 16, 104 p.
- DON GY. 2003: Löss, szferulitkiértékelés (A szferulit adatok értelmezése, szerepük a nemzetközi quarter rétegtanban) [in Hungarian: Interpretation of spherula data, their role in the international stratigraphy of Quaternary]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DONG BI, MORTON, R. D., KUN WANG. 1993: Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (16), pp. 4129–4136.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M. 1999: Tanulmány a Tengelic Formáció és a lösz-összlet műszeres ásványtani vizsgálatainak eredményeiről és a magnetosztratigráfiai értékeléséről (in Hungarian: Report on the results of instrumental mineralogical study and paleomagnetic evaluation of Tengelic Formation and loess series). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P., BARÁTH I.-NÉ 2003: Tanulmány a gránitot fedő üledékek műszeres ásványtani vizsgálatainak eredményeiről (in Hungarian: A study on the results of the instrumental mineralogical analysis of the cover sediments of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FRENZEL, B., PÉCSI, M. VELICHKO, A. A. (editors): *Atlas of paleoclimates and paleoenvironment of the Northern Hemisphere*. — Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 97–99.
- GYALOG L., MARSÍ I., DON GY. 2003: A bátaapáti K2, K3 és K4 ásott kút földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Dug Wells K2, K3 and K4 at Bataapáti). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. — *Quaternary International* 76/77 (1), pp. 157–163.
- HUM L. 2001: Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója őslénytani vizsgálatok alapján (in Hungarian with English abstract: Reconstruction of the formation of the South East Transdanubian loess-paleosol series on the basis of fossil examinations). — *Földtani Közlemény* 131 (1–2), pp. 233–251.
- JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1966: Palinológiai vizsgálatok a magyar Alföldön a Würm glaciális és a holocén klíma és vegetációtörténetére vonatkozóan. Kandidátusi értekezés (in Hungarian: Palynological studies in the Great Hungarian concerning the history of the climate and vegetation in the Würmian glacial and Holocene). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Növényrendszertani Tanszék (Eötvös Loránd University, Faculty of Science, Department of Plant Taxonomy and Ecology), Budapest
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I. 1997: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát Hills (A tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1996/II.*, pp. 173–190.
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I., CHIKÁN, G. 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórág Hill (A Mórági-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 117–149.
- KOLOSZÁR L., LANTOS M. 2001: DK-dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztratigráfiai korrelációja (in Hungarian with English abstract: Magnetostratigraphic correlation of the Quaternary sequences in South-eastern Transdanubia). — *Földtani Közlemény* 131 (1–2), pp. 221–231.
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I. 2002: Posztpannoniai képződmények rétegtani korrelációja a Mórági-rög térségében (in Hungarian with English abstract: Lithostratigraphic correlation of post-Pannonian deposits in the Mórág Hill area). — *Földtani Közlemény* 132 (különszám), pp. 133–149.
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BARÁTH I.-NÉ 2003: A gránit mállási zónájának komplex értelmezése (in Hungarian: Integrated interpretation of the weathering zone of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KROLOPP E. 1994: A Neostyriaca genus a magyarországi pleisztocén képződményekben (in Hungarian with English abstract: The genus Neostyriaca in Hungarian Pleistocene formations). — *Malakológiai Tájékoztató* 13, pp. 5–8.
- KROLOPP E. 2003: Az üveghutai felszíni kutatás három ásott kútjából származó minták malakológiai anyagának értékelése (in Hungarian: Evaluation of the malacological material of the samples from the three dug wells of the ground-based exploration at Üveghuta). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KUKLA, G., AN, Z. 1989: Loess stratigraphy in Central China. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72 (1), pp. 203–225.
- LANG, G. 1994: *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. — Gustav Fischer Verlag, Jena, New York, 462 p.
- LANTOS M. 1997: Jelentés az Üveghuta-2 és -5 fúrásokban végzett paleomágneses mérésekről (in Hungarian: Report on the paleomagnetic measurements in Boreholes Üveghuta-2 and -5). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- LANTOS M. 2002: Az Üveghuta-28A fúrás mintáinak magnetosztratigráfiai vizsgálata. Laboratóriumi vizsgálati eredmények (in Hungarian: Magnetostratigraphic study of the samples from Borehole Üveghuta-28A. Results of the laboratory analyses). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- LANTOS M. 2003: Az üveghutai fúrások mintáinak paleomágneses vizsgálata. Laboratóriumi vizsgálati eredmények (in Hungarian: Magnetostratigraphic study of the samples from the boreholes at Üveghuta. Results of the laboratory analyses). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

- LI CHUN-LAI, OUYANG ZIYUAN, LIU DONG-SHENG, AN ZHI-SHENG 1993. Microtektites and Glassy Microspherules in Loess: Their Discoveries and Implications. — *Science in China (Series B)* 36 (9), pp. 1141–1152.
- MARSI, I. 2000: Geology of overlying beds of granites of the eastern part of the Mórág Hills (A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórági rög K-i részén). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1999, pp. 149–171.
- MÁRTON P. 1998: Jelentés az udvari (U-2A) és a diósberényi (Db-1A) fúrási szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről (in Hungarian: Report on the results of paleomagnetic measurements of boreholes Udvari (U-2A) and Diósberény (Db-1A)). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ M. 1982: Tiszántúli alapfúrások palynológiai vizsgálata (in Hungarian with English abstract: Palynological examination of key boreholes to the east of the Tisza river). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1980, pp. 103–120.
- NAGYNÉ BODOR E. 2003: A palinológiai vizsgálatok ökológiai és sztratigráfiai értékelése (in Hungarian: Ecological and stratigraphical analysis of the palynological studies). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- NESBITT, H. W., YOUNG, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. — *Nature* 299, pp. 715–717.
- PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. — *Loess inForm* 3, pp. 23–30.
- SHACKLETON, N. J., BERGER, A., PELTIER, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time-scale based on ODP Site 677. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 81, pp. 251–261.
- SINGER, B. S., RELLE, M. K., HOFFMAN, K. A., BATTLE, A., LAJ, C., GUILLOU, H., CARRACEDO, J. C. 2002: Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. — *Journal of Geophysical Research* 107 (B11) EPM 7, pp. 1–20.
- SÜMEGI P., KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján (in Hungarian with English abstract: Reconstruction of paleoecological conditions during the deposition of Würm Loess Formation of Hungary, based on molluscs). — *Földtani Közöny* 125 (1–2), pp. 125–148.
- SZONGOTH, G., ZILAHÍ-SEBESS, L., GALSA, A., BÁNNÉ GYÖRI, E., LENDVAY, P., BARTHA, Z. 2003: Mélyfúrás-geofizikai adatok integrált értelmezése (Az 1996–2003-ban végzett összes mérés alapján) [in Hungarian: Integrated interpretation of the well-logging data (on the basis of all measurements in 1996–2003)]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- WILLIS, K. J. 1997: The impact of early agriculture upon the Hungarian landscape. In: CHAPMAN, J., DOLUKHANOV, P. (editors): *Landscapes in flux: Central and Eastern Europe in Antiquity*. — Oxbow Books Ltd., Oxford, pp. 193–209.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., LENDVAY, P., SZONGOTH, G. 2000: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üveghuta site (A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságaik alapján). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1999, pp. 171–192.
- ZÓLYOMI, B. 1995: Opportunities for pollen stratigraphic analysis of shallow lake sediments: the example of Lake Balaton. — *GeoJournal* 36, pp. 237–241.

A Mórággyi-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei

MARSI ISTVÁN¹, DON GYÖRGY¹, FÖLDEVÁRI MÁRIA¹, KOLOSZÁR LÁSZLÓ¹, KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER¹,
KROLOPP ENDRE¹, LANTOS MIKLÓS¹, NAGY-BODOR ELVIRA¹, ZILÁHI-SEBESS LÁSZLÓ²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, lösz, magnetosztatigráfia, Magyarország, mélyfúrás-geofizika, Mollusca, paleotalaj, palinológia, pleisztocén, rétegtan, reziduális agyag, Üveghuta

Összefoglalás

Az elmúlt években a Mórággyi-rög mintegy 60-70 km²-es területén közel 80 fúrásban és ázott kútban vizsgáltuk a Mórággyi Gránit negyedidőszaki fedőképződményeit. Ennek során a feltárt fedőképződmények több ezer rétegének párhuzamosítását és sokrétű vizsgálatát végeztük el. A jelen dolgozatban összefoglaljuk a negyedidőszaki fedőképződmények terepi, geofizikai, laboratóriumi és őslénytani vizsgálatainak fontosabb eredményeit, és ezekből a felépítésükre, rétegtani párhuzamosításukra, fejlődéstörténetükre vonatkozó fontosabb új következtetéseket.

Ismertetjük a Tengelici Vörösagyag Formáció és a Paksi Löss Formáció földtani horizontjai, mint rétegtani egységek és az elektromos ellenállás, a mágneses szuszceptibilitás, a természetes gamma és a neutronporozitás mérési eredményein alapuló mélyfúrás-geofizikai egységek között lehetséges párhuzamosítást.

Az ásványtani, geokémiai vizsgálatoknak a Tolnai-Hegyhát kutatása során tapasztalt, az egyes képződményekre jellemző vizsgálati értékhatárok alapján kialakított paraméterekkel a fedőképződmények különböző kifejlődései jól megkülönböztethetőek. Az így kapott adatok jelentősen segítik a réteggörrelációt, valamint az üledékképződés és az epigén átalakulási, anyagvándorlási folyamatok felismerését.

Az új paleomágneses mérések megerősítik a terepi adatok alapján valószínűsített réteggörrelációt a területen, vagyis a Tengelici Vörösagyag Formáció képződésének a Paksi Dupla Talajhorizont keletkezési idejéig történő kiterjesztését.

A területen először 2002–2003-as kutatásban alkalmazott sferula-, palinológiai és malakológiai vizsgálatok részben új helyi, részben regionális párhuzamosítási lehetőségeket teremtettek, amelyek pontosítják a képződményekről alkotott eddigi ismereteket. Néhány esetben a képződmények különböző módszerekkel történő tagolása – kis adatsűrűség vagy más okok miatt – nem volt teljesen összeegyeztethető.

A különböző vizsgálatok, elemzések együttes értelmezésével kibővültek a fedőképződmények belső felépítéséről, talajosodásáról és másodlagos átalakulásáról alkotott ismeretek. Igen fontos új eredmény a Tengelici Vörösagyag Formáció korának kiterjesztése a középső-pleisztocén aljáig, ami lehetővé teszi a terület negyedidőszaki fejlődéstörténetében korábban feltételezett mintegy 1 millió éves hiátus átértékelését. Rétegtani, fejlődéstörténeti szempontból fontos, hogy a Paksi Löss Formáció a dombság peremi vagy egyes védett völgyoldali részeken nemcsak abszolút értelemben vastagabb, hanem rétegtani szempontból is teljesebb, továbbá hogy a formáció L7 Lösshorizont alatti szakaszát folyóvízi üledék is helyettesítheti. A formáció vezető horizontjai korrelálhatóak a kínai löszplató megfelelő horizontjaival és a tengeri oxigénizotóp-skálával. Ugyancsak fontos eredmény, hogy palinológiai adatokkal sikerült igazolni a terület egy nagyobb csuszamlásos pásztájának késő-pleisztocén korát.

Bevezetés

A Mórággyi-rög ÉK-i része földtani kutatásának 2002–2003. évi újabb szakasza (BALLA et al. 2003; 1. ábra) számos tudományos eredményt hozott a Mórággyi Gránit negyedidőszaki fedőüledékeinek vonatkozásában is. Ez részben új vizsgálati módszerek — malakológiai, palinológiai és sferulavizsgálatok — alkalmazásának köszönhető, részben annak, hogy a negyedidőszaki képződmények műszeres anyagvizsgálati — röntgendiffrakciós, termoanalitikai,

magnetosztatigráfiai — és mélyfúrás-geofizikai eredményei is nagymértékben pontosabbá váltak. A jelen munkánkban az új, részletes vizsgálatokon alapuló rétegtani vonatkozású tudományos eredmények közül elsősorban azokat mutatjuk be, amelyek bővítik, módosítják a területről alkotott, korábban már publikált, részletes rétegtani fejlődéstörténeti képet (KOLOSZÁR et al. 2000; MARSI 2000; KOLOSZÁR, MARSI 2002). A rétegsort paleomágneses adatokkal pontosítjuk, továbbá a tengeri izotópskálával és a kínai löszplató horizontjaival vetjük össze.

A negyedidőszaki üledékek fő egységei

Az elmúlt években a Mórággyi-rög mintegy 60–70 km²-es területén közel 80, főleg dombtetői és völgyi helyzetben mélyített fúrásban és ásott kútban vizsgáltuk a negyedidőszaki fedőképződményeket. A negyedidőszaki fedőüledékeket a Paksi Löss Formációba, valamint az alatta lévő Tengelici Vörösagyag Formációba és egy egyelőre litosztratiográfiailag nem minősített folyóvízi összletbe soroljuk, amelyek lesuvadt, csuszamlásos részeit külön egységként tárgyaljuk. A Paksi Löss Formáció litosztratiográfiai tagolására a már korábban kidolgozott nevezéktant (KOLOSZÁR et al. 2000) alkalmazzuk (2. ábra). A Tengelici Vörösagyag Formációra új jellemzést adunk. A lösz alatti folyóvízi összletet újonnan felismert képződményként jellemezzük.

Tengelici Vörösagyag Formáció, pliocén–középső-pleisztocén

A Bátaapáti (Üvegputai)-telephelyen és környékén dombtetők és lejtők alatt az alaphegységre települő teresztrikus bázisösszletet a Mórággyi-rög peremvidékein pannóniai üledékekre települő Tengelici Vörösagyag Formációba tartozónak tekintjük (KOLOSZÁR et al. 2000; MARS I 2000). Ezt a besorolást a kifejlődés és a típuszselvényekéhez (KOLOSZÁR, LANTOS 2001; MARS I 2000) hasonló keletkezési körülmények indokolják. A formáció rétegeinek látszólagos üledékképződési sebessége igen kicsi. A paleomágneses adatok alapján számítva 100 ezer év alatt mintegy 1,5–2,0 m vastag üledék keletkezett, valószínűleg nem folyamatos, szakaszos üledékképződés során (LANTOS 2003). Az összletet vörösagyag, szürkésbarna tarkaagyag, vörösesbarna paleotalaj alkotja. Az utóbbi egyes helyeken bolygatatlan, máshol zavart vagy roncsolt szelvényű. A formáció alaphegységi és előtéri kifejlődése közti fő különbség az üledékek anyagát szolgáltató mállástermékek alaphegységi, illetve pannóniai eredetéből származik.

A formáció fekjét a Mórággyi-rög központi részén főként a Mórággyi Gránit Formáció különböző mértékben bontott részei, néhol a granitoid kőzeteket áttörő kréta vulkanitok alkotják. A Mórággyi-rög peremi részein a fekjében pannóniai üledékek települnek.

Fedőképződménye a legtöbb helyen a löszrétegsor L7 vagy valamelyik annál idősebb szintje, vagy lepusztulási terméke (lejtőhordalék, csuszamlásos–suvadásos képződmény), vagy a löszformációt helyettesítő folyóvízi képződmény. A PD paleotalaj alhorizontjai és az L8 Löszhorizont is helyettesítheti a formáció rétegeit. Alárendelten a magasabb völgyoldalokban vagy a völgyfők környékén fedője az L7-nél fiatalabb horizont, deluviális vagy proluviális–deluviális üledék, esetleg recens talaj is lehet.

A pleisztocén bázison települő Tengelici Vörösagyag Formáció a területen uralkodó hosszú idejű teresztrikus mállás eredményeként a gránit mállási kérgének tetején kialakult paleotalaj vagy annak rövid távolságon belül áthalmozódott, esetenként újratalajosodott terméke. A bázisösszlet jellemző vastagsága a Bátaapáti (Üvegputai)-telephely

környéki dombtetőkön és domboldalokon mélyült fúrásokban mindössze néhány méter, a 10 m-t általában nem éri el. Az összlet a dombság peremi részei felé általában fokozatosan ki vastagszik, és több fúrásban is meghaladja a 20 m-t.

Folyóvízi összlet, alsó–középső-pleisztocén

A K4 ásott kútban 16,1–17,5 m között folyóvízi összlet települ. A közeli tájakon, pl. a Hegyháton és a Völgységben, valamint a Szekszárdi- és Geresdi-dombságon ilyen, a löszformáció alatti folyóvízi összlet eddig nem volt ismeretes (ÁDÁM 1964; KOLOSZÁR, MARS I 1997). A képződmény eróziós diszkordanciával települ a gránitra, és fedője a rétegorreláció alapján az L7 Löszhorizont. A környező szelvényekkel összevetve az Idős Löszsorozat Alsó Összletét és az L7 horizont alsó részét helyettesíti. Ennek alapján kora–középső-pleisztocén korú.

A képződmény alsó részén több a gránit eredetű, gyengén koptatott, mállott törmelék tartalmazó osztályozatlan kavicsos homok. Felfelé fokozatosan megy át gyengén vékonyréteges kavicsos, durvahomok-zsinóros kőzetlisztbe. A kőzetliszt valószínűleg a lösz, a kavics pedig a mállott gránit áthalmozódásából származik.

Paksi Löss Formáció, alsó–felső-pleisztocén

A Mórággyi-rög tetővidékén közel vízszintes településű, jól tagolt, mély völgyoldalok által elmetsett, a somogy–tolnai-dombvidékinél vékonyabb, de a dombság peremei felé ki vastagodó, rétegtanilag is kiterjedő (l. lentebb) lösz-összlet fejlődött ki, amelyet a Paksi Löss Formációval párhuzamosítottunk (KOLOSZÁR et al. 2000; KOLOSZÁR, MARS I 2002).

A löszrétegsor fekjé képződménye a Bátaapáti (Üvegputai)-telephelyen uralkodóan a Tengelici Vörösagyag Formáció. A K4 ásott kútban a formáció fekjében folyóvízi összletet tártunk fel. A fedőt a legtöbb helyen holocén talaj vagy az areális és vonalas erózió változatos genetikájú képződményei és suvadásos, csuszamlásos üledékek alkotják.

A Paksi Löss Formáció két fő üledéktípusból, lösz- és a paleotalaj-rétegekből áll, amelyek rétegsoron belüli ciklusos változását a pleisztocént jellemző éghajlati ingadozások okozzák. A pleisztocén glaciális és stadiális szakaszaiban gyors üledékképződés folyt, ezekben az időszakokban keletkeztek a löszváltozatok. Az interglaciálisokban és interstadiálisokban szünetelt vagy erősen lelassult a löszképződés, és az üledékképződés fő folyamata a talajosodás lett. A fő üledéktípusok között általában nem éles a határ, gyakran a lösztől a paleotalaj-rétegek felé fokozatosan agyagosodó, erősebben mállott átmeneti szint figyelhető meg (MARS I 2000). A formáció egészére a fentiekben túl az is jellemző, hogy a szelvényén belül az idősebb löszhorizontok általában agyagosabbak, mállottabbak, mint a fiatalabbak. A paleotalajok fő típusai pedig összletenként váltakoznak, az Idős Löszsorozatban alul mediterrán vörös talajok, felül barna erdőtalajok települnek, a Fiatal Löszsorozat Alsó Összletét

erdőssztyepp-, a felsőt csernozjom jellegű paleotalajok tagolják (2. ábra, MARSJ 2000).

A teljes rétegsoron belül a löszhorizontok nagyrészt viszonylag vastag, egyszerű felépítésű, jól követhető rétegtani szinteket képeznek. Ezzel szemben a paleotalaj-horizontok igen változatos felépítésűek, olykor vékony löszcsíkokat tartalmaznak, gyakran két, esetleg három — a megújuló talajosodási ciklusok hatására egymást részben átfedő szelvényű — alhorizontra bomlanak. A löszrétegsorban a tényleges löszrétegek néhol lejtőn átmozgatott, áttelepített vagy szerkezetükben átalakult változatokból állnak, amelyeket ugyancsak a lösz-összletekbe soroltunk. Összegezve, a löszformációba tartozónak tekintjük a pleisztocén időszakot jellemző porhullásból keletkezett típusos és lejtőlöszváltozatokat és ezek különböző, döntően éghajlati hatásra keletkezett epigén átalakulási termékeit, a paleotalajokat és a tundraüledékeket. A Mórággyi-rög legnagyobb részén 7, helyenként 8 lösz- és 7 paleotalaj-horizont különíthető el. A löszrétegsor jellemzően a PD1 paleotalajjal kezdődik a területen, de lokálisan, illetve a peremi területek felé egyre gyakrabban jelenik meg a PDL alhorizont, a PD2 paleotalaj és az L8 Löszhorizont is. A paleotalajok száma, ha a terepi tagolás során elkülönített alhorizontokat is figyelembe vesszük, a formáción belül eléri a 15-öt, ami összhangban van a geofizikai adatokkal (1. lentebb).

A képződmény jellemző vastagsága a telephely környezetében 40-50, az előtéri területeken pedig valamivel nagyobb, 50-60 m. A formáció felépítésében lösz- és paleotalaj-horizontok vesznek részt, s benne a fosszilis talajok együttes vastagsága összemérhető a típusos löszrétegekével, vagyis a paleotalajok hányada az összleten belül nagyobb, mint a Délkelet-Dunántúl északabbra eső részein.

Suvadásos–csuszamlásos összlet, felső-pleisztocén–holocén

A kutatási területen és környékén a suvadásos–csuszamlásos képződmények a finomszemcsés fedőüledékeket, a Paksi Lösz Formációt, a Tengelici Vörösgyag Formációt, a pannóniai üledékeket és a negyedidőszaki völgyi és lejtőüledékeket helyettesíthetik. Keletkezésük szoros kapcsolatban van a mindenkori felszínfejlődéssel, különösen a völgyképződéssel. Az összlet (KOLOSZÁR et al. 2000) vizsgálatával kapcsolatos fontos új eredmény, hogy palinológiai adatokkal sikerült igazolni a terület egy nagyobb csuszamlásos pásztájának késő-pleisztocén korát. Az Üh–36A fúrás palinológiai vizsgálata alapján (1. lentebb) pontosan meg lehetett határozni hogy a fúrás közelében történt csuszamlás mintegy 0,04 M évvel ezelőtt következett be, majd a lesuvadt, felbolygatott összlet helyi mélyedésében mintegy 0,01 M évig mocsári üledékképződés folyt, termékeit lösz anyagú lejtőüledék fedte be. Mivel ez a suvadás késő-pleisztocén korú, megvolt a lehetőség arra, hogy a hasonló korú suvadásos pásztákra típusos lösz rakódjon, leginkább a Fiala Löszsorozat L1 horizontja és a Humuszos Talajhorizont. Ezek alapján a csuszamlásos üledékeket célszerű a Paksi Lösz Formáció helyettesítő üledékének tekinteni.

A negyedidőszaki üledékek vizsgálata, párhuzamosítása

A fedőképződmények, köztük löszrétegek és paleotalajok vizsgálatában az egyik legfontosabb elem a rétegtani egységek párhuzamosítása, területi követése. A rétegekkorrelációhoz alapvetően a terepi dokumentáció és a mélyfúrás geofizika adja a legtöbb információt. A korreláció gerincét a terepi dokumentációs egységek (KOLOSZÁR et al. 2000) és a geofizikai mérések értelmezése során kialakított A1, A2, B, C1, C2, D és E geofizikai egységek (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000) párhuzamosítása képezte. A feldolgozás során a két módszer adatait összevetettük, és az őslénytani, valamint anyagvizsgálati eredményekkel kiegészítve minősítettük az egyes összleteket, illetve szinteket.

Mélyfúrás-geofizikai tagolás

A mélyfúrás-geofizikai adatok alapján történő korrelációt, illetve az újraértékelést az tette lehetővé, hogy az értelmezésbe bevonható fúrások száma jelentősen megnőtt. Ennek eredményeként a korrelációba a dombtetői mélyfúrások többségét és néhány dombtetői sekélyfúrást is bevtünk, és a korábbi egyvel szemben négy korrelációs felületet követtünk (SZONGOTH et al. 2003, 3. ábra). Az új fúrások értelmezését iterációs módszerrel végeztük, mert sok fúrás felső szakaszán a hiányos méréseket csak többszörös korrelációval lehetett kiértékelni. Ez a korreláció néhány esetben (pl. az Üh–36 és Üh–1 felső szintjeire) pusztán geofizikai alapon erős szubjektivitást is tartalmaz, ezért ezek a határok földtani információ segítségével húzhatók meg. A korábbi és az új mérések összevetése során az Üh–3 szelvény értelmezésénél kiderült, hogy a –1 és –2 jelű paleotalajok mellett szükséges egy új, 0 jelű paleotalajsintet is bevezetni, amelyet később több más fúrásban is azonosítottunk.

A pleisztocén terresztrikus üledékekben, közülük is különösen a Paksi Lösz Formáción belül — így Mórággyi-rög fedőüledékeiben is — az *elektromos ellenállás* ciklikusan változik a mélység függvényében (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). Ezek a ciklusok annyiban hasonlítanak a regressziós ciklusokra, amennyiben egy adott cikluson belül itt is felfelé nő az elektromos ellenállás. Figyelembe véve, hogy a lösz eolikus képződésű, nem lehet szó a szemcseösszetétel — hagyományos értelemben vett — felfelé durvulásáról, mint a regressziós ciklusok esetében. Az elektromos ellenállás alapvető ciklikus változásait a vastagabb löszök képződési periódusaival (1. följebb) hozhatjuk kapcsolatba. Az ellenállás cikluson belüli felfelé való növekedését a vizsgált képződmény fajlagos felületének csökkenése okozza. A fajlagos felület csökkenését pedig általában a mésztartalom növekedése, az agyagtartalom, illetve a víztelítettség csökkenése okozhatja. A mésztartalom és az agyagtartalom változása tekintetében a geofizikai mérések adatai jól korrelálnak a laboratóriumi adatokkal. A laboratóriumi elemzések szerint a kutatási terület paleotalajainak többségében a feltalajsintek (*a szint*) agyagtartalma a legnagyobb, onnan felfelé haladva az átmeneti talaj- és löszszint, illetve

az altalaj felé csökken az agyag mennyisége. Ellenkező előjellel ugyanez a tendencia vonatkozik a karbonáttartalomra is, ennek lokális maximuma leggyakrabban a paleotalajok *c szintjében* van (MARSÍ 2000). Az ellenállási ciklusok így lényegében a pleisztocén fő éghajlatváltozásait tükrözik (l. följebb). Ezek a periódusok megfelelhetnek egy-egy hosszabb ideig tartó stadiálisnak vagy akár teljes glaciális időszaknak is.

A pleisztocén löszök rétegtani tagolásához fontos a fosszilis talajok azonosítása. A geoelektromos szelvényekben az adott ellenállás-perióduson belül a talajosodott szakasz mindig helyi minimumot képez. A paleotalajokban nagyobb a mágnesezhető vasat tartalmazó ásványok mennyisége, mint a löszben. Elsősorban az Fe^{3+} -iont tartalmazó ásványok dúsulnak bennük, ezért erősebben mágnesezhetőek is, mint a löszformáció többi része, így a mágnesezhető szuszceptibilitás görbén jellegzetes maximumot adnak.

A *mágnesezhető szuszceptibilitás* jól kirajzolódó helyi maximumai éppen az ellenállásgörbék helyi minimumainál jelentkeznek, ezért leginkább ez a mérés alkalmas fosszilis talajok pontos kimutatására. Mivel egy interglaciális vagy interstadiális belül több talajképződési ciklus is lehetett, a paleotalajsíntek — a horizontok és alhorizontok — együttes száma jóval nagyobb, mint a fő löszképződési periódusoké. A kutatási területen összességében több mint 15 paleotalaj van. Az egy interglaciálisban képződött paleotalajok gyakorlatilag egymásra halmozódhatnak, és az elektromos ellenállásgörbén kijelölhető periódus alsó, kisebb elektromos ellenállásrészét képezik. Bonyolítja a helyzetet, hogy a paleotalajok akkor is egymásra halmozódhatnak, ha a rétegsor akár suvadás, akár rejtett lepusztulás miatt nem teljesen folytonos. A rétegzavarokra gyakran csak a fúrások közti korrelációból lehet következtetni.

A földtani rétegsorokkal való egybevetés azt mutatja, hogy a paleotalaj-szelvények feltalaja pozitív mágnesezhető anomáliát okoz. Ugyanakkor a paleotalajok altalajában a mészfelhalmozódási szintek mágnesezhetősege pedig nem különbözik lényegesen a löszétől. A fentiek miatt a geofizikai szelvényeken a korrelációs határok legpontosabban az egyes paleotalajok al- és feltalaja között jelölhető ki. A löszformáción belül a földtani adatokkal összevethető geofizikai korrelációs egységek határa így általában a paleotalajok közepén, a *b* és *c talajsíntek* határán húzódik. Kivétel a legfelső (A1) egység, amelynek felső határa a recens talaj, alja pedig az L2 horizont aljával egyezik meg. Ennek az az oka, hogy a Fialtal Löszsorozat Alsó és Felső Összlete között az L2 horizont és az MF paleotalaj között húzható meg a leginkább követhető geofizikai határ. Így a geofizikai korrelációs egységek földtani értelemben legtöbbször nem alkotják éghajlati vagy üledék-ciklusok határát, mert az nem eshet egy paleotalaj közepére.

A 2002-ben mélyült fúrások tanúsága szerint zavartalan település esetén még az egyes paleotalajok feltalaján belül is jellemző a geofizikai mérésgörbék adta mintázat. Az e mintázattól való eltérést a rétegzavarok felismerésénél is jól lehet használni.

A paleotalajok *természetes gamma* sugárzási szintje viszonylag magasabb, mint a löszhorizontoké, azonban a pa-

leotalajok nem mindig különíthetők el jól a nem mészkonkréciós lösztől. A mészkonkréciós szintek negatív anomáliával különülnek el a környezetüktől, így a természetes gamma módszer a paleotalajok szerinti tagolásnak kevésbé hatásos eszköze, mint a mágnesezhető szuszceptibilitás.

A *neutron-porozitás* egy cikluson belül lefelé növekszik, mivel az A1 kivételével a ciklus alján vannak a fosszilis talajsíntek felső, adott geofizikai egységbe tartozó szakaszai (*a* és *b szintek*).

Összefoglalva: a paleotalajokat elsősorban a mágnesezhető szuszceptibilitás nagy értékei jelzik, de jellemző a természetes gamma sugárzás és a neutron-porozitás növekedése, illetve az ellenállás csökkenése is. Ezeket az ismereteket jól fel lehet használni a mérésihiányos helyeken (csövezett vagy száraz fúrási szakaszokon). A fenti kritériumokkal az elektromos ellenállásmérés alapján minden fúrásban kijelöltük a földtani, rétegtani egységekhez köthető A1, A2, B, C1, C2, D és E geofizikai egységeket, közülük az E egység már döntően nem a löszformációra, hanem a Tengelic Vörösgyag Formációra esik. A mágnesezhető szuszceptibilitás mérése alapján elkülönítettük és számokkal jelöltük a paleotalajokat.

A 3. ábra alapján a gránittető egyenletlenségeit és a fedőösszlet települését összevetve kitűnik, hogy a teljes összlet fekvővonala egyenletlenebb, mint a rajta települő képződményeké. Látható, hogy sem a C periódus paleotalajai, sem pedig a 14. paleotalajsínt nem követik pontosan a fekvő vonalát, ami bizonyos fokú kiegyenlítődésre utal a fedőüledékek keletkezésének kezdeti szakaszán.

A két egymástól független adatállomány összevetése kapcsán fontos körülmény, hogy a földtan alapvetően rétegtani egységeket különbít el, a geofizika pedig a képződmények fizikai tulajdonságával összefüggő jellegzetes görbeszakaszokat, vagyis a geofizikai és a földtani korreláció nagyobb egységeinek határa nem feltétlenül esik egybe. Az adatok összevetése során megállapítottuk, hogy a kétfajta módszer eredményei között néhány fúrás kisebb szakasza kivételével valamennyi fúráson végig követhető, jó korreláció van (1. táblázat).

Az egyes korrelációs szakaszokon belül az A1 geofizikai ciklus mentén a különböző fúrásokban a fúrómagon mért földtani és a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok során megállapított geofizikai határok közötti különbség 0,0–1,0 m ($\pm 0,5$ m) között volt, hozzá kell tenni, hogy csak néhány esetben volt 1,0 m körüli eltérés közöttük, a jellemző szórás jóval kisebb. Az A2, B, C1, C2, D és E ciklusoknál pedig 0,0–0,4 m ($\pm 0,2$ m) közötti a szórás (1. táblázat). Figyelembe véve a geo-

1. táblázat. A dombtetői negyedidőszaki üledékek geofizikai és földtani szintjeinek összevetése

Geofizikai szintek	Rétegtani szakaszok
A1	I.1–I.2 szakasz
A2	MF-BA bc-sínt határ
B	BA bc-sínt határ MB bc-sínt határ
C1	MB bc-sínt határ PH1 bc-sínt határ
C2	PH1 bc-sínt határ - PH2 bc-sínt határ
D	PH2 bc-sínt határ - PD1 bc-sínt határ
E	PD1 bc-sínt határ G1 tető

fizikai mérések szondahosszából adódó 0,1–0,2 m közötti pontosságát, valamint a fúrási technológia esetleges pontatlanságait, az egyezés nagyon jónak mondható. A kétfajta korreláció között mutatkozó eltérések véletlenszerűek, azok a két munkamódszer elérhető pontosságának határain belül vannak.

A negyedidőszaki üledékek ásványtani, geokémiai vizsgálata

A fedőüledékek ásvány-kőzettani jellemzésére a 2002–2003. évi kutatás során is elsősorban a röntgendiffrakció (XRD) és a termoanalízis (TA) módszereit alkalmaztuk. Eredményeit FÖLDVÁRI et al. (2003) foglalta össze. A fenti módszerek jól alkalmazhatók a finomszemcsés kőzetek (agyagok) vizsgálatokor, amikor sem vizuálisan, sem mikroszkóppal nem határozhatók meg a komponensek. A műszeres vizsgálatok a minőségi és mennyiségi összetétel meghatározásán kívül az ásványok rendezettségi állapotának jellemzésére is alkalmasak.

A fedőüledékeket az alábbi ásványcsoportok építik fel: *agyagásványok és rétegszilikátok* (montmorillonit, vermikulit, muszkovit, illit, klorit, kaolinit és kevert szerkezetű agyagásványok), *törmelékeny ásványok* (kvarc, plagioklász, kálföldpát, amfibol), *karbonátok* (kalcit, dolomit), *vas-oxidok, -hidroxidok* (goethit, hematit), gipsz és amorf fázis.

A képződmények ásványtani jellemzése két fontos tényezőn alapul:

1. Az *ásványos összetételben* észlelhető különbségek elemzésével megállapítottuk, hogy a két fő képződményben ugyanazok az ásványok fordulnak elő, csak mennyiségi arányaik különböznek (2. táblázat).

2. A fedőüledékek *rendezettségi állapotában* mutatkozó különbségek a lösz eredeti ásványainak — elsősorban éghajlati hatásokra — történő epigenetikus átalakulásaira, a mállás, talajosodás mértékére utalnak.

Vizsgálataink során ezért különféle műszeresen mérhető paraméterek segítségével igyekeztünk ezeket az ásványtani, rendezettségi változásokat, átalakulásokat nyomon követni és számszerűsíteni (FÖLDVÁRI et al. 2003). Az ásványok mennyiségében bekövetkező változások csak a karbonátok és a montmorillonit esetében szignifikánsak, egyébként csak trendek megállapítására alkalmasak. Ezért a mennyiségi adatok közül közvetlenül csak a karbonátokra vonatkozókat használtuk a szintek jellemzésénél. A további vizsgált minőségi paraméterek közül jól használható volt a kalcit, illit, klorit rendezettségi állapota, valamint az agyagásványok

2. táblázat. A lösz- és palaotalajszintek átlagos ásványos összetétele

	Mintaszám	Montmorillonit	Illit	Muskovit	Klorit	Kaolinit	Kvarc	Plagioklász	K-földpát	Kalcit	Dolomit	Goethit
Lösz	57	8	4	9	6	1	37	8	3	13	7	1
Palaotalaj	130	18	7	5	4	1	42	7	3	5	1	2

mennyiségi arányait tükröző molekuláris víz és OH-tartalom (FÖLDVÁRI et al. 2003).

Ezen adatok alapján több, a fedőüledékek jellemzésére, tagolásának pontosítására alkalmas bélyeget, folyamatot követtünk nyomon. A *lösz-paleotalaj átalakulás* egyik legjellemzőbb folyamata a karbonátoknak a paleotalajok feltalajából történő kioldódása. Ugyancsak fontos bélyeg, hogy a *plagioklász-tartalom* a talajosodás előrehaladtával enyhén csökken a szelvényben. A plagioklász/agyagásvány arány alakulása arra utal, hogy az agyagásványok mennyiségének relatív és abszolút növekedése részben a plagioklász mállására vezethető vissza. A talajosodás következő említésre méltó folyamata a *muszkovit fokozatos illitesedése*, illetve összmenyiségük csökkenése. Hasonló, de még inkább szembetűnő jelenség a löszrétegek talajosodása során a klorit mennyiségének csökkenése, amelyhez a *röntgendiffrakciós félérték-szélesség* növekedése társul (FÖLDVÁRI et al. 2003: 2. táblázat). Az agyagásványok közül karakterisztikus szerepe a *szmektit* (montmorillonit) ásványoknak van (2. táblázat). Ez az egyetlen autigén ásvány a rendszerben (az újra kicsapódott kalciton és a nyomokban jelenlévő gipszen kívül). Az egyes képződmények a montmorillonittartalom alapján jól el is különülnek. A Tengelici Vörösagyag 20-30%-os montmorillonittartalma alapján legfeljebb gyenge vízáteresztőként viselkedik. A szelvényekben végbemenő folyamatokra a montmorillonitok közti különbség is utal. A felszín közeli fiatal üledékekben még nem játszódott le a víz-kőzet kölcsönhatás *Na-ot Ca-ra kicserélő* folyamata. A Mg megjelenése a rétegek közötti ráciban pedig egy következő kationcsere-folyamat jelzése, amikor a rétegek valamilyen oknál fogva tartósan Mg-dús vizekkel érintkeztek (pl. talajvízzel való borítottság). A Mg a szelvényben található Mg-tartalmú ásványok (főleg dolomit) kioldásából származhat. Ugyancsak a Mg-dús vizek áramlásának tulajdonítjuk a murvás gránitot tartalmazó szintekben a *paligorszkít* megjelenését (FÖLDVÁRI et al. 2003).

A fedőüledékek fő képződménycsoportjainak ásványtani jellemzésére, mállási állapotának összehasonlítására a kémiai elemzésekből a CIA indexet (Chemical Index of Alteration, NESBITH, YOUNG 1982) használtuk (3. táblázat). Az adatokból kitűnik, hogy a mállottság foka a szelvényekben a mélyebb paleotalajok felé haladva fokozatosan nő.

A termoanalitikai görbékből kimért és az agyagosodás mértékére jellemző molekuláris víz- és hidroxiltartalom alapján a fúrási szelvényekre talajosodási görbét szerkesztettünk (4. ábra), amely közvetve a pleisztocén paleoklímát is tükrözi. A görbén látható, hogy az idősebb löszök általában erősebben mállottak, mint a fiatalok, továbbá az idősebb löszökön keletkezett paleotalajok talajosodása erőteljesebb a fiatalokénál. Ez utóbbi alapján valószínű, hogy az idősebb talajképződési szakaszok melegebbek és átlagosan csapadékosabbak voltak, mint a fiatalabbak.

3. táblázat. A CIA-index változása a rétegsorban

Képződmény	CIA
Lösz	73,4
Barna paleotalaj	77,4
Vörös paleotalaj	78,01
Tarkaagyag	83,5

CIA =

$100 \times (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O))$, ahol a CaO kizárólag a szilikátokban kötött Ca-O-t jelenti

Néhány fúrásban az ásványtani és geokémiai vizsgálatok adatai alapján az azonos rétegtani szintekben a területi átlagtól eltérő mértékben talajosodott rétegek vannak. Egyes fúrásokban (az Üh–23, Üh–25A és Üh–28 fúrásban és a K2 ásott kútban) már a fiatalabb paleotalajok átalakultsága is magasabb a kutatási területen szokásosnál. Ez csak a klimatikus hatásokra történt átalakuláshoz hozzáadódó lokális másodlagos folyamattal, utólagos mállással magyarázható. Részben hasonló okokra vezethető vissza, hogy az idősebb löszrétegek is gyakran mutatnak gyenge mállási jelenségeket, azaz anyagukban lényegében talajnak látszanak. A lösztől színében is eltérő, enyhén talajosodott rétegeket már a paleotalajok átmeneti szintjének tartjuk.

Az ásványtani–geokémiai vizsgálatok alapján a szelvényekben az alábbi jellemző, a diagenézist követő epigenetikus anyagátalakulási és transzportfolyamatok ismerhetők fel:

— *Karbonátok fokozatos kioldódása* a feltalajszintekből. A kalcit az altalajban vagy mélyebb szintekben újra kicsapódik, a dolomit újrakicsapódását nem észleltük. A kioldott Mg egy része az agyagásványokba épül be, kiszorítva onnan a Ca-ot.

— *Montmorillonitosodás*. Víz-kőzet kölcsönhatási folyamat, amely a Na-nak Ca-al történő kicserélődésével jár.

A negyedidőszaki üledékek magnetosztatigráfiai vizsgálata

Paleomágneses vizsgálatot négy fúrás mintáin végeztünk, az Üh–2 fúrásban a felszíntől a gránitig, az Üh–5, Üh–28A és Üh–37 fúrásban a PD1 paleotalaj tetejétől a Tengelici Vörösgyag Formáció aljáig. A mintázás módját, a feldolgozást és a mérési adatokat LANTOS (1997, 2002, 2003) ismerteti.

A korábban készített magnetosztatigráfiai korreláció során az Üh–2 és Üh–5 fúrás inklináció-szelvényét a Tolnai-Hegyháton teljesebb rétegsort feltárt Udvari U–2A fúrás paleomágneses szelvényével (MÁRTON 1998) párhuzamosítottuk. A két üveghutai fúrásban harántolt Tengelici Vörösgyag Formáció normál polaritású intervallumát az U–2A fúrás 124–136 m közötti szakaszával azonosítottuk, mert az U–2A fúrásban a Tengelici Vörösgyag Formáció csak ezen a szakaszon normál polaritású. A régebbi korreláció szerint a formáció rétegei a telephely környékén 1,77–2,02 millió év között képződtek, amelyet egy közel 1 millió éves diszkordancia követett (FÖLDVÁRI et al. 1999; KOLOSZÁR, LANTOS 2001). A 2002–2003. évi kutatás eredményei alapján a vörösgyag a telephely térségében fiatalabb lehet, mint az U–2A fúrásban, és az üledékhiany eltűnik.

Az Üh–2 és Üh–28A fúrás vizsgált üledékei végig, akár csak az Üh–5 fúrás 50,2 m és az Üh–37 fúrás 52,9 m fölötti rétegei, normál polaritásúak (5. ábra), és a *Brunhes kronba* tartoznak, amit a területen meghatározott molluszkafauna is megerősít (KROLOPP 2003). Az Üh–2 fúrásban kimutatott vékony, fordított polaritású zónák a *Brunhes kronon* belüliek, mert a kis vastagság olyan rövid időtartamokat jelez, hogy a *Matuyama kronba* nem nyúlhat át.

A *Brunhes–Matuyama* határ kora BERGGREN et al. (1995) szerint 0,78 M év, SINGER et al. (2002) szerint 0,79 M év. Ez a

határ a kutatási terület fúrásaiban a PD1 paleotalaj alatt van, egyezésben a többi délkelet-dunántúli szelvényvel (KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

Folyamatos vagy közel folyamatos üledékképződést feltételezve az Üh–5 fúrás 50,2 m alatti és az Üh–37 fúrás 52,9 m alatti, fordított polaritású szakaszait a *Matuyama kron* legfiatalabb részének feleltethetjük meg. A két fúrás alján kimutatott két, vékony, normál polaritású intervallum párhuzamosításához a SINGER et al. (2002) által publikált polaritás–idő skálát használtuk fel, amely a *Matuyama kron* tetejénél több rövid, normál polaritású zónát jelöl (5. ábra). A Tengelici Vörösgyag Formáció aljának normál polaritású szakasza a 0,92 M évnél jelölt, *Santa Rosa* nevű rövid normál polaritású intervallumnak felel meg, és a 0,89 M évnél lévő, igen rövid normál polaritású zóna az üveghutai szelvényekben valószínűleg nem jelentkezik. Ezek a vékony, normál polaritású szakaszok az U–2A fúrásban feltehetően a ritkább mintavétel miatt nincsenek meg.

A Tengelici Vörösgyag Formáció a magnetosztatigráfiai korreláció szerint az Üh–37 fúrásban a *Matuyama kron* idején, az Üh–5 fúrásban a *Brunhes–Matuyama* határ körül, az Üh–2 és Üh–28A fúrásban pedig a *Brunhes kron*ban keletkezett, és a *Paksi Löss Formáció* legidősebb rétegeit helyettesíti (5. ábra). Az új adatokkal kiegészített magnetosztatigráfiai korreláció alapján az Üh–37 és az Üh–5 fúrás legidősebb fedőüledékeinek képződése 0,94–0,92 M évre tehető, vagyis a pleisztocén bázisösszlet telephelyen feltárt szakasza ezen adatok alapján a kora–középső-pleisztocénben képződött.

A negyedidőszaki üledékek szferulavizsgálata

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során a pleisztocén üledékek sztratigráfiai korrelációját támogató eljárás-ként 3 ásott kút és egy fúrás mintáin (4. táblázat) végeztünk szferulavizsgálatokat. A mikroszferulákat a saját kutatási tapasztalataink alapján következő típusokba soroltuk (DON 2003): I — Fe-tartalmú kozmikus; II — vulkáni eredetű és III — Fe–Ni tartalmú kozmikus.

Földtani korrelációra a területen azonosított mikroszferulák eloszlásdiagramját és kémiai összetételét használtuk fel. Az ásott kutak terepi rétegtani szintjeit (GYALOG et al. 2003) összevetettük az egyes szelvényekben talált mikroszferulák számával és típusával, valamint a tefraszintek (HORVÁTH 2001; HUM 2001) helyzetével (6. ábra).

A kiértékelés során az alábbi megállapításokra jutottunk:

4. táblázat. Az üveghutai területen szferulavizsgálatra begyűjtött minták

Szelvény	Mélység (m)	Szferula (db)
K2 ásott kút	2,0–35,0	83
K3 ásott kút	1,0–18,4	43
K4 ásott kút	0,4–19,2	47
Üh–37 fúrás	48,4–55,6	9
Összesen		182

1. Az *L1 Löszhorizontban*, a K2 ásott kút 2,2–4,6 m közötti szakaszán, kiugró kettős csúcsot mutatnak a Fe-tartalmú kozmikus (I) szferulák. A periódus közepén (3,4 m) egyértelműen kozmikus eredetű Fe–Ni összetételű mikroszferulák (III) voltak. PÉCSI (1995) szerint az L1 horizont kora nem haladja meg a 0,016 M évet. Megemlítjük, hogy DONG BI et al. (1993) hasonló korú Fe–Ni szferulákat írt le Kanadában.

2. Az *L2 Löszhorizontban*, az MF1 paleotalaj-alhorizont fedőjében, a K2 kút 10,8 m–ében vulkanikus eredetű (II) mikroszferulát találtunk. Ez kapcsolatban lehet a 35 000 éves Paks tefrahorizonttal (HORVÁTH 2001).

3. A K2 ásott kútban (12,8–13,2 m) az *MF2 paleotalaj* kettős szferulacsúccsal jellemezhető, amelynek felső részében a kozmikus eredetű mikroszferulák (I) dominálnak, alsó részében Fe–Ni meteoritikus szferulák (III) jelennek meg. A korreláció szempontjából lényeges, hogy a kettős paleotalaj felső részében (MF1) nem jelentkezik kozmikus eredetű mikroszferula-dúsulás.

4. Az *L3 Löszhorizontra* a K2 ásott kútban (16,0–16,4 m) kisebb intenzitású kozmikus eredetű mikroszferula-szórás jellemző.

5. A *BD Talajhorizontban* a K2 ásott kútban (18,4–19,4 m között és 22,0–22,4 m között) kettős szferulamaximum mutatkozik, de csak a 19,4 m-ben, az alsó és felső alhorizont határán kimutatott szferulát elemeztük, amely Fe–Ni összetételű, és lokálisan jó markerszintet adhat.

6. Az *L5 Löszhorizontban* a K2 (24,8–25,2 m) és K4 kút (1,2–2,8 m) szferulaeloszlásában egyes, illetve kettős csúcs mutatkozik (I típus), ugyanakkor a K3-ban az L5–L6 között nem találtunk szferulát, ami valószínűleg lokális elmosódással magyarázható.

7. Az *MB paleotalajban* mikroszferula-dúsulás mutatkozik a K2 (31,2–32,0 m) és K4 ásott kútban (4,8–5,6 m). A *PH paleotalajban* mind a K3 (14,0–15,6 m), mind a K4 kút (9,6–12,4 m) szelvényében hármas csúcs mutatkozik, ezek a K3 szelvény középső csúcsa elemzése alapján meteoritikus eredetű Fe–Ni szferulák, amelyek regionális markerszintet alkothatnak.

8. Az *L7 Löszhorizontban* a K3 és K4 kutakban és az Üh–37 fúrásban egyaránt jelentős mikroszferula-dúsulás igazolódott. Többnyire kozmikus Fe-szferulák (I) dominálnak, a K3 kútnál Ca, Al, Si, Mg is megjelent. Az L7-ben tehát kozmikus és vulkáni eredetű szferulák együttes megjelenésével számolhatunk. Ebben az esetben nem zárható ki a globális korreláció lehetősége a Brunhes–Matuyama paleomágneses váltás (BERGGREN et al. 1995 szerint 0,78 M év) fölött kimutatott kínai és ausztrál–ázsiai mikrotektit-szinttel (LI CHUN-LAI et al. 1993).

A felszíni kutatás során végzett szferulavizsgálatok alapján lokális korrelációt mutattunk ki egyes paleotalaj- és löszszintek között, továbbá néhány üvegghutai rétegtani szintet késő-pleisztocén és középső-pleisztocén üledékekben ismert globális szferulaszinttel korreláltunk (DON 2003). Összességében megállapíthatjuk, hogy a pleisztocén löszsorozatban a mikroszferula-vizsgálatok új párhuzamosítási lehetőséget adnak, és jól kiegészítik a paleotalaj- és tefrahorizontokon alapuló korrelációs módszereket.

A negyedidőszaki üledékek palinológiai vizsgálata

A felszíni kutatások keretében 10 fúrás és egy ásott kút anyagából palinológiai vizsgálatokat végeztünk (NAGYNÉ BODOR 2003). A vizsgált szelvényekben a palinológiai kiértékelést az éghajlatjelző taxonok és a Sporomorphák azon kvantitatív és kvalitatív változásai tették lehetővé, amelyek hőmérsékleti hatásokra, időnkénti vízbefolyásokra és emberi beavatkozásokra következtek be (DIGERFELDT 1972; WILLIS 1997).

A palinológiai vizsgálatok célja elsősorban a paleoasszociációk kronosztratigrafiái besorolása volt LANG (1994), ZÓLYOMI (1995) és FRENZEL et al. (1992) munkáira támaszkodva. A kutatófúrásokban és ásott kútban feltárt palinológiai anyagok a kiértékelés alapján a holocénbe, felső-pleisztocénbe és valószínűleg a középső-pleisztocénbe tartoznak.

A *holocénnek* a boreálistól (8000–9000 év) a szubatlantikusig (2500 év) terjedő fázisát az Üvegghuta Üh–31C fúrás 1,1–6,6 m közötti szakasza képviseli.

A *felső-pleisztocénbe* tartozó rétegsorok közül a legjobban értékelhető az Üh–29 fúrás 0,2–4,0 m közötti riss-würm és az Üh–36A fúrás 12,0–13,0 m közötti würm2 korú szakasza volt. Az Üh–17 fúrás 0,0–2,75 m, az Üh–19 fúrás 3,8–5,3 m és a Mórággy M6–7B fúrás 2,8–4,7 m közötti szakaszát csak a felosztatlan felső-pleisztocénbe lehet besorolni.

A pollenek alapján lehetséges, hogy a K4 ásott kút 16,0–17,5 m közötti folyóvízi (1. feljebb) rétegeinek kora *középső-pleisztocén*.

A palinológiai vizsgálati eredmények közül leginkább az Üh–29 és az Üh–36A fúrás, továbbá a K4 ásott kút adatai segítettek a kutatási terület negyedidőszaki éghajlati viszonyainak és a fedőüledékek rétegtani besorolásának pontosításában.

Az *Üh–29 fúrás* a Hutai-völgybe torkolló Cserdülő-völgyben, völgytalpi helyzetben mélyült. A fúrás fedőüledékeinek Sporomorpha-együttese a rétegsor folyóvízi eredetét támasztja alá.

2,6–4,0 m között a csipkeharaszt (*Selaginella selaginoides*) és a szórványosan előforduló fás növényzet (*Fraxinus*, *Tilia cordata*, *Alnus glutinosa*) hűvös, kontinentális klímára utal, bár a *Tiliaplathyphyllos* megjelenése (3,0 m) már egy felmelegedés kezdetét jelezheti.

Ezt követően (1,4–2,4 m) feldúsult erdővegetáció következik, amelyet majdnem teljesen (42%) nagylevelű (*Tilia platyphyllos*), kislevelű (*T. cordata*) és molyhos hárs (*T. tometosa*) alkot (7. ábra). A riss-würmben Európában sok helyen az erdők majdnem teljesen hársból álltak. A *Tilia* mellett előfordult tölgy (*Quercus*), juhar (*Acer tataricum*), sőt harmadidőszaki szárnyasdió (*Pterocarya*) és *Carya* pollenje is. A pleisztocénen belül az ilyen összetételű elegyes tölgy és hárserdők az interglaciálisok klímaoptimumára voltak jellemzők. A hazánkban már kihalt, melegkedvelő *Azolla* sekély, eutróf, lassú folyású folyó jelenlétére utal (MIHÁLTZNE FARAGÓ 1982). A továbbiakban (0,2–1,0 m) a *Tsuga canadensis* és *Juniperus communis* lehűlésre és a kontinentális hatás újbóli növekedésére, míg a

Pinus és a vízi növényzet ritkulása csapadék csökkenésére mutat.

Az Űh-36A fúrás a telephelytől K-re eső csuszamlásos területen mélyült. A fúrásban 12,0–13,3 m között harántolt mocsári üledék egy negyedidőszaki csuszamlás mögötti védett helyzetben ülepedett le.

A 12,75–13,0 m közötti rétegek leülepedése FRENZEL et al. (1992) beosztása alapján a pleniglaciális B, würm2 idejére tehető, itt a *Polygonum aviculare*, *P. viviparum* szárazabb, hűvösebb, időként kissé nedvesebbé váló éghajlatot jelez. A hőmérséklet és a csapadék még a *Pinus silvestris* spontán terjedéséhez sem lehetett elegendő.

Ezt követően (12,75 m) lassú hőmérséklet-emelkedés hatására *Scabiosa* és *Polygala* jelent meg, a vízi életterben elterjedt a *Spirogyra* és a *Myriophyllum verticillatum*. A fúrás 12,0–12,5 m közötti szakaszában már a nedvesebb körülményeket kedvelő fás növényzet (*Alnus*, *Betula*, *Salix*) is előfordult, de melegigényes lombos fák képviselői még nem, ez az időintervallum egy interstadiális (denekamp) kezdete lehetett. A fentiek alapján a vizsgált szakasz mocsári üledéke mintegy 0,03–0,04 M év között keletkezett.

A K4 ásott kút domboldali helyzetben mélyült. A minta a rétegorreláció alapján az L7 Löszhorizont fekéjében települő folyóvízi összletet jellemzi. Itt a palinológiai vizsgálat nyomán valószínű, hogy a löszrétegsor fekéjében települő finomszemű, jól rétegzett összlet pleisztocén korú.

A 16,7–17,5 és 16,0–16,5 m közötti rétegekben előforduló asszociáció hűvösebb időszakot jelez, mivel hiányoznak a melegkedvelő lombos fák, és a gyér túlevelű vegetáció mellett szórványosan üröm (*Artemisia*), libatop (*Chenopodium*) és kötőrfű (*Saxifraga*) tenyészett.

A *Carpinus*, *Ilex*, *Hedera* megjelenése (16,5–16,7 m) már felmelegedésre és kiegyenlített klímára utal. A *Hedera* terjedéséhez a leghidegebb hónap sem lehet $-1,5^{\circ}\text{C}$ alatt. Az *Ilex* terjedése pedig csak 20°C -nál alacsonyabb évi hőmérsékletingadozás esetén következik be (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1966), ezért a mai őshonos vegetációból nálunk már hiányzik. Valószínű, hogy spontán terjedéséhez csak a középső-pleisztocénig lehettek meg az életfeltételek. Ugyanakkor a gyér előfordulása (1-1 db) Sporomorpha miatt a fúrás rétegei csak feltételesen sorolhatóak a középső-pleisztocénbe.

A negyedidőszaki üledékek malakológiai vizsgálata

Malakológiai vizsgálat céljára a területen mélyített három ásott kútból 40 cm-es mélységközökkel összesen 153 mintát gyűjtöttünk (K2: 0,0–35,2; K3: 0,0–18,4; K4: 10,0–17,6 m). A 153 mintából 106 minta tartalmazott értékelhető malakológiai anyagot. A vizsgált malakológiai anyag mind faunisztikai és paleoökológiai, mind pedig rétegtani szempontból értékes információkat adott (KROLOPP 2003).

A minták Mollusca-faunája kizárólag szárazföldi csigafajokból áll. Az anyagban 39 pleisztocén taxont sikerült felismerni. Többségük gyakori, a löszös képződményekből az ország más területeiről is ismert faj.

Faunisztikai érdekesség viszont, hogy először sikerült pleisztocén képződményeinkből a *Vitrinobranchium breve* fajt kimutatni. Ez a csiga jelenleg DNy-Németországban, D-Hollandiában és Svájcban, nedves erdei élőhelyeken, illetve ártéri erdőkben fordul elő.

A magyarországi pleisztocén üledékekből eddig csak valószínűnek lehetett tekinteni lehetett a kihalt *Pupilla loesica* faj előfordulását. A K2 ásott kút 8,8–9,2 m közötti mélységközében ez a faj domináns elem, példányai nagy számban kerültek elő.

A minták Mollusca-faunája minden esetben szárazföldi üledékképződést bizonyít. A csigahéjak megtartási állapotából jelentősebb távolságról történt áthalmozódásra nem lehet következtetni.

A különböző ökológiai igényű fajok előfordulásából és egyedszamarányuk változásaiból a rétegsoroknak melegebb és hűvösebb klíma alatt képződött, illetve nedvesebb és szárazabb környezetet jelző szakaszait lehet elkülöníteni (KROLOPP 2003).

Az üveghutai 3 ásott kút malakológiai anyaga azt igazolja, hogy a rétegsor nem egyenletesen képződött, hiányok vannak benne. Különösen szembevető a késő-pleisztocén korú löszrétegsor hiányos volta. Ennek a szakasznak a malakológiai tagolódását több lelőhelyről is kielégítően ismerjük, így megállapíthatjuk, hogy a leírt 9 malakoztatigráfiai egységből (SÜMEGI, KROLOPP 1995) itt csak 2 zonulát lehetett kimutatni.

A K4 ásott kútban a legnagyobb mélységből (15,6 m) származó értékelhető malakológiai anyag még pleisztocén korúnak bizonyult. A fauna alapján itt az L6 vagy L7 Löszhorizontot lehet kimutatni, megerősítve ezzel a palinológiai vizsgálatok eredményét.

Fontos rétegtani eredménynek számít, hogy jelentős mélységközök (K2 kút 20,4–35,2 m, K3 kút 1,6–2,8 m) mintáiban megtalálható a korjelző *Neostyriaca corynodes* csiga (KROLOPP 1994), amely középső-pleisztocén besorolást bizonyít (az alpi beosztás mindél, mindél-riss és riss szakaszai). Az itteni példányok héjmorfológiai bélyegei alapján az üledéksornak ez a része a riss glaciálisban képződött, és nagy valószínűséggel a Mendei Bázis (MB) és a Basaharci Alsó (BA) paleotalajok közé eső löszhorizonttal (HUM 2001) párhuzamosítható. Ugyanakkor a földtani-geofizikai korreláció szerint ez a rétegtani szakasz a BA és az L6 közötti horizontokat képviseli. Az eddigi ismeretek alapján a korjelző *Neostyriaca corynodes* faj sem a Délkelet-dunántúli löszszelvényekben, sem másutt nem fordul elő a Mendei Bázis paleotalaj alatt (KROLOPP 2003), így a rétegorreláció alapján itt van a faj első ismert előfordulása az L6 horizontban.

Összegzés, következtetések

A kutatásoknak a negyedidőszaki üledékekre vonatkozó fontos földtani eredménye több ezer réteg párhuzamosításán alapuló rétegorreláció, amit földtani, geofizikai és különböző anyagvizsgálati adatok egyesítésével végeztünk el (8. ábra).

A negyedidőszaki üledékek egészére, főként a Tengelici Vörösayag Formációra és a Paksi Lösz Formációra vonat-

kozó új eredmény a mállottság mélység felé fokozódási trendje. A mállottság szelvényeken belüli menetét — egymás eredményeit megerősítve — jól kirajzolják a terepi szedimentológiai eredmények (MARSÍ 2000), a geofizikai értelmezési (SZONGOTH et al. 2003) és az ásványtani–geokémiai adatok (FÖLDVÁRI et al. 2003). A termikus és röntgendiffrakciós vizsgálatok segítségével felismerhetők az üledékképződést követő mállás, talajosodás és a diagenezist követő epigenetikus változásokhoz köthető anyagátalakulási folyamatok is.

A *Tengelic Vörösgyag Formáció* tekintetében a 2002–2003. évi felszíni kutatás új megvilágításba helyezte a tipikus bázisképződmény képződési idejét a vizsgált területen. A rétegtani és paleomágneses adatok fontos új eredménye a formáció korának kiterjesztése a középső–pleisztocén aljágig, a PD talajig. Így az részben helyettesíti a Paksi Löss Formáció alját, annak heteropikus fáciesét (l. fentebb). Ez az értelmezés lehetővé teszi a Mórággyi-rög negyedidőszaki fejlődéstörténetében korábban feltételezett, adatokkal nehezen igazolható mintegy 1 millió éves üledékhézag megszüntetését (BALLA et al. 2003).

A bázisösszlet sok vonatkozásban különbözik a Tengelic Vörösgyag Formáció típusterületeinek kifejlődéseitől (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003). Agyagtartalma csak kevés helyen éri el a Tolnai-Hegyháton mélyült Udvari–2A fúrás rétegsorában jellemző értéket. Karbonáttartalma szintén alacsonyabb az U–2A fúrás tarkaagyagának karbonáttartalmánál. Mindez az eltérő fekképződmény (pannóniai összlet helyett gránit) következménye.

A formáció agyagásványos spektruma és a mállott gránit agyagásványai nem különböznek lényegesen egymástól, ugyanakkor eltérnek a fedőben települő lösz alapú paleotalajokétól (FÖLDVÁRI et al. 2003).

A *folyóvízi összlet* települése alapján az alsó–középső-pleisztocénbe sorolható, amit a pollen- és malakológiai vizsgálatok sem zárnak ki (NAGYNÉ BODOR 2003, KROLOPP 2003).

A *Paksi Löss Formáció* helyenként zavart települését,

néhál hiányos voltát a terepi bélyegek (KOLOSZÁR et al. 2000) mellett a geofizikai tagolás (5. ábra) és a malakológiai adatok, azaz a fiatal löszben máshol meglévő zonulák hiánya is igazolják (KROLOPP 2003).

A formáció magas szintű ismeretessége lehetővé teszi, hogy a délkelet-dunántúli jellemző kifejlődést korreláljuk a kínai löszplató jellemző szelvényével, és összevessük a tengeri oxigénizotóp-skálával (KUKLA, AN 1989; SHACKLETON 1990). Látható, hogy horizont szinten igen jó egyezés van a két kifejlődés között, ami lehetőséget teremt a globális korrelációra is (9. ábra).

A *suvadásos–csuszamlásos összlet* vizsgálatával kapcsolatos fontos rétegtani eredmény, hogy palinológiai adatokkal sikerült igazolni a terület egy nagyobb csuszamlásos pásztájának késő-pleisztocén korát. Az Űh–36A fúrás palinológiai vizsgálata alapján a fúrás közelében történt csuszamlás mintegy 0,04 millió évvel ezelőtt következett be, majd a lesuvadt, felbolygatott összlet helyi mélyedésében mintegy 0,01 millió évig mocsári üledékképződés folyt (NAGYNÉ BODOR 2003), amelynek termékeit lösz anyagú lejtőüledék fedte be. Mivel ez a suvadás késő-pleisztocén korú, megvolt a lehetőség arra, hogy a hasonló korú suvadásos pásztákra típusos lösz rakódjon. Ennek alapján a feltárt késő-peisztocén csuszamlásos és mocsári üledékeket célszerű a Paksi Löss Formáció heteropikus fáciesének tekinteni.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük Balla Zoltánnak, a Bátaapáti térségi kutatók vezetőjének, hogy az elmúlt évek során lehetőséget biztosított számunkra a kutatómunkában való részvételre, továbbá köszönjük a munkálatok során nyújtott sokrétű szakmai segítségét, cikkünk kritikus lektorálását. Köszönettel tartozunk Piros Olgának és Simonyi Dezsőnek a szakmai, technikai szerkesztésben nélkülözhetetlen segítségért is.

Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórág Block

GYULA MAROS¹, BALÁZS KOROKNAI¹, KLÁRA PALOTÁS¹, LÁSZLÓ FODOR¹, ANTONYINA DUDKO¹,
MÁRTON FORIÁN-SZABÓ¹, LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS² and ERZSÉBET BÁN-GYÖRY²

¹ Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

² Geo-Log Kft., H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Key words: ductile deformation, foliation, fractures, Hungary, mylonite, slickensides, South-eastern Transdanubia, structural geology, Üveghuta

Abstract

The structural evolution of the NE part of the Mórág Granite is outlined on the basis of outcrops, about 3,500 m exploratory trenches, and nearly 60,000 measured features in about 4,200 m drilled cores. The elements measured in the cores were oriented with the help of the self-developed ImaGeo core scanner. The results are divided into magmatic, ductile, and brittle structural phases.

The primary NE-SW striking rock boundaries formed in the early evolutionary stage of the Mórág Granite Formation, during the magma-mixing processes. They preformed the "tent-like" structure of the NW- and SE-dipping features developed during the metamorphism. In the late magmatic stage the pluton was crossed by leucocratic dykes, the orientation of which refers to NW-SE extension. After the consolidation of the magma the granitic body suffered regional metamorphism that resulted in the formation of two NW- and SE-dipping foliation generations and narrow mylonitic zones. The mafic enclaves within the granites have rotated parallel to the foliation and been flattened. The ductile shear connected with the metamorphism resulted in basically SSE-vergent reverse faults (and in some places their NW antithetic pairs), as well as a few strike slips. This refers to a compressional (transpressional?) tectonic regime during the ductile structural evolution.

The fractures and fracture zones were classified on the basis of their geometry, infillings, dipping, and frequency. In this paper, the structurally most significant ones will be discussed.

On the strength of the palaeostress-field analysis of the fractures bearing slickenlines, as well as the regional analogies, the following deformational events were distinguished: Cretaceous transpression, strike slip, and extension; latest Early Miocene – earliest Middle Miocene transpression (several phases); Late Miocene extension; Late Miocene – Pliocene sinistral strike slip.

The area was divided into complex regional blocks (Northern, Transitional, and Southern) on the basis of different structural features, and a tectonic map was compiled showing the major fracture zones and foliation strips. A structural evolution model was outlined concerning the present situation of the regional blocks. According to the model the neighbouring position of the regional blocks and the foliation strips can be explained by either folding, or strike slips (*i.e.* the fractured zone in the Transitional Regional Block), or the combination of these.

Introduction

The structural evaluation was outlined on the following bases: the tectonic data recorded during the drilling and ground-based exploration in 2001–2003 (MAROS et al. 2003; KOROKNAI 2003; SZONGOTH et al. 2003), the evaluation of deep boreholes drilled in the previous years (MAROS, PALOTÁS 2000a, b), and the mapping of outcrops (CHIKÁN et al. 1995; KÓKAI, SIEGL-FARKAS 2001; BALLA et al. 2003a; MAROS et al. 2003). The results achieved during the geological exploration (BALLA et al. 2003a, b; GYALOG et al. 2003) were also relied on to a great extent. The ground-based geo-

physical data (VÉRTESY et al. 2003a, b) were also taken into account, primarily to determine the large fracture zones.

The data system consists mainly of oriented data. In the boreholes the data were received from matching the ImaGeo core scanner images (MAROS, PALOTÁS 2000; MAROS, PÁSZTOR 2000) with the acoustic borehole televiwer images (SZONGOTH et al. 2003). This meant the orientation of about 50,000 tectonic data in respect of all boreholes. About 10,000 unoriented data derived from the non-scannable parts of the cores. About 3000 data were processed from outcrops and a further 5000 data from exploratory trenches. This meant about 70,000 data altogether.

Structural elements in connection with the magmatic evolution

In the following, the structural aspects of the monzonite–monzogranite boundaries and the orientation of the leucocratic dykes will be discussed.

Monzonite–monzogranite boundaries

During the formation of the granitic pluton, magma-mixing was going on (KIRÁLY, KOROKNAI 2004). It resulted in the formation of mafic (mainly monzonitic) enclaves within the basically monzogranitic rock body and, at the same time, monzogranite was added to the monzonites (contamination), and so hybrid rock types emerged. The boundaries of these rock types were recorded in the cores. Their distribution shows mostly NW and SE dip directions, with the NW dip direction predominating. The dip angles vary within a wide range, their maximum being about 65° (Figure 1, a).

The distribution of the contamination planes (feldspar-rich bands within the mafic rock) shows practically the same picture (Figure 1, b), with more distinct maxima. On the strength of the distributions more or less simultaneous magmatic processes can be assumed.

The orientation of the leucocratic dykes

The intrusion of leucocratic dykes (aplite, microgranite, pegmatite) probably happened at a late stage of the magmatic evolution of the pluton. On the basis of the evaluated scanned images, the presence of a few, intersecting dyke generations can be proved. The different generations, however, can be seen together only on rare occasions, so their distribution cannot be separated statistically. Their distribution (Figure 1, c) is similar to that of the monzo-

granite–monzonite rock boundaries, with the difference that here the SE dip direction predominates, and the dip angle is smaller — about 23° . From the distribution of the leucocratic dykes a quasi NW–SE extension can be assumed to have occurred in the late stage of the magmatic evolution.

Phenomena in connection with the ductile structural evolution

This section will discuss the deformation events and the related structures that formed after the solidification of the granitic body, albeit still at a temperature that allowed the ductile deformation of the rock. This is shown in the microstructural and metamorphic mineral alterations as well (KIRÁLY, KOROKNAI 2004).

The traces of the structural changes can be studied in outcrops and boreholes, as well as in thin sections. Three planar ductile structural elements could be distinguished during the CoreDump evaluation (MAROS, PALOTÁS 2000a): steep and less steep foliations, and mylonites (see MAROS et al. 2003 for details). The effect of the ductile deformation is also reflected in the orientation and flattening of the mafic enclaves. In the following, these features are going to be discussed, and the possible structural arrangement will be touched upon on the basis of these elements.

Foliation

The most striking metamorphic phenomenon is the foliation (Figure 2) in the different rock types of the Mórággy Granite Formation, defined by the shape and oriented arrangement of the main rock-forming minerals (quartz, feldspar, biotite, and amphibole). The mafic minerals in the matrix consist of biotite and chlorite flakes or columnar amphiboles that were rotated parallel to one another by rigid-body rotation, while their inner structure changed relatively little. The quartz grains

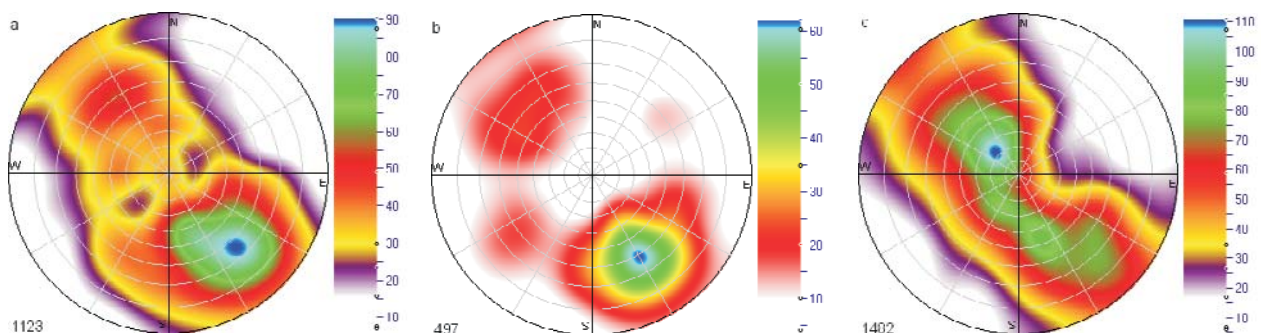


Figure 1. Pole distribution diagram of the structures related to magmatic phenomena

a – boundaries of the monzogranite and mafic enclaves, b – boundaries of contaminated monzogranite bodies in monzonite, c – leucocratic dykes. Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

1. ábra. A magmatizmushoz kapcsolódó szerkezeti elemek pólussűrűségi diagramja

a – a granitoid és a mafikus zárványok határfelületei, b – monzonit alapkőzetben kontaminált monzogranittek határai. c – leukokrata közzettelérek. Alsőfélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskála egysége darab

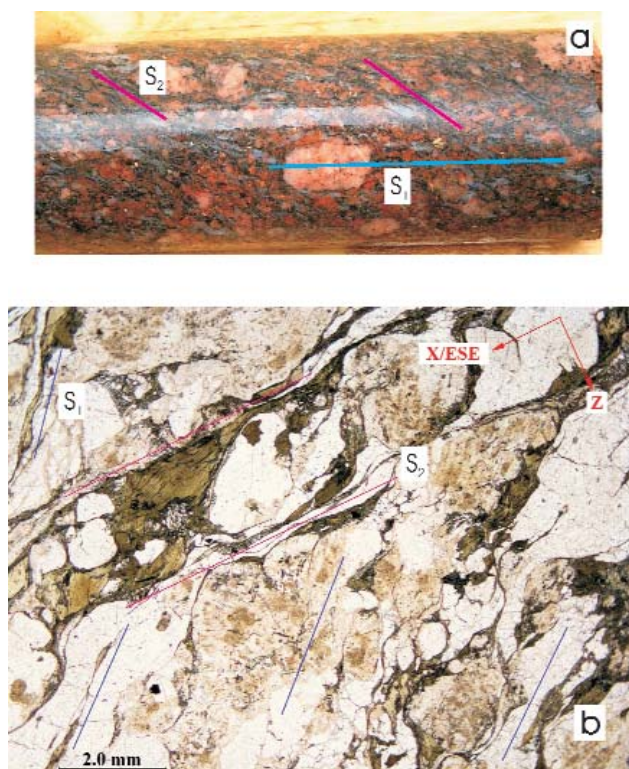


Figure 2. Core surface and microscope image of a foliated monzogranite (Üh-26, 137.7 m)

a – core surface. Two kinds of foliation can be seen on the core surface: the steep foliation (S_1) is marked by the megacrystal in the middle of the picture and the nearly horizontal, grey quartz grains on the right. The other foliation (S_2), with a dip angle of about 60° is also marked by quartz lenses as well as biotitic stripes (it is dipping to the right at the edges of the photo). b – microscope image. The steep foliation (dark blue lines) is indicated by elongated quartz lenses, feldspars, and parallel biotites organised according to the long axis. The gentle foliation (purple lines in the upper third of the photo) forms as the transposition of the steep foliation

2. ábra. Palás monzogranit magfotója és mikroszkópi képe (Üh-26, 137,7 m)

a – magfotó. A magpaláston két palásság figyelhető meg: a meredek palásságot (S_1) a kép közepén látható megakristály és a kép jobb oldalán látszó, közel vízszintes helyzetű, szürke kvarclencsék jelölik ki. A másik, kb. 60° -os dőlésű palásságot (S_2) ugyancsak kvarclencsék és biotitos sávok jelölik ki (a kép szélein közepes szöggel jobbra dől). b – mikroszkópi kép. A meredek palásságot (sötétkék vonalak) hossz tengely szerint rendezett, elnyúlt kvarclencsék, földpátszemcsék és ezekkel párhuzamos biotitzemcsék jelölik ki. A laposabb palásság (lila vonalak a kép felső harmadában, S_2) a meredek palásság (S_1) transzpozíciójával jön létre

that were originally nearly isometric became flattened–elongated due to the intense intracrystalline deformation (KIRÁLY, KOROKNAI 2004). The *feldspars* are columnar or tabular in shape, being statistically oriented in one direction according to their long axis.

The K-feldspar *mega-* and *phenocrystals* are also oriented according to their long axis, their outlines being rounded. Occasionally they are sheared or recrystallised into lenses or stripes.

Metamorphic segregation happened along the foliation planes: individual quartz, biotite, and feldspar strips formed. Definite stretching lineation along the foliation planes can be observed mainly in the mylonitic zones.

The intensity of the foliation markedly changes in space, sometimes on a cm scale. This can partly be put down to the petrological features — namely, that the larger mafic monzonitic bodies are usually not or only slightly foliated (e.g. Üh-27, Üh-28, Üh-37), while in other places the grain size influences the development of the foliation. On the other hand, the spatial inhomogeneity of the metamorphic effect indicates that there is a considerable difference in the strength of the foliation between boreholes drilled close to one another in mainly monzogranitic rocks (MAROS et al. 2003).

Two types of foliation could be distinguished during the investigations: a steep (dip of about 80°) and a less steep (dip of about 60° , Figure 2, a, b). The latter will be called “gentle” foliation in the following, for the sake of simplicity.

Foliation generations

The average dip angle of the *steep foliation* (S_1) exceeds 75° ; its dip direction is mainly to the NW or subordinately to the SE in some zones (Figure 3, a). The orientation of the foliation suggests a NW–SE compression. On the basis of the microstructural observations an intensive coaxial flattening is connected to the steep foliation. This can be best seen in the deformation of the quartz grains: the originally and approximately isometric grains change to strongly flattened, lenticular ones in the well-foliated rocks (KOROKNAI 2003).

In the monzogranite, *mafic enclaves* usually of oval, elongated–flattened shapes are common. Their orientation (the plane of the largest flattening, is shown in Figure 3, b) in well-foliated cores shows a strikingly good similarity to that of the steep foliation (Figure 3, a; MAROS et al. 2003). The conformity of the spatial distributions of the mafic enclaves and the foliation indicates the rotation and shape change of the mafic bodies during the ductile deformation; they were “sheared” into the foliation.

In spite of the apparent effect of the ductile deformation, the deformation (elongation–flattening) of the mafic bodies is mainly of a magmatic origin — in other words, it happened when melt was still present (syngmatic deformation). This is indicated by the presence of strongly flattened–elongated mafic enclaves in non- or weakly-deformed monzogranite. The S_1 foliation presumably superimposed on a magmatic orientation of similar position (see above), making its character even stronger.

The dip angle of the *gentle foliation* (S_2) is smaller than 75° (45 – 70° as a rule; Figure 3, c), and in most cases this is the foliation to be seen best in the rock. Its dip direction is usually to the NW and in some places to the SE. So, the steep and the gentle foliations generally differ from each other only in the angle of dip.

According to the thin sections and the visual observations, the gentle foliation transposes the steep foliation in various degrees, so it is younger than the steep one (Figure 2, b; KOROKNAI 2003). The formation of the sigmoidal quartz lenses (“worm-like quartz”) can be connected to this latter deformation event, and it can be interpreted as a weak crenulation. In consequence, the two foliations represent different structural events and not the undulation of merely one foliation.

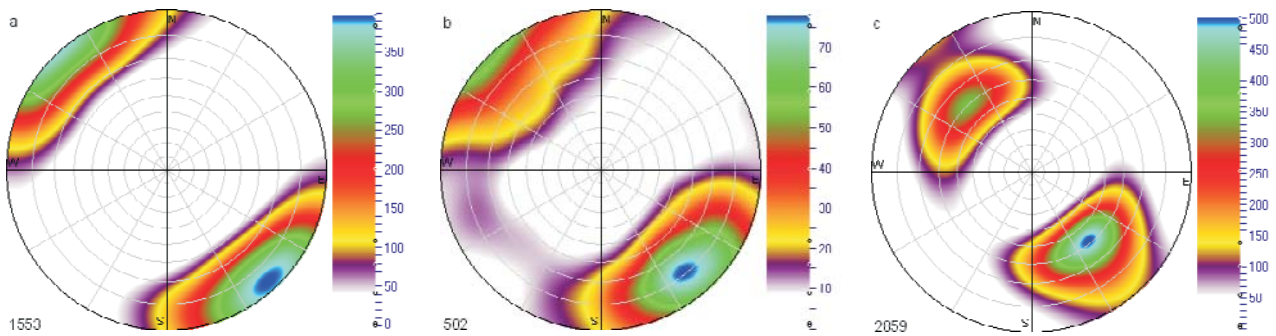


Figure 3. Pole distribution diagrams of the foliation and the monzonitic enclaves

a – steep foliation; b – flattening planes of the deformed monzonitic enclaves; c – gentle foliation. Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

3. ábra. A palásság és a melanokrata zárványok pólussűrűségi diagramjai

a – meredek palásság; b – a deformált melanokrata zárványok legnagyobb lapultsági síkjai; c – lapos palásság. Alsófélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskála egysége darab

Occasionally, asymmetric microstructures indicating to simple shear (non-coaxial deformation) can be noticed — generally showing a top-to-the SE-vergent reverse movement (GULÁCSI 2003; KOROKNAI 2003).

Foliation blocks

A few metres to a few 10s of metres long *depth blocks* can be identified along the boreholes on the basis of the variations in dip direction of the foliation (MAROS et al. 2003). Commonly, a 10–50° change in dip direction can be determined between the blocks, but on some occasions a substantial change occurs up to 180°, e.g. in Borehole Üh–23.

The dip direction changes within the boreholes are generally connected to fracture zones (MAROS et al. 2003). The fracture zones, however, do not automatically indicate the boundaries of “foliation” blocks. Less frequently, the change in the dip direction of the foliation can be noticed on petrographical boundaries, but this phenomenon can be noticed only within short intervals.

If one draws the dip direction distributions of the foliation on a map, *foliation strips* can be marked in the research area. The dip direction of the foliation is more or less the same within each strip (see below). Naturally, besides the characteristic dip direction other dip directions occur, too, but on the whole, these play a less important role. The determination of the strips could be reliably done in the disposal site and close to it; the continuation of the strips farther on is uncertain because of the lack of data. On the grounds of the data, three main foliation strips can be drawn in the research area (see later):

1. *Northwestern Strip*. In the northern part of the research area — north of the line of Boreholes Üh–27 – M6–7ABCD — the dip direction of the foliation is predominantly to the NW (between WNW and N), both in the boreholes and the outcrops.

2. *Transitional Strip*. In the middle part of the research area — primarily in the zone marked by Boreholes Üh–2, Üh–22, Üh–23, Üh–25, and Üh–36 — a mixed distribution of NW and SE dip directions occur. In Boreholes Üh–3 and

Üh–28 both directions occur, but here the SE dip direction dominates; this indicates a transition towards the next strip. The continuation of the transitional strip is uncertain due to the poor outcrop conditions towards ENE and WSW.

3. *Southeastern Strip*. In the southern part of the research area — marked by Boreholes Üh–4, Üh–5, and Üh–26 — foliation can be found, which dips towards the SE, and less frequently to the ESE.

South of the southern margin of the research area at Borehole Üh–26, the regional dip direction of the foliation can be determined only with great uncertainty because of the extremely low quantity of data. According to the structural data gained from outcrops, the NW dip direction seems to be more characteristic.

Mylonites

The mylonites found in the boreholes are usually between a few centimetres to a few decimetres in thickness. They show a well-developed foliation of several mm or even smaller, as well as a prominent stretching lineation on the foliation plane (Figure 4, a, b), often with a striped appearance. The direction of the stretching lineation on the foliation surface does not differ by more than 30° from the dip direction of the foliation.

Mylonites are relatively rare in the boreholes and outcrops. They occur in all main rock types as well as in the leucocratic dykes, and they usually conform to the gentle foliation. However, in some boreholes (e.g. Üh–22, Üh–25, Üh–27, Üh–36), they appear more frequently in the fine-grained leucocratic dykes. This suggests strong strain partitioning between the different rock types during ductile deformation.

The mylonites show significant deformation compared to their surroundings, and they appear both in rocks with none or merely weak deformation (e.g. Üh–27), and in rocks showing well-developed foliation (e.g. Üh–29).

The orientation of the mylonites is usually fairly similar to that of the gentle foliation (Figure 3, c); in most cases they are identical and this is also proved by thin section investigations.

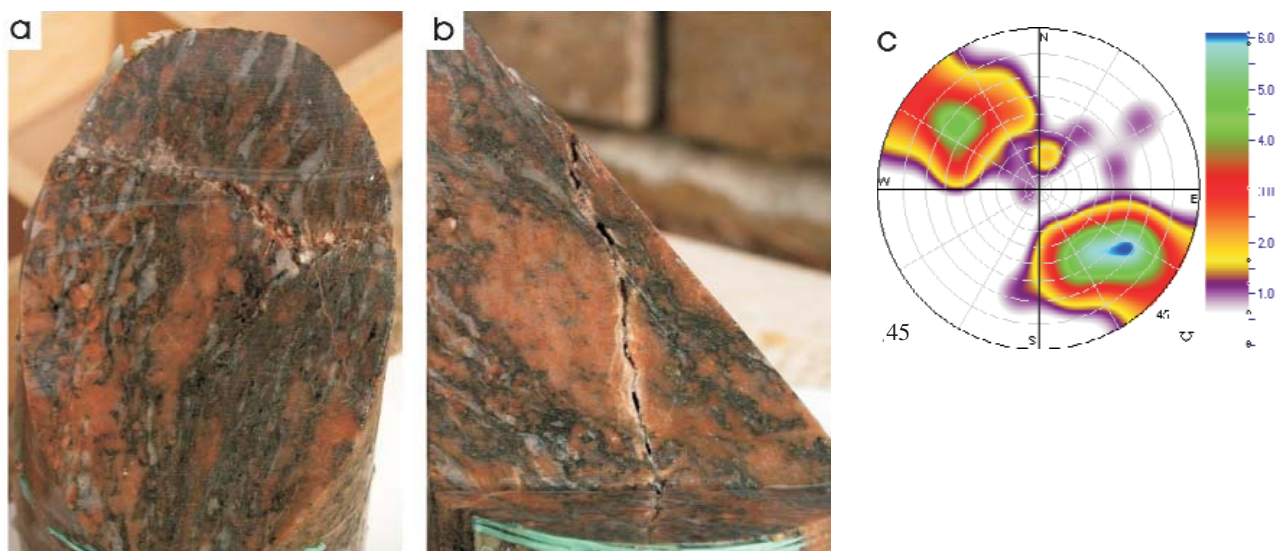


Figure 4. Hand-sized specimen of mylonitic monzogranite with polished surface (Üh-29, 140.06 m)

a – The surface is parallel to the foliation. A well-developed stretching parallel to the dip direction (roughly vertical) can be seen, marked by thin elongated quartz lenses; there are also feldspar and biotite grains (aggregates) organised according to their long axis. b – The surface is at a right-angle to the foliation and parallel with the stretching lineation. The microcline megacrystal has asymmetric tails (σ clasts) and rotated into the foliation indicates reverse shear. c – Pole distribution diagram of the mylonites. Lower hemisphere projection; the number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

4. ábra. Milonitos monzogranit elvágott kézipéldánya (Üh-29, 140,06 m)

a – A palássággal párhuzamosan elvágott felület. A dőlésiránnyal párhuzamos (kb. függőlegesen lefelé), kiválóan fejlett megnyúlás látható, elnyúlt vékony kvarclencsékkel, illetve hossz tengely szerint rendezett földpát- és biotitzemcsék (aggregátumok). b – a minta palásságra merőlegesen és a megnyúlási vonalassággal párhuzamosan elvágott felülete. A palásságba befogatott, aszimmetrikus uszályokkal övezett mikroklin megakristály (σ -klaszt) feltolódásos nyírást jelez. c – a milonitok pólussűrűségi diagramja alsófélgömb-vetületben. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma

The direction of the tectonic transport in the mylonitic zones — on the basis of the asymmetric microstructures appearing in sections perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation — seems to be mostly a SE. Rarely SSE-vergent reverse movement, associated with a slight to moderate strike-slip component in some places (KOROKNAI 2003; GULÁCSI 2003). The NW-vergent reverse movements detected in the SE dipping mylonitic foliation can be interpreted as antithetic pairs. Structures referring to such displacements can sometimes be observed on the planes of the gentle foliation, too.

In some instances, sinistral and dextral strike-slip shear is also evident. This could be of the same age as the reverse movements, but there are no direct observations to prove this. In rare cases, traces of ductile shear can also be observed on the planes of the steep foliation (S_1): these are normal faults and most probably precede the shear events discussed above, but more data are needed to prove this.

Phenomena connected with the brittle structural evolution

It was clear when the investigations started that a large number of brittle deformational events have to be considered, and that the overlying sediments cannot be counted on to help with the timing of the deformational phases. Because of this, in the first stage of the evaluation the fractures were classified only on a phenomenological basis (MAROS et al. 2003). First

the large fracture zones, then the fractures bearing slickenlines, and finally the lithoclasts were separated. The latter two were classified according to their geometry, their relationship to one another, infillings, openness, and the alteration they caused in the neighbouring rock. The depth and areal distributions of the fracture groups were analysed. This classification, however, does not make it possible to determine the deformational events that have resulted in numerous fracture generations and the succession of these events. At the same time, the reconstruction of the brittle structural evolution of the granitic body cannot be done without clearing up the succession of the structural events; in fact this may be its most important element. In the following, a short summary will be given about the main characteristics of the fracture pattern. Then the following will be presented: stress fields determined by slickenlines and some distinguishable fracture sets, and the results gained by the analysis of the regional distribution of the most important structural features.

Fractures

In the following, the description and the spatial distribution of all the fractures, the open fractures, the cataclasites, the trachyte dykes, the fractures with accompanying reddening, and the slickenlines will be dealt with.

All fractures

During the evaluation of all fractures (Figure 5) about 46,800 data coming from the tectonic evaluation (MAROS et

al. 2003), and about 30,100 data deriving from the acoustic borehole televiewer evaluation (SZONGOTH et al. 2003) were taken into account.

The distribution of the *tectonic data* (Figure 5, a) — although it shows the characteristic strike directions of the area — gives a NE main dip direction. The huge amount of data is divided evenly between the maxima: there is only a 1.5 times difference between the dark blue and yellow maxima, so the number of both the ENE–WSW striking and the steep S dipping fractures (about 4,000) is significant. The most frequent dip angles in the pole distribution diagram corrected by the Terzaghi-correction are between 70–80°.

The distribution of the *borehole televiewer data* (Figure 5, b) shows two maxima with NE–SW strike. Besides these, a less significant E–W maximum-pair also appears. The fractures with less than 40° dip angles fall into the SE quarter of the diagram.

The two distributions are fairly similar, but the NE dipping maximum is dominant only in the tectonic data. The causes of the difference will have to be revealed by further investigations. Among the possible explanations are the following:

In the tectonic database the major amount of data comes from the evolution of the scanned images. The resolution of the core scanner is more than 50 times the resolution of the acoustic borehole televiewer. It is possible that most of the

fractures dipping NE are hair-cracks that are invisible for the acoustic borehole televiewer. On the other hand, the tectonic database contains a great many data from outcrops and exploratory trenches. Thus the difference between the number of data also means a difference in the origin of data. The third factor to be taken into consideration is the slight difference between the methods used to visualise the distribution of data; this causes the more blurred borehole televiewer distribution picture and the more distinct tectonic distribution picture. The Terzaghi correction can also have a different effect on the blurred and distinct maxima.

Open fractures

Open fractures are the ones that were open in their original place (Figure 6). Due to the lack of possibility of direct observation, the recognition of this feature implies subjectivity. During the tectonic evaluation this subjectivity derived from the fact that the evaluating geologist could see the cores only in the core boxes, after the drilling process. Due to the strain, the originally closed fractures might have become open during the drilling. The distinction between closed and open fractures was based on some characteristic features of the fractures. The fractures with a seemingly fresh fracture surface or with fitting infillings were considered to have been closed originally. The group of open fractures comprises the remaining lot. Two main fracture groups, NE and NW dipping ones respectively, proved to be open (Figure 6, a), the latter group having a dip angle between 20–25°.

During the *borehole televiewer* evaluation, the criterion for a fracture being open was that the fracture be present both on the traveltimes and the amplitude images. This is because on the traveltimes image only those fractures appear that are microcavernous and the traveltimes of the acoustic waves increases. In the amplitude image, fractures that are mechanically different from the neighbouring rocks also appear. The result of this evaluation can be seen in Figure 6, b.

The two distributions are fairly similar in respect of azimuth. Most maxima appear in both diagrams, although this time the tectonic distribution shows a more blurred image. The main difference is at the low-angled fractures, and particularly at the fractures dipping NW. The latter are not open according to the borehole televiewer image. These are either closed in the borehole or their openness is below the resolution of the traveltimes image.

Some of the open fractures appear as a whole sine (Figure 6, c). They represent about 25% of all fractures (2441 occurrences) according to the borehole televiewer evaluation, and the fractures dipping SE predominate. The ratio of the fractures dipping NW is about the same as with all the open fractures (on the basis of the borehole televiewer image). The distribution exhibits a striking similarity to the gentle foliation.

Cataclasites

This deformation phenomena forms a transition between the ductile and the brittle deformation regimes. This — probably very complex — group contains the cataclasite

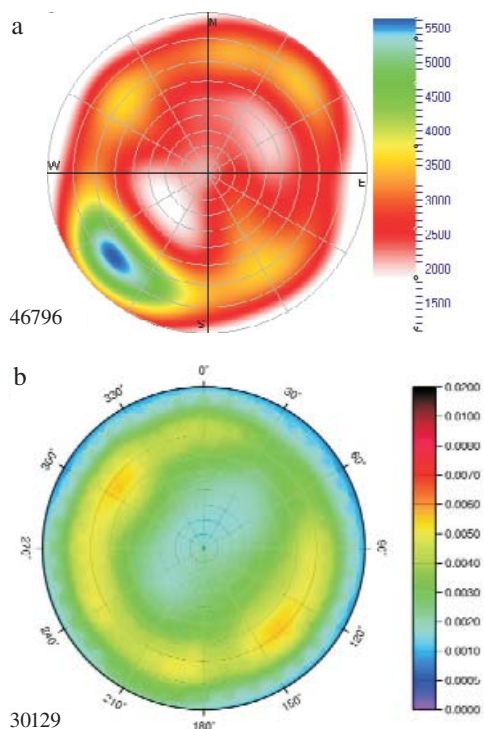


Figure 5. Pole distribution diagram of the fractures

a — tectonic evaluation; b — borehole televiewer evaluation. Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles in Figure a and their proportion in Figure b

5. ábra. Az összes törés pólussűrűségi diagramja

a — a tektonikai, b — a lyuktelevíziós értékelés alapján. Alsófélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskala egysége az a ábrán darab, a b ábrán hányad

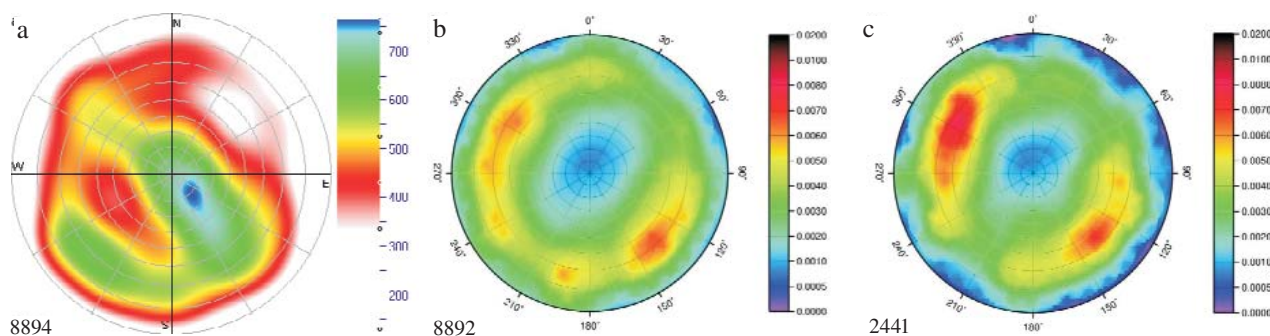


Figure 6. Pole distribution diagram of the open fractures

a – tectonic evaluation; b, c – borehole televiewer evaluation: b – all open fractures; c – whole sines. Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles in Figure a and their proportion in Figure b and c

6. ábra. A nyílt törések pólussűrűségi diagramja

a – tektonikai, b, c – lyuktelevíziós értékelés alapján: b – összes nyílt törés, c – teljes szinusz adó nyílt törések. Alsófélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskála egysége az ábrán darab, a b és c ábrán hányad

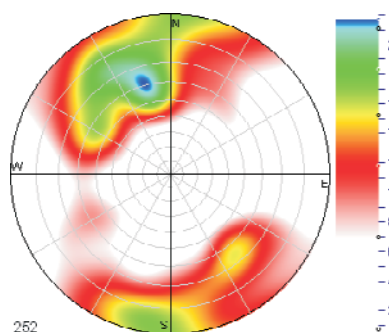


Figure 7. Pole distribution diagram of the planar boundaries of the cataclasites and the “quasi ductile” planes

Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

7. ábra. A kataklázitos közetszakaszok síkszerű határainak és a „kvázi-keplékeny” síkok pólussűrűségi diagramja

Alsófélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskála egysége darab

zones and what are called quasi-ductile zones with planar boundaries. The latter phenomenon is a shear zone or joined shear zones that are a few centimetres thick in the cores and often a few decimetres in the outcrops. Within the shear zones the rock and the infillings often show a “mylonite-like” striped, sometimes sigmoidal appearance. In thin sections, the dynamic recrystallisation of the calcite infillings can sometimes be noticed. The pole distribution diagram of these planes shows that this feature can be associated with steep planes (Figure 7). The distribution picture is quite complex: it shows E–W and NE–SW striking and rather steep planes, probably conjugate pairs. The S and SE dipping planes predominate in both groups. The former conjugate pair is presumably associated with palaeostress field F_1 (see below); the origin of the latter pair needs further investigations.

Trachyte dykes

The strike of the trachyte dykes is very similar to the strike of the Mecsek-alja Zone but crosses it at a low angle (BALLA et al. 2003b). Such dykes were crossed in Boreholes Üh–27 and Üh–29 besides some outcrops. The dis-

tribution of the boundaries of such dykes from Borehole Üh–29 is shown in Figure 8, a. By means of the fractures bearing slickenlines, the intrusion of the dykes can probably be associated with the extensional stress field F_5 (see below). The latter probably initiated the intrusion of the dykes. The distribution of the fractures that cross the dykes (Figure 8, b) shows parallel strike with that of the dykes.

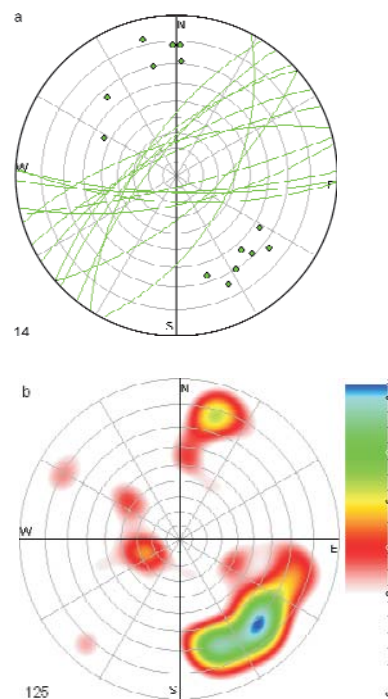


Figure 8. Distribution of the trachyte dykes crossed in the boreholes and the fractures cutting the dykes

a – stereogram of the trachyte dykes; b – pole distribution diagram of the fractures cutting the dykes; the unit of the range of colours is occurrence of poles. Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner

8. ábra. A mélyfúrásokban harántolt trachit-telérek és a bennük észlelt törések eloszlása

a – trachit-telérek sztereogramja; b – a bennük észlelt törések pólussűrűségi diagramja. Alsófélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskála egysége darab

Fractures with accompanying reddening

According to the analysis of the succession of the fractures and infillings (MAROS et al. 2003), the fractures accompanied by secondary reddish colouring (Figure 9) can be associated

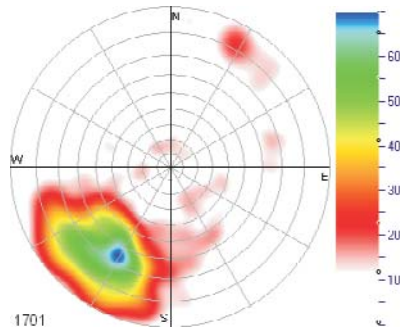


Figure 9. Pole distribution diagram of the fractures with accompanying reddening

Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

9. ábra. A kivörösödött szegéllyel rendelkező törések pólussűrűségi diagramja

Alsó-félgömb-vetület. A bal alsó sarkokban az értékelt síkok száma. A színskála egysége darab

with one of the earliest brittle deformations. The distribution of these fractures is fairly homogeneous, with a dip direction to the NE and a dip angle of about 65° . These fractures probably formed in stress field F_3 (see below).

Fractures with slickenlines

From the spatial analysis or the comparison, to theoretical brittle deformation models of these slickenlines as displacement vectors, one can deduce the orientation and na-

ture of former stress fields, as well as the pattern of the resulting brittle deformation (ANDERSON 1951; ANGELIER 1984).

Altogether 885 fault planes bearing slickenlines were observed, of which 152 (17%) could not be determined. These could not be involved in the palaeostress-field calculations.

Six stress fields could be traced in the Site area and its surroundings. The individual stress fields are characterised by the orientation of the two horizontal stress axes. The orientations and characters that are typical of the stress fields are summarised in Table 1.

An examination carried out to determine whether the infilling types in the fractures can be associated with the fracture system of a characteristic stress field. It turned out that the hydrothermal infillings occur in about the same ratio in the main palaeostress-field directions; thus the fractures associated with a certain structural phase do not have characteristic hydrothermal infilling. The trachyte dykes have been shown to be the only exception to this; they entered such tensional or tensional–shear fractures that could have formed in stress field F_5 .

Division of the research area

In the following section the results coming from the distribution of the different structural phenomena will be introduced.

Complex blocks

The research area was divided according to of the fracture distributions. After correlation with the magmatic and ductile deformation phenomena, this resulted in structurally well-

Table 1. Characteristics of the palaeostress fields

Stress field	Character of stress field	Main stress direction	Characteristic strikes and dip angles of fractures	Nature of displacement
F_1	strike-slip	$\sigma_1 = \text{WNW ESE}$	N060–085E/75–90°	dextral strike slips
			N130 160E/80 90°	sinistral strike slips
F_2	strike-slip	$\sigma_1 = \text{NNW SSE}$	N095 130E/60 90°	dextral strike slips
			N010–045E/45–90°	sinistral strike slips
			N050–080E/25–55°	reverse faults
F_3	strike-slip and extensional	$\sigma_1 = \text{NW SE}$ $\sigma_3 = \text{NNF-SSW}$	N130–150E/50–75°	normal faults
			N340–020E/75–90°	sinistral strike slips
			N070 090E/75–90°	dextral strike slips
F_4	strike-slip and compressional	$\sigma_1 = \text{NNF-SSW}$ $\sigma_3 = \text{ESE WSW}$	N025 055E/25 80°	sinistral strike slips
			N130–175E/65–90°	dextral strike slips
			N100–125E/20–50°	reverse faults
F_5	extensional	$\sigma_3 = \text{SE-NW}$	N020 040E/55 75°	normal faults
			N010 055E/45 80°	normal faults
F_6	compressional and strike-slip	$\sigma_1 = \text{ENE WSW}$	N085 120E/60 90°	sinistral strike slips
			N015 045E/80 90°	dextral strike slips
			N015–045E/55–75°	dextral strike slips
			N000–030E/15–45°	reverse faults

separated complex regional blocks (Figure 10). The regional blocks were divided in the research area into smaller blocks and these were then separated by fracture zones. Because of this, different sections of a borehole may fall into different blocks. The boundaries of the regional blocks were defined according to the most significant changes — namely, by the determined or assumed fracture zones running along the boundaries of the foliation strips. This is because it was found that the foliation strip boundaries are indicated by fracture zones in the boreholes. The strip boundaries in many cases can be well correlated with certain fracture zones.

The *Southern Regional Block* in the SE part of the research area is characterised predominantly by a SE dip direction that is typical of Boreholes Űh-4, Űh-5, and Űh-26. All the respective distributions of the rock boundaries, leucocratic dykes, foliations, and fractures show a SE maximum.

The *Transitional Regional Block* is represented by Boreholes Űh-2, Űh-3, Űh-22, Űh-23 below 105 m,

Űh-25, Űh-28, Űh-30, and Űh-36, as well as the whole Trench A1 and partly Trench A2. This is the regional block that contains the bundle of fracture zones that divide the Northern and the Southern Regional Blocks. Within this region the rock bodies within fracture zones are referred to as “blocks” and they can be characterised by diverse fracture distributions. Within the Transitional Regional Block, with regard to the fracture distributions, two parallel striking belts can be distinguished. The first one, in the south, includes Boreholes Űh-2, Űh-3, Űh-22, Űh-28, and Űh-30, and the fracture distribution shows a strong similarity to that of the Southern Regional Block; however, besides the SE dip direction, NNW and NE directions also occur. The other belt contains Boreholes Űh-23 below 105 m, Űh-25, and Űh-36. Here the fracture distribution is similar to that of the Northern Regional Block with the predominance of NE and NW dip directions. The distribution of the rock boundaries, the leucocratic dykes, and the foliation also correlates with

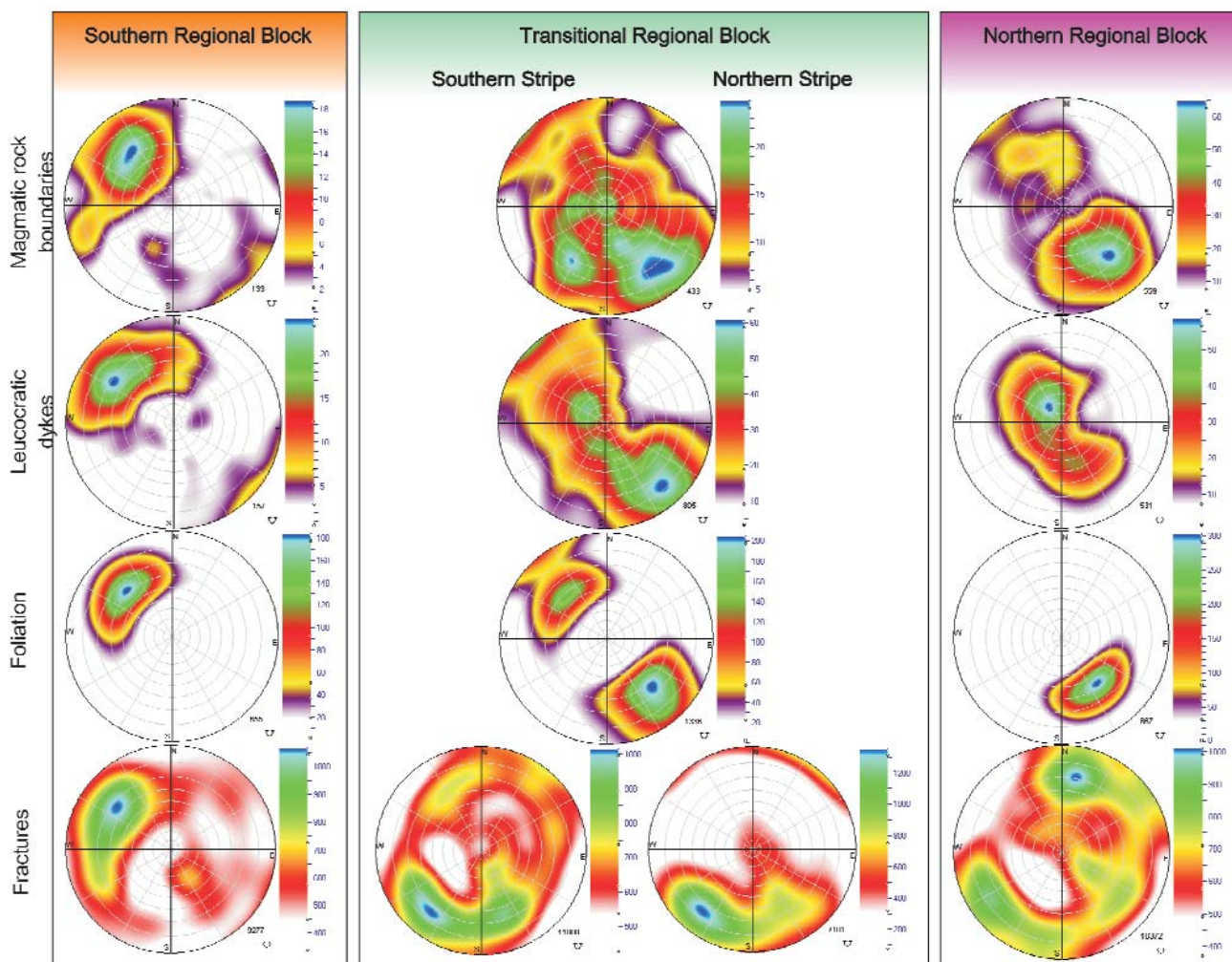


Figure 10. The regional blocks and the pole distribution diagrams of the features showing characteristically different distributions Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom right corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

10. ábra. A tektonikai tömbök és a különböző eloszlású jelenségek pólussűrűségi diagramjai

Southern Regional Block = Déli Regionális Tömb, Transitional Regional Block = Köztes Regionális Tömb, Northern Regional Block = Északi Regionális Tömb, Southern Stripe = Déli pászta, Northern Stripe = Északi pászta, magmatic rock boundaries = magmás kőzethatárok, leucocratic dykes = leucokrata telérek, foliation = palásság, fractures = törések. Alsófélgömb-vetület. A jobb alsó sarkokban az értékelt síkok száma. A színskálák egysége darab

the mixed distribution of the fractures: the characteristic directions of both the Southern and the Northern Regional Blocks are present (Figure 10).

The Northern Regional Block is represented by basically NE dipping fracture sets in Boreholes Üh-23 above 105 m, Üh-27, Üh-29, Üh-31, Üh-32, Üh-33, Üh-34, Üh-35, and Üh-37, as well as the NW section of Trench A2. Besides the main fracture direction, NE-SW striking, about 45° NW dipping fractures occur, too. Another important fracture group is dipping to the S-SSW at an angle of about 80°.

The dip directions of both the foliation and the rock boundaries are to the NW. The distribution of the leucocratic dykes show both NW and SE dip directions.

Tectonic map

The tectonic map (MAROS et al 2003) of the region was compiled on the basis of the larger fracture zones and the regional blocks (Figure 11, a). The dip of the larger fracture zones was recognized in exploratory trenches and deep boreholes. Their position was specified by ground-based

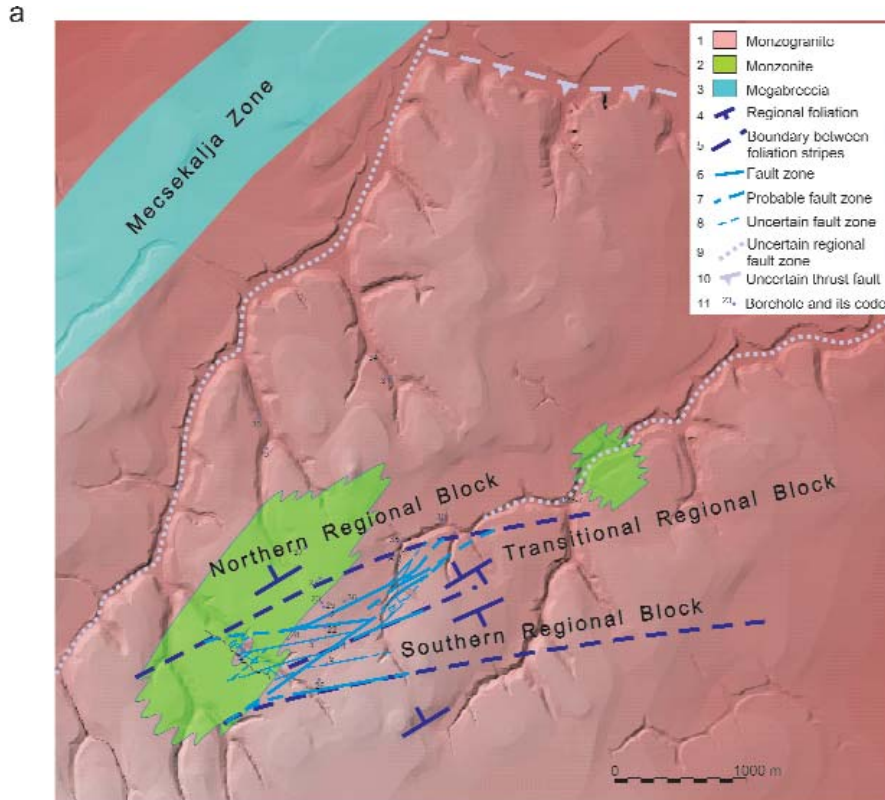
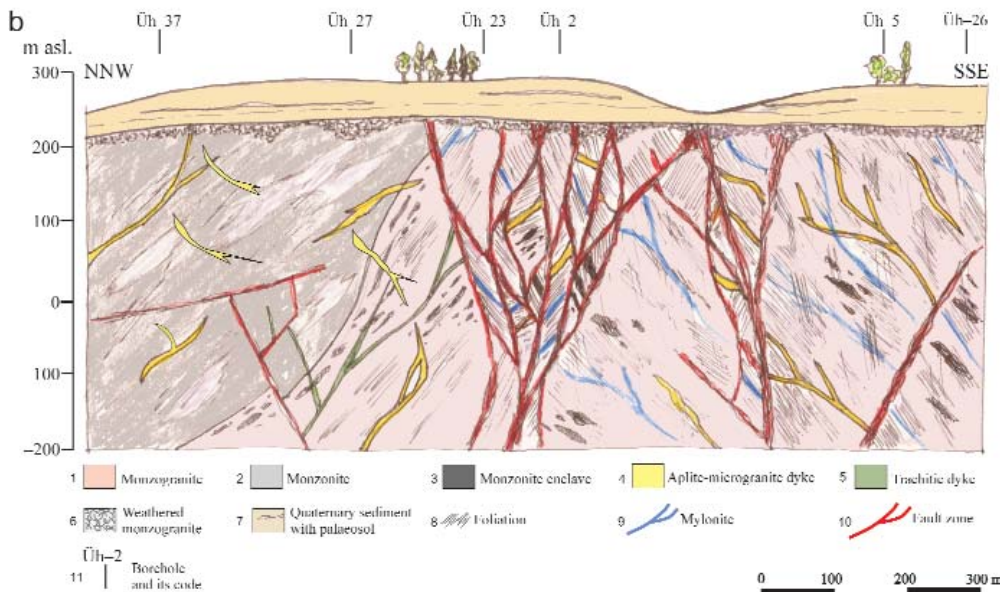


Figure 11. Tectonic map and conceptual cross section of the research area
a – schematic tectonic map (basement map after BALLA et al. 2003b); *b* – conceptual cross section

II. ábra. A kutatási terület tektonikai térképe és koncepcionális szelvénye

a – vázlatos tektonikai térkép [aljzattérkép BALLA et al. (2003b) nyomán]: 1 – monzogranit, 2 – monzonit, 3 – megabreccsa, 4 – regionális palásság, 5 – palássági pászta határa, 6 – töréses öv, 7 – valószínű töréses öv, 8 – bizonytalan töréses öv, 9 – bizonytalan regionális töréses öv, 10 – bizonytalan feltolódás, 11 – fúrás. Southern Regional Block = Déli Regionális Tömb, Transitional Regional Block = Köztes Regionális Tömb, Northern Regional Block = Északi Regionális Tömb, Mecsekhalja Zone = Mecsekhalja-öv. *b* – koncepcionális szelvény: 1 – monzogranit, 2 – monzonit, 3 – monzonitzárvány, 4 – aplit-mikrogranit telér, 5 – trachit telér, 6 – mállott monzogranit, 7 – negyedidőszaki üledék paleosolalajszinttel, 8 – palásság, 9 – milonit, 10 – törésesöv, 11 – fúrás és jele



and well-logging methods, and their dip directions were determined with the help of acoustic borehole televiewer data. Their length, connectivity, and geometry were determined by means of hydrodynamic single-hole and interference tests (BALLA 2003; BALLA et al. 2003b, 2004).

Some problems arose with respect to: the possible continuation of the fracture zones, their termination at another zone, or the intersection of different zones. To solve these problems a simplified fault pattern was used as a possible structural model. It is important to stress that although this model is in agreement with the data derived from the boreholes and exploratory trenches, as well as the palaeostress-field analysis, it is still only a model. Consequently, besides the uncertainty about the exact geometry of the fracture zones, their linking to one another and the places of their intersections are hypothetical and may change after further refinement. In Figure 11, b, a NW–SE striking conceptual cross section is presented, and this introduces the main characteristics of the regional blocks.

Structural evolution

In the following, the structural evolution of the Mórág Granite will be sketched out.

Deformation events

Phase D_0 (Palaeozoic). The development of the orientation that is characteristic of practically all geological-structural phenomena in the research area started as early as the magmatic evolution. The basically NE–SW strike of the boundaries between the granite and the mafic enclaves could have developed then. This magmatic orientation and the flattening–elongation of the mafic enclaves during the magmatic evolution suggest that the formation of the pluton happened under stress (synmagmatic deformation). The leucocratic dykes intruded the already consolidated pluton (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) as a result of a NW–SE extension.

Phase D_1 (Carboniferous?). During the ductile deformation that superimposed on the primary magmatic orientation, the developing steep foliation (basically coaxial flattening) made the original orientation even more significant.

Phase D_2 (Carboniferous?). The steep foliation was overwritten by a less steep (gentle) foliation, and mylonitisation took place in narrow shear zones.

The exact timing of the metamorphism and the attendant ductile deformation events have not yet been solved. According to the radiometric data, the age of these events is about 320(–300?) Ma (BALOGH et al. 1983; LELKES-FELVÁRI et al. 2000; TUSKE 2001; CSERNÜSOV et al. 2003).

On the basis of the relative succession of the brittle elements and literature analogies, the brittle deformation history was reconstructed and deformation phases were set up. To do this, the evaluation of the palaeostress fields and the distribution of the major fracture zones were used (Figure 12). By means of the distribution of the fracture zones, the possi-

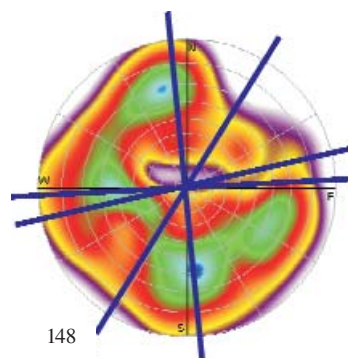


Figure 12. Distribution of the main fracture zones

Blue lines = strikes of main fracture zones; dark blue colour on the diagram = largest pole density; purple = smallest pole density. Lower hemisphere projection. The number of the evaluated planes is in the bottom left corner. The unit of the range of colours is occurrence of poles

12. ábra. A nagyobb töréses övek irányeloszlása

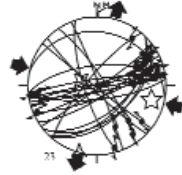
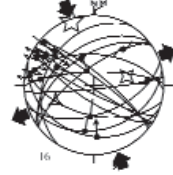
Kék vonalak = fő törésesöv-irányok; a diagramon sötétkék szín = legnagyobb pólussűrűség, lila = legkisebb pólussűrűség. Alsófélgömb-vetület. A bal alsó sarokban az értékelt síkok száma. A színskala egysége darab

ble kinematics of the simplified fault pattern of the research area was given. On the basis of new observations and the published structural results concerning the Mecsek and Villány Mts. (see below in detail), it is clear that more than one phase can be characterised by fairly similar or identical stress fields — that is, certain stress fields recur during the structural evolution. So some fractures must have been reactivated with identical kinematics several times.

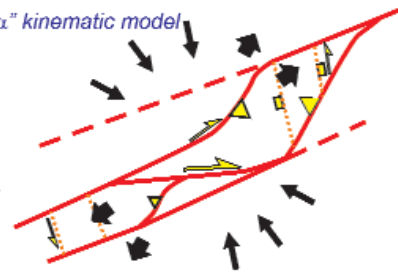
Phase D_3 (Middle Cretaceous). The brittle deformation history can be traced from the Middle Cretaceous (Figure 13), but the existence of earlier fractures cannot be excluded. The oldest fractures can be connected to folding or thrusting and this can also be seen both in the Mecsek and the Villány Mts. These fractures formed as a result of a NW–SE compression (WÉBER 1977; BENKOVICS et al. 1997). Any of the determined stress fields F_1 , F_2 and/or F_3 could have characterised this phase, changing over time or space. It is possible to calculate such changes mainly with reverse movements parallel to the foliation and joint strike slips that occurred during this phase (kinematics “ α ”). The area was then affected by transpressional deformation. Presumably, the first, gently dipping, carbonate–haematite infillings as well as the thick, calcite, dolomite, ankerite infillings, and the reddening determined by CoreTime evaluation can be ranked in this phase. The analogous stress field, which appears in Erdősmecke, was not detected by BERGERAT and CSONTOS (1988) in Miocene rocks and this supports the idea that it is of pre-Miocene age.

Phases D_4 and D_5 (Late Cretaceous). The next phase D_4 of the deformation history could be the reactivation of stress field F_4 , which moved NE–SW striking sinistral strike slips (kinematics “ β ”). The fractures that can be well identified in the Bábaapáti (Üveghuta) region are similar to other important strike slips in the Mecsek–Villány region. One example is the Büdöskút Zone in the western part of the Mecsek Mts, where a similar stress field was identified

D₃ deformation phase Middle Cretaceous

F₁ ErdősmeckeF₂ Üh-28F₃ Mórág

"α" kinematic model



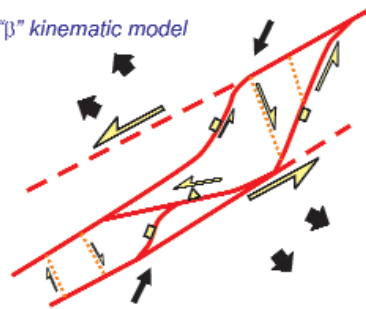
D₄ deformation phase Late Cretaceous

F₄

Üh-27



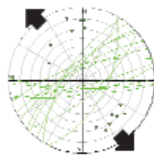
"β" kinematic model



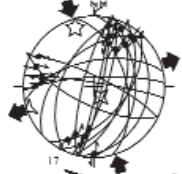
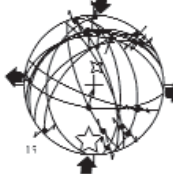
D₆ deformation phase Late Cretaceous

F₅

Üh-27 and Üh-29



D₆, D₇, D₈ deformation phases Early – Middle Miocene

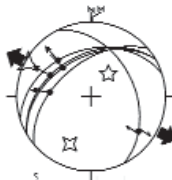
F₇ Üh-30F₈ Üh-26F₆ Üh-28

CW rotation

D₉, D₁₀ deformation phases Late Miocene – Pliocene

F₉ F₁

Üh-31



"β" kinematic model

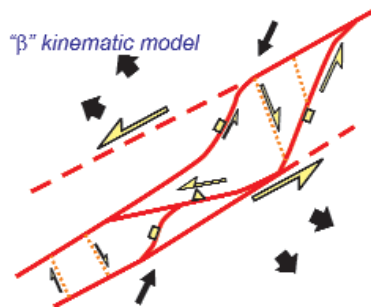


Figure 13. Brittle deformation phases reconstructed by means of the palaeostress-fields

In the diagrams F_x = number of palaeostress fields (see in Table 1); CW = clockwise; five-pointed star = σ_1 ; four-pointed star = σ_2 ; three-pointed star = σ_3 ; black arrow = stress direction. In the kinematic models red line = fracture zone; dashed red line = strike of displacement zone; dotted orange line = secondary fracture zone; yellow rectangle = normal fault; yellow triangle = reverse fault; one-sided yellow arrow = strike slip. The nature of displacement along the fractures in the kinematic models ("α" and "β") was determined by the given stress field. The stereograms are in a lower hemisphere projection.

13. ábra. A paleo-feszültségtér alapján rekonstruált töréses deformációs fázisok

A feliratokban deformation phase = deformációs fázis, kinematic model = kinematikai modell, Middle Cretaceous = középső kréta, Late Cretaceous = késő-kréta, Early-Middle Miocene = kora-középső-miocén, Late Miocene - Pliocene = késő-miocén-pliocén. A diagramokon F_x = paleo-feszültségtér sorszáma (l. az 1. táblázatban), CW = óramutató járásával azonos irányú, ötágú csillag = σ_1 , négyágú csillag = σ_2 , háromágú csillag = σ_3 , fekete nyíl = feszültségirány. A kinematikai modelleken piros vonal = töréses öv, szaggatott piros vonal = elmozdulási zóna fő csapása, pöttyözött narancssárga vonal = másodrendű töréses öv, sárga téglalap = normál vető, sárga háromszög = feltolódás, féloldalas sárga nyíl = eltolódás. A deformációs fázisokhoz tartozó kinematikai modellekben („α” és „β”) a törésmintázat töréseinek elmozdulás típusait az adott feszültségtér határozza meg. A sztereogramok alsófélgömb-vetületben készültek

(MAROS et al. 2000). The sinistral nature of the Zone is supported by previous research (KONRÁD 1998; HÁMOS 1990) and new measurements, too. This could have closed down at the end of the Cretaceous by the extensional deformation D_5 . The latter was caused by stress field F_5 and is best marked by the intrusion of magmatic dykes in the Bábaapáti (Üveghuta) region.

Phases D_6 , D_7 and D_8 (Early–Middle Miocene). The brittle deformation at the end of the Early Miocene and the beginning of the Middle Miocene was linked with the clockwise rotation of the rocks (MÁRTON, MÁRTON 1999). As a consequence of the rotation stress fields F_6 , F_4 , and later F_2 affected the rocks. The rapid kinematic–dynamic change, however, is apparent in the sense that it could be the result of the rotation of the blocks in a stable stress field (CSONTOS, BERGERAT 1993; FODOR et al. 1999). The changing stress field could have induced displacements of different kinematics during phases D_6 , D_7 , and D_8 . The sinistral transpressional displacements shown in the Mecsek Northern Thrust Zone belong to here (TARI 1993).

Phases D_9 and D_{10} (Late Miocene – Pliocene). CSONTOS et al. (2002) suggest an extensional stress field with a NW–SE axis at the beginning of the Late Miocene. With such features deformation phase D_9 corresponds to stress field F_5 in the area. The transpressional emergence of the Mecsek and the Villány Mts. started at the end of the Miocene, and this initiated reverse strike slips (WEIN 1965; CSONTOS et al. 2002). This sort of deformation (D_{10}) can be found in the larger environment of the Site, in certain parts of the Mecsekalja Zone (KLEB 1973; NÉMEDI VARGA 1983). Within the investigated Üveghuta area the previously-formed brittle elements and foliation planes were reactivated in the main NE–SW striking sinistral strike-slip zone

(kinematics “ β ”), and a large number of often open fractures were formed. The branching–interwining fracture system was most probably transtensional and moved under the influence of stress field F_5 and to a lesser extent F_4 .

Development of the present structural pattern

The adjoining situation of the regional blocks and blocks showing different structural features are discussed here. The Northern and Southern Regional Blocks are considered more or less undisturbed, uniform units, while the Transitional Regional Block is considered as a mass of blocks of different spatial origin. To explain this, two structural solutions and their combination can be considered.

In the *first possible solution*, folding formed the tent-like structure of the dip directions in the Northern and Southern Regional Blocks. This also explains the position of the metamorphic sandstone–siltstone flakes in the granite. The different foliation strips stand for the wings of the folds. In this case, relatively tight folds have to be taken into account to explain why transitional (fairly flat) foliation cannot be observed anywhere. The upper part of the hinge zones with transitional dips could have been ruined by later erosion. However, this model does not give a good explanation about the irregular (foliation, etc.) which characterises of the blocks in the Transitional Regional Block.

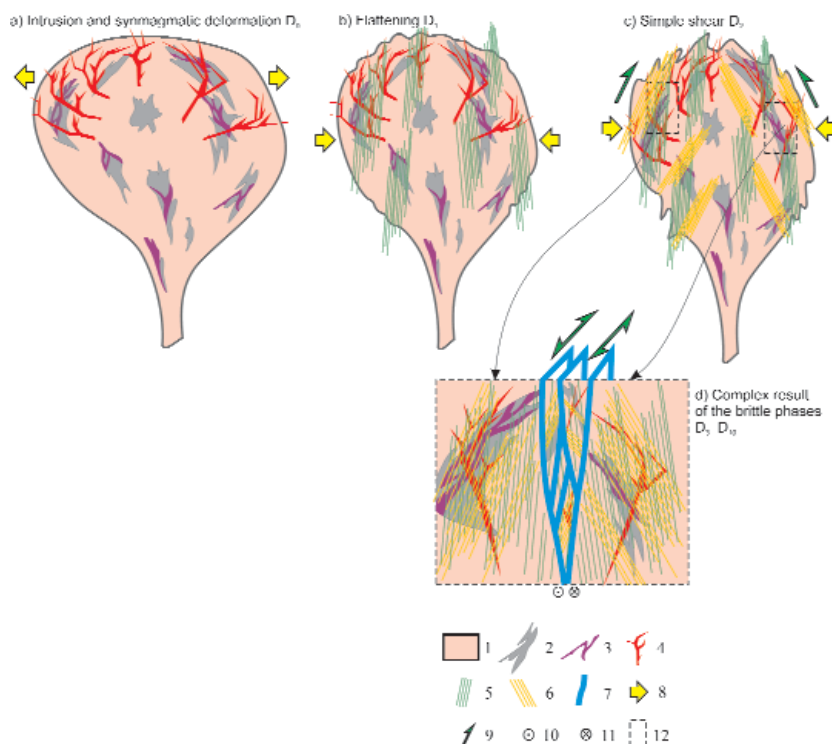
As a *second possible solution*, the Transitional Regional Block is considered to be a strike-slip zone, where differently orientated parts of the original pluton are placed next to one another. In this case distant blocks of the original pluton were brought together by the strike slips (Figure 14, d).

Figure 14. Schematic model of the structural evolution of the Mórógy Formation

1 – monzogranite, 2 – monzonite, 3 – monzogranite infiltration within monzonite, 4 – aplite-microgranite dyke, 5 – steep foliation, 6 – gentle foliation, 7 – fracture zone, 8 – direction of tension or extension, 9 – shear, 10 – approaching block, 11 – receding block, 12 – supposed original position of the regional blocks in the pluton; the dashed line indicates that this can be in front of or behind the plane of the figure. During D_3 – D_{10} the different parts of the pluton were placed next to one another by sinistral strike slips

14. ábra. A Mórógyi Formáció szerkezeti fejlődésének sematikus modellje

A D_3 – D_{10} során a pluton különböző részei balos eltolódásokkal kerültek egymás mellé. 1 – monzogranit, 2 – monzonit, 3 – monzonitos környezetben monzogranit-beszűrődések, 4 – apilit-mikrogranit telér, 5 – meredek paláság, 6 – lapos paláság, 7 – törési öv, 8 – nyomás- vagy húzásirány, 9 – nyírásirány, 10 – közeledő blokk, 11 – távolodó blokk, 12 – a tömbök feltételezett eredeti helyzete a plutonban (a szaggatott körvonal jelzi, hogy ez a hely a részára síkja előtt, illetve mögött is lehet). A *feliratokban*: intrusion = benyomulás, flattening = lapulás, simple shear = egyszerű nyírás, complex result of the brittle phases = a törési események együttes eredménye



The combination of the two models was also taken into consideration and this explains the different characteristics (besides the magmatic preformation and the coaxial flattening) of the blocks with folding; it also presumes strike slips in the Transitional Regional Block.

It is important to note for all hypotheses that the area covered by the regional blocks is too small to enable conclusion to be made about the exact genetics of the blocks.

Conclusions

The primary, NE–SW striking boundaries of the different rock types were formed in the early magmatic evolution phase of the Mórággy Granite Formation, during magma mixing (PITCHER 1997). This latter it preformed the NW and SE dipping tent-like structure that developed during the metamorphosis. This process probably took place under the effect of a stress field (synmagmatic deformation). Even then, a NE–SW elongated pluton can be reckoned with to have existed since no perpendicular monzonite–monzogranite boundaries or dykes can be detected in large number. Figure 14 illustrates the cross section of the pluton. Later, in the late phase of the magmatic evolution, acidic dykes intruded the granitic body, probably in a NW–SE extensional stress field. At least one part of the dykes is supposedly concentric and followed the shape of the pluton and the synmagmatic preformation besides the stress field (CASTRO, FERNANDEZ 1998). Of course, additional radial dykes crossing the boundary of the pluton could also be present.

The Mórággy Granite Formation suffered regional metamorphism during the *Variscan orogeny*. This is reflected in the following ductile deformation events:

D₁: Formation of a usually NW dipping steep (>75°) foliation (S₁) associated with intensive coaxial flattening (Figure 14, b). The setting of the foliation indicates roughly NW–SE compression.

D_{2a}: Formation of a “gentle” (~65°) foliation (S₂) which

crenulates–transposes the steep foliation to various degrees, but their dip directions are in agreement (Figure 14, c).

D_{2b}: Formation of narrow mylonitic zones characterised by top-to-the-SSE (rarely N)-vergent reverse movements. The orientation of the mylonites generally corresponds to that of the gentle foliation (S₂).

During the ductile deformation, the monzonite enclaves rotated parallel to the foliation and suffered flattening. The ductile shear events are predominantly top-to-the-SSE-vergent reverse movements (or in some places their antithetic equivalents to the NW), but strike slips also occur, albeit rarely. As a whole, these phenomena indicate a compressional (transpressional?) tectonic regime.

The deformation history of the *Alpine orogeny* was reconstructed on the basis of palaeostress fields calculated from slickenlines and their regional analogies.

D₃: Cretaceous transpression with reverse faults parallel to the foliation and joint strike slips.

D₄: Cretaceous strike-slip stress field with NE–SW striking sinistral strike slips.

D₅: Cretaceous extensional deformation with the intrusion of trachyte dykes.

D₆, D₇, D₈: End of Early Miocene – beginning of Middle Miocene stress fields with transpressional displacements due to regional rotation.

D₉: Extensional stress field with a NW–SE axis at the beginning of Late Miocene.

D₁₀: Late Miocene – Pliocene transpressional elevation in a NE–SW striking sinistral strike-slip zone with the reactivation of former structures.

The research area was divided into complex structural blocks, and a tectonic map was constructed with the larger fracture zones and the foliation strips. A structural evolution model was outlined concerning the situation of the blocks — namely, that the different foliation strips and blocks, being next to one another, can be explained by either folding or strike-slip movements, or the combination of these (Figure 14, d).

References — Irodalom

- ANDERSON, E. M. 1951. *The dynamics of faulting*. — Oliver & Boyd, Edinburgh, 2nd edition, 206 p.
- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault data sets. — *Journal of Geophysical Research* 89 (B7), pp. 5835–5848.
- BALLA Z., DUDKO A., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS., HARANGI SZ., LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 2003a: Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése. Földtani zárójelentés (in Hungarian: Final disposal of the low- and intermediate-level waste from nuclear power plant. Conclusive geological report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH Gy., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAH-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ Gy., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G. and SZALAI Z. 2003b: A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta) [in Hungarian: Final report of the ground-based geological exploration, Bataapáti (Üveghuta)]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z. HORVÁTH, I., TÓTH, Gy., BENEDEK, K., MEZŐ, Gy., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bataapáti (Üveghuta) Site [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute, 2003* (this volume).
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., BUDA, Gy. 1983: Chronology of grani-

- toid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). – *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* 61, pp. 359–364.
- BENKOVICS, L., MANSY, J-L., CSONTOS, L. and BERGERAT, F. 1997: Folding in the Abaliget road cut (Mecsek Mountains). – *Acta Geologica Hungarica* 40 (4), pp. 425–440.
- BERGERAT, F., CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleostress-fields in the Mecsek and Villány Mountains (Hungary): correlations with the opening mechanisms of the Pannonian Basin. – *Acta Geologica Hungarica* 31 (1–2), pp. 81–100.
- CASTRO, A., FERNÁNDEZ, C. 1998: Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain. – *Journal of Structural Geology*, 20 (9/10), pp. 1219–1228.
- CHIKÁN G., CHIKÁN G.-NÉ, KOLOSZÁR L., KÓKAI A., MARS I., PAPP P., SZALAI I. 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek kutatásához. Objektumok földtani dokumentációja (in Hungarian: Reconnaissance field works for the exploration of sites for low- and intermediate-level radioactive waste disposal). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CSERNŰSÓV, I. V., VOLKOV, V., MOHOV, A., LAPINA, M., JAKUSEV, A. DUBINYIN, A., KOGAN, S., LEBEGYEV, V., ARAKELJANC, M., NIKISINA, V., SATAGIN, K. 2002: Jelentés a Mórággyi gránit K-Ar és Rb-Sr izotópos kormeghatározásáról (in Hungarian: CHERNYSHEV, I. V., VOLKOV, V., MOKHOV, A., LAPINA, M., YAKUSHEV, A. DUBININ, A., KOGAN, S., LEBEDEV, V., ARAKELYANTS, M., NIKISHINA, V., SHATAGIN, K. 2002: Report on the results of K-Ar and Rb-Sr isotope dating of Mórággy Granitoids). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CSONTOS, L., BERGERAT, F. 1993: Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek-Villány area (SW Hungary). – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 29, pp. 3–12.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J-L., WÖRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek-Villány area, SW Hungary). – *Tectonophysics* 357 (1–4), pp. 81–102.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I., BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. – *Geological Society, London, Special Publications* 156, pp. 295–334.
- GULÁCSI Z. 2003: Az Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28 és Üh-36 jelű fúrások makroszkóposan észlelhető metamorf bélyegei (in Hungarian: Macroscopic metamorphic features of Boreholes Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, and Üh-36). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003: A bátaapáti A1 és A2 árok földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Trenches A1 and A2 near Bátaapáti). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HÁMOS G. (ed.) 1999: A Bodai Aleurolit Formáció Minősítésének rövidtávú programja. Kutatási zárójelentés, 3. kötet. Földtani dokumentációs munkák a BAF megismerésére (in Hungarian: Short-term program for the qualification of the Boda Aleurolite Formation. Final Report, Volume 3, Geological documentation for the cognition of the Boda Aleurolite Formation). – *Manuscript*, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt., Pécs.
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2004: Magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern Mórággy Block. (A Mórággyi-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). – *Annual Report of the Hungarian Geological Institute, 2003* (this volume).
- KLEB, B. 1973: Geologie des Pannons im Mecsek. – *Annals of the Geological Institute of Hungary* 53 (3), pp. 743–943.
- KÓKAI A., SIEGLNÉ FARKAS Á. 2001: Töréshossz mérések a Mórággyi Komplexum feltárásaiban (in Hungarian: Fracture length measurements in outcrops of the Mórággy Complex). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KONRÁD Gy. 1998: Jelentés a Bodai Aleurolit Formáció 1995–1998. évi kutatásáról (in Hungarian: Report of the 1995–1998 research of the Boda Aleurolite Formation). – *Manuscript*, Mércse Bt., Pécs.
- KOROKNAI B. 2003: Az irányított minták mikrotektonikai vizsgálata és összefoglaló értékelése (in Hungarian: Microtectonic study and summarising evaluation of the oriented samples). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- LELKES-FELVÁRI, Gy., ÁRKAI, P., FRANK, W., NAGY, G. 2000: Late Variscan ultramylonite from the Mórággy Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 43 (1), pp. 65–84.
- MAROS, Gy., PALOTÁS, K. 2000a: Evaluation of planar features in Boreholes Üvegputa Üh-22 and Üh-23 with CoreDump software (Az üvegputai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 315–340.
- MAROS, Gy., PALOTÁS, K. 2000b: Evaluation of the relative time series of events observed in Boreholes Üh-22 and Üh-23 near Üvegputa with CoreTime software (Az üvegputai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt események idősorrendjének értékelése CoreTime szoftverrel). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 341–352.
- MAROS, Gy., PÁSZTOR, Sz. 2001: New and oriented core evaluation method: ImaGeo. – *European Geologist* 12, pp. 40–43.
- MAROS GY., BALLA Z., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., LANTOS M., PALOTÁS K. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszíni földtani kutatás. Tektonikai zárójelentés (in Hungarian: Program for the final disposal of low and intermediate level radioactive waste. Ground-based exploration. Tectonic final report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., PALOTÁS, K., FODOR L., SALLAY E., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., KOROKNAI, B., MATYIKÓ M. 2000: A Bodai Aleurolit Formációban mélyült D-5 és D-6 fúrások ImaGeo magszkennerrel történt értékelésének eredményei (in Hungarian: The results of ImaGeo core scanner analysis of Boreholes D-5 and D-6 drilled in the Boda Aleurolite Formation). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MÁRTON, E., MÁRTON, P. 1999: Tectonic aspects of a palaeomagnetic study on the Neogene of the Mecsek Mountains. – *Geophysical Transactions* 42 (3–4), pp. 159–180.
- NÉMEDI VARGA Z. 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban (in Hungarian, with English abstract: Structural history of the Mecsek Mountains in the Alpine orogenic cycle). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1981*, pp. 467–484.
- PITCHER, W. S. 1997: *The Nature and Origin of Granite*. – Chapman and Hall, London, 387 p.
- SZONGOTH G., ZILÁHI-SEBESS L., GÁLSA A., BÁNNÉ GYÖRI E., LENDVAY P., BARTHA Z. 2003: Mélyfúrás-geofizikai adatok in-

- tegrált értelmezése (az 1996–2003-ban végzett összes mérés alapján). Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése [in Hungarian: Integrated interpretation of well-logging data (on the basis of all measurements done in 1996–2003) Final disposal of low and intermediate level radioactive waste]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TARI, G. 1993: Late Neogene transpression in the Northern Imbricates Zone, Mecsek Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 29, pp. 165–187.
- TÜSKE T. 2001: A Mórággy-rög metamorfizmainak szerkezeti értékelése (in Hungarian: Structural evaluation of the metamorphic rocks of the Mórággy Hills). – *Manuscript*, MSc thesis, Eötvös Loránd University, Budapest.
- VÉRTESEY L., CSABAFI R., FEJES I., GACSÁLYI M., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KISS J., KOVÁCS A. Cs., KOVÁCS P., MADARASI A., PATAKY P., PRÓNAY Zs., RÁNER G., REDLERNÉ TÁTRAI M., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z., TÖRÖK I., TÖRÖS E., ZILAHÍ-SEBESS L. 2003: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Integrált geofizikai értelmezés 2 (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level activity radioactive waste disposal. Integrated geophysical interpretation 2). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- VÉRTESEY L., GULYÁS Á., FEJES I., KOVÁCS P., KOVÁCS A. Cs., PATAKY P., PRÓNAY Zs., SZABÓ Z., ZILAHÍ-SEBESS L. 2003b: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2003-ban végzett geofizikai munkálatok. Integrált geofizikai értelmezés 3 (in Hungarian: Geophysical work carried out by ELGI in 2003 in connection with the Üveghuta Site for low- and intermediate-level activity radioactive waste disposal. Integrated geophysical interpretation 3). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- WEIN GY. 1965: Az Északi Pikkely a Mecsek hegységben (in Hungarian: Northern Imbricate in the Mecsek Mountains). – *Bányászati Lapok* 98 (6), pp. 402–411.
- WÉBER B. 1977: Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből (in Hungarian, with German abstract: Grosstektonische Profilskizze aus dem westlichen Mecsek-Gebirge). – *Földtani Közlemények* 107 (1), pp. 27–37.

A Mórággyi-rög ÉK-i részének tektonikai elemzése és szerkezetalakulása

MAROS GYULA¹, KOROKNAI BALÁZS¹, PALOTÁS KLÁRA¹, FODOR LÁSZLÓ¹, DUDKO ANTONYINA¹,
FORIÁN-SZABÓ MÁRTON¹, ZILÁHI-SEBESS LÁSZLÓ² és BÁN-GYÓRY ERZSÉBET²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, képlékeny deformáció, Magyarország, milonit, szerkezetföldtan, törés, vetőkarc, Üveghuta

Összefoglalás

A Mórággyi Gránit Formáció ÉK-i részének szerkezetalakulását feltárásokban, kb. 3500 m kutatóárokban és kb. 4200 m mélyfúrásban mintegy 60 ezer mért szerkezeti adat alapján vázoljuk. A fúrásokban mért elemeket a saját fejlesztésű ImaGeo magszkennerrel orientáltuk. Eredményeinket magmás, képlékeny és töréses szerkezeti szakaszra bontva adjuk meg.

A Mórággyi Gránit Formáció korai magmás fejlődési szakaszában – magma-keveredési folyamatok során – alakult ki a különféle kőzetváltozatok határfelületeinek elsődleges, ÉK-DNy-i csapása, amely a metamorfózis során létrejött, ÉNy-i, illetve DK-i irányú dölésekből kirajzolódó „sá-tortető-szerkezetet” preformálta. A plutont a kései magmás szakaszban leukokrata telérek törték át, amelyek térbeli eloszlása ÉNy-DK-i húzásra utal.

Az olvadék megszilárdulása után a gránittestet regionális metamorf hatás érte, amely két, ÉNy-i, illetve DK-i dőlésű palássági generáció és keskeny milonitos zónák kialakulásához vezetett. A granitoid kőzetekben előforduló mafikus zárványok a palásság irányába fordultak be, illetve ellapultak. A metamorfózishoz kapcsolódó képlékeny nyírás döntően D-DK-i vergenciájú feltolódásokat (illetve helyenként ÉNy-i irányú antitetikus megfélelőket) eredményezett, alárendelten eltolódások is előfordulnak. Mindez kompressziós (transzpressziós?) tektonikai rezsimre utal a képlékeny szerkezetalakulás során.

A töréseket és töréses öveket alaki tulajdonságaik, kitöltésük, dőlésük és gyakoriságuk alapján csoportosítottuk. Ezek közül jelen tanulmányban elsősorban a szerkezetfejlődés szempontjából kiemelkedő jelentőségű csoportokat tárgyaljuk.

A vetőkarcos törések paleo-feszültségterének elemzése és regionális analógiák alapján az alábbi deformációs eseményeket különítettük el: kréta korú transzpresszió, eltolódás és tágulás; kora-miocén végi – középső-miocén eleji transzpresszió (több fázisban is); késő-miocén tágulás; késő-miocén–pliocén balos eltolódás.

A területet különböző szerkezeti jellemzők alapján komplex tömbökre osztottuk (Északi-, Köztes- és Déli-tömb), és a nagyobb törészónák, palássági pászták feltüntetésével tektonikai térképet szerkesztettünk. A tömbök elhelyezkedésére szerkezetfejlődési modellt adtunk, amelynek lényege, hogy a különböző palássági pászták és tömbök egymás mellé kerülését vagy gyűrődéssel, vagy eltolódásokkal (Köztes-tömb töréses övezete), vagy ezek kombinációjával magyarázhatjuk.

Bevezetés

Szerkezetföldtani értékelésünket a 2001–2003-ban lefolytatott nagyvolumenű fúrásos és felszíni kutatás (MAROS et al. 2003; KOROKNAI 2003; SZONGOTH et al. 2003), a korábbi években mélyült telephelyi mélyfúrások értékelése (MAROS, PALOTÁS 2000a, b) valamint a feltárások térképezése (CHIKÁN et al. 1995; KÓKAI, SIEGLNÉ FARKAS 2001; BALLA et al. 2003a; MAROS et al. 2003) során rögzített adatok alapján készítettük. Messzemenően támaszkodtunk a kutatás során nyert földtani

eredményekre is (BALLA et al. 2003a, b; GYALOG et al. 2003). A nagyobb törészónák lefutásának vizsgálatánál figyelembe vettük a felszíni geofizikai vizsgálatok eredményeit is (VÉRTESY et al. 2003a, b).

Adatrendszerünk többségében orientált adatokból állt. A fúrásokban ezeket az ImaGeo magszkenner által készített értékelésnek az akusztikus lyukfal-televízió adataihoz képest (SZONGOTH et al. 2003) elvégzett orientálásából nyertük (MAROS, PALOTÁS 2000a, b; MAROS, PÁSZTOR 2001). Ez az összes fúrás tekintetében mintegy 50 ezer orientált adatot

jelentett. Még körülbelül 10 ezer nem orientált adat származott a fúrások nem szkennelhető szakaszaiból. A feltárásokból 3 ezer, a mesterséges kutatóárokokból pedig 7 ezer adatot dolgoztunk fel. A teljes adatmennyiség tehát 70 ezer körül volt.

Magmatizmushoz kapcsolódó szerkezeti elemek

Az alábbiakban a monzonit–monzogranit határfelületek és a savanyú kőzetelések szerkezeti aspektusait tárgyaljuk.

Monzonit-monzogranit határfelületek

A gránitpluton képződése során magmakeveredési folyamatok zajlottak le (KIRÁLY, KOROKNAI 2004), aminek eredményeképpen az alapvetően monzogranitos környezetben mafikus (többnyire monzonitos összetételű) zárványok jöttek létre, míg a monzonitos környezetben monzogranitbeszűrődések, hibrid kőzetfajták keletkeztek (kontaminációval). A kétféle kőzetváltozat határfelületei a fúrásokban jól dokumentálhatók. Eloszlásuk döntően ÉNy-i és DK-i dőlést mutat, az előbbi túlsúlyával. A dőlésszögek tág határok között változnak, 65°-os maximummal (1. ábra, a).

A gránitbeszűrődéses, kontaminációs síkok eloszlása a mafikus zárványokban gyakorlatilag ugyanezt a képet mutatja (1. ábra, b), kissé elkülönültebb eloszlási maximumokkal. Az eloszláskép alapján tehát e két jelenség kb. egyidejű, s a magmakeveredés különböző aspektusait képviseli.

Savanyú kőzetelések síkjai

A savanyú kőzetelések (aplit, mikrogranit, pegmatit) benyomulása a pluton magmás fejlődésének kései szakaszában következett be. Több, egymást metsző telérgeneráció benyomulása is igazolható, amelyek azonban az eloszlási mintázat alapján statisztikusan nem választhatók el egymástól. Az eloszlás képe (1. ábra, c) hasonló a kőzet-határ-felületek eloszlásához, azzal a különbséggel, hogy a legnagyobb maximum itt DK-i dőlésirányt mutat, és a legtöbb telér lapos dőlésű, az eloszlás maximuma 23°. A savanyú kőzetelések eloszlási képéből kb. ÉNy–DK-i irányú húzásra következtethetünk a magmás fejlődés kései szakaszában.

Képlékeny szerkezetalakuláshoz kapcsolódó jelenségek

E fejezetben azt a deformációt ismertetjük, amely a gránitos magma megszilárdulása után, de a kőzetek képlékeny alakváltozását még lehetővé tevő hőmérsékleten — amelyet a deformációt kísérő mikroszerkezeti és metamorf ásványos átalakulások jól jeleznek — ment végbe (KIRÁLY, KOROKNAI 2004).

A képlékeny szerkezetalakulás nyomai a feltárásokban, fúrómagokon és vékonycsiszolatban egyaránt jól tanulmányozhatók. A fúrások CoreDump szoftveres értékelése (MAROS, PALOTÁS 2000a) során három — a képlékeny szerkezetalakuláshoz köthető — síkszerű szerkezeti elemet különítettünk el: meredek és lapos palásságot, illetve milonitokat (részletesen l. MAROS et al. 2003). A mafikus zárványok irányítottsága és elnyúlt-lapított alakja részben szintén a képlékeny deformáció hatását tükrözi. A továbbiakban ezeket tekintjük át, kitérve az egyes elemek alapján lehetséges szerkezeti tagolásra is.

Palásság

A metamorf hatás legszembeötlőbb jelensége a Mórággyi Gránit Formáció különböző kőzettípusainak palássága (2. ábra), amely a főbb kőzetalkotó ásványok (kvarc és földpát, illetve biotit és amfibol) alakjából és irányított elrendeződéséből adódik. A *mátrix* ásványai közül a színesásványok pikkelyes (biotit, illetve klorit) vagy oszlopos (amfibol) alakúak. A szemcsék merev forgással egymással párhuzamossá váltak, miközben belső szerkezetük viszonylag kevésbé deformálódott. Az eredetileg közel izometrikus kvarcsemmek a belsejükben lejátszódó intenzív deformáció és átkristályosodás következtében (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) ellapultak–elnyúltak. A földpátok zömök oszlopos vagy táblás alakúak, és hossztengetelyükkel közel egy irányba rendeződtek.

A kizárólag káliföldpátból álló *megakristályok* hossztengetelyük szerint szintén egy irányba rendeződtek, körvonaluk gyakran kerekítetté vált. Helyenként a szemcsék vékonyabb lencsékbe, sávokba nyíródtak szét, illetve kristályosodtak át.

A palássági síkok mentén anyagi elkülönülés játszódott le: önálló kvarc-, biotit-, illetve földpátsávok alakultak ki. A palássági síkokban határozott megnyúlási vonalasság mindenekelőtt a milonitos zónákban észlelhető.

A palásság intenzitása térben — helyenként akár cm-es léptékben is — erősen változik. Ez részint összefüggést mutat a kőzetani jellegekkel, mivel a nagyobb monzonitstek általában gyengén vagy egyáltalán nem palásodtak (pl. az Üh–27, Üh–28 és Üh–37 fúrásban), néhol pedig a szemcseméret befolyásolja a palásság fejlettségét. Másrészt azonban a metamorf hatás térbeli inhomogenitását jelzi, hogy az egymáshoz közeli, uralkodóan monzogranitos kőzeteket harántoló fúrások közt is jelentős különbség mutatkozik a palásság fejlettségében (MAROS et al. 2003).

Vizsgálataink során kétféle — meredek (dőlésszöge 80° körüli) és kevésbé meredek (dőlésszöge 60° körüli) — palásságot tudtunk elkülöníteni (2. ábra). Az utóbbit az egyszerűség kedvéért a továbbiakban „lapos” palásságnak nevezzük.

Palássági generációk

A *meredek palásság* (S_1) átlagos dőlésszöge a 75°-os értéket meghaladja, dőlésiránya többnyire ÉNy-i, néhol DK-i (3. ábra, a). A palásság irányítottsága kb. ÉNy–DK-i kompresszióra utal. A mikroszerkezeti megfigyelésekből ítélve a

meredek palássághoz intenzív koaxiális lapulás kapcsolódik, amely legjobban a kvarc alakváltozásában figyelhető meg: jól palásodott kőzetekben az eredetileg valószínűleg közel izometrikus szemcsék erősen lapított, lencseszerű testekké alakultak (KOROKNAI 2003).

A monzogranitban gyakran jelennek meg általában ovális alakú, többnyire erősen elnyúlt–lapított mafikus zárványok. Ezek irányítottsága (a legnagyobb lapultság síkja, 3. ábra, b) a jól palásodott kőzeteket feltáró fúrásokban szembeötlően jó egyezést mutat a meredek palásság (3. ábra, a) helyzetével (MAROS et al. 2003). A mafikus zárványok térbeli irányítottságának szoros egybeesése a palásság helyzetével azt jelzi, hogy a képlékeny deformáció során e testek forgást, illetve képlékeny alakváltozást szenvedtek („belenyíródtak a palásságba”).

A képlékeny deformáció nyilvánvaló hatása ellenére azonban valószínű, hogy e mafikus testek alakváltozása (elnyúlás–lapulás) jelentős részben magmás eredetű, tehát még olvadék jelenlétében ment végbe (szinmagmás deformáció). Ezt jelzi, hogy erősen lapított–elnyúlt mafikus zárványok a nem (vagy csak gyengén) deformált monzogranitban is megjelennek. Feltételezhető továbbá, hogy az S_1 palásság a hasonló helyzetű magmás irányítottságra (l. följebb) szuperponálódott, még határozottabbá téve annak jellegzetességeit.

A lapos palásság (S_2) dőlésszöge 75° -nál kisebb (többnyire $45\text{--}70^\circ$ közötti, 3. ábra, c), s az esetek többségében ez a palásság figyelhető meg jobban a kőzetekben. Dőlésiránya többnyire ÉNy-i, néhol DK-i. A lapos és a meredek palásság általában csak dőlésszögben különbözik egymástól.

Vékonycsiszolatos vizsgálataink és terepi észleléseink szerint a lapos dőlésű palásság kisebb-nagyobb mértékben elnyírja–transzponálja a meredek palásságot (2. ábra, b), tehát annál fiatalabb (KOROKNAI 2003). A jellegzetes férges kvarc (szigmoidálisan hajlott kvarclencsék) képződése ehhez a deformációs eseményhez köthető, s egyfajta gyenge krenulációként értelmezhető. A két palásság tehát külön szerkezeti elemet képvisel, nem egy palásság hajladozásáról van szó csupán.

A lapos palásság mentén esetenként egyszerű nyírásra (nem koaxiális deformációra) utaló aszimmetrikus mikroszerkezetek is megfigyelhetők, amelyek többnyire DK-i vergenciájú feltolódást jeleznek (GULÁCSI 2003; KOROKNAI 2003).

Térbeli palássági egységek

A fúrási szelvényekben a palásság dőlésirányának kisebb-nagyobb változásai alapján megbízhatóan jelölhető ki pár métertől néhány 10 méterig terjedő *mélyégi palássági blokkok* (MAROS et al. 2003). Az egyes blokkok közt általában $10\text{--}50^\circ$ közti szögértékkel jellemezhető elfordulás mutatható ki a palásság dőlésirányában, de ritkábban ennél lényegesen nagyobb irányváltozás is előfordul (akár 180° -os is, pl. az Üh–23 fúrásban).

A fúrásokon belüli dőlésirány-változások az esetek döntő többségében töréses övekhez kötődnek (MAROS et al. 2003). A töréses övek ugyanakkor nem jelentenek automatikusan palássági blokkhatárt. Ritkábban kőzettani határok is megfigyelhető a palásság dőlésirányának változása, de ez általában csak rövidebb szakaszokra jellemző.

A palásság dőlésirányának eloszlását térképen ábrázolva a telephelyen és tágabb környezetében *palássági pászták* jelölhető ki, amelyekben belül a palásság dőlésiránya többé-kevésbé egységesnek tekinthető (l. alább). Az egyes pásztákban az általánosan jellemző dőlésirány mellett természetesen mindig előfordulnak más irányok is, de összességében ezek alárendelt szerepűek. A tagolást elsősorban a telephelyen és közvetlen környezetében lehetett megbízhatóan elvégezni, a tágabb környezetben a pászták folytatása a kellő adatsűrűség hiányában bizonytalan. Az adatok alapján a vizsgált területen három fő palássági pászta jelölhető ki (12. ábra):

1. *ÉNy-i pászta*. A kutatási terület É-i részén — kb. az Üh–23 fúrást és a M6–7A–D fúrás csoportot összekötő képzeletbeli vonaltól É-ra — a palásság dőlésiránya a fúrásokban és a feltárásokban egyaránt uralkodóan kb. ÉNy-i irányú (NyÉNy-i és É-i közt változik).

2. *Köztes pászta*. A kutatási terület középső részén — elsősorban az Üh–2, Üh–22, Üh–23, Üh–25 és Üh–36 fúrás által kijelölt szűkebb zónában — kevert eloszlású, ÉNy-i és DK-i palásság fordul elő. Az Üh–3 és Üh–28 fúrásban ugyancsak megjelenik mindkét főbb dőlésirány, de ezekben a DK-i dőlésirány a domináns, ami már a következő pászta felé való átmenetre utal. E pászta KÉK-i és NyÉNy-i folytatása a hiányos feltártság miatt bizonytalan.

3. *DK-i pászta*. A kutatási terület D-i részén — az Üh–4, Üh–5 és Üh–26 fúrás által jellemzett részterületen — DK-i, ritkábban KDK-i dőlésirányok észlelhetők.

A kutatási terület déli peremén található Üh–26 fúrástól D-re a feltárásokban észlelt szerkezeti adatok alapján ismét az ÉNy-i dőlésirány tűnik meghatározónak, de az adatok kis száma miatt ez bizonytalan.

Milonitok

A milonitok a fúrásokban általában vékony (néhány cm-től pár deciméterig terjedő) sávokban előforduló, mm-es (vagy még kisebb) léptékben kiválóan fejlett palásságot és a palássági felületen határozott megnyúlási vonalasságot mutató tektonitok (4. ábra, a, b), gyakran erősen sávós megjelenéssel. A megnyúlási vonalasság helyzete a palásság síkjában általában csak kevéssé ($<30^\circ$) tér el a palásság dőlésirányától.

A fúrásokban és terepi feltárásokban a milonitok viszonylag ritkák. Minden főbb kőzettípusban és a leukokrata telérekben is előfordulnak, többnyire a lapos palássággal konkordáns helyzetben. Egyes fúrásokban (Üh–22, Üh–25, Üh–27 és Üh–36) azonban gyakoribbak a finomszemcsés leukokrata telérek kőzetekben, e kőzetek tehát a képlékeny deformáció során számos esetben reológiaiilag gyenge zónaként viselkedtek.

A milonitok környezetükhöz képest feltűnően markáns deformációt mutatnak, és nem vagy csak gyengén deformált monzonitos (pl. Üh–27), illetve jól palásodott monzogranitos kőzettestekben (pl. Üh–29) egyaránt megjelennek.

A milonitok térbeli irányítottsága (4. ábra, c) általában igen hasonló a laposabb palásság irányítottságához (3. ábra, c), az esetek túlnyomó többségében azzal teljesen egyező, amit a vékonycsiszolatos vizsgálatok is igazoltak.

A tektonikai transzport iránya a palásságra merőleges, és a megnyúlási vonalassággal párhuzamos metszetekben észlelhető aszimmetrikus mikroszerkezetek alapján uralkodóan DK-i, ritkábban DDK-i vergenciájú feltolódásnak adódott (néhol gyenge eltolódásos komponenssel; KOROKNAI 2003; GULÁCSI 2003). A DK-i dőlésű milonitos palásságban észlelt ÉNy-i vergenciájú feltolódások az előzőek antitektonikus párjaként értelmezhetők. Ilyen mozgásokra utaló szerkezetek helyenként a laposabb palásság síkjain is megfigyelhetők.

Néhány esetben balos, illetve jobbos eltolódásos nyírás is előfordult, amely egykorú lehet a feltolódásokkal, de erre vonatkozó közvetlen adatunk nincs. Ritkán a meredek dőlésű palásság (S_1) síkjain is észleltünk képlékeny nyírást: ez többnyire normál, vetődéses jellegű, s feltehetőleg megelőzi a fentebb tárgyalt nyírást, de ennek megerősítéséhez további adatok szükségesek.

Töréses szerkezetfejlődéshez kapcsolódó jelenségek

Már vizsgálataink kezdetekor világos volt, hogy jelentős számú töréses deformációs eseménnyel kell számolnunk, valamint az is, hogy az üledékes fedőrétegek elemzésére nem számíthatunk a deformációs események korbesorolásánál. Ezért a töréseket az értékelés első fázisában csak fenomenológiai alapon osztályoztuk (MAROS et al. 2003). Mindenekelőtt elkülönítettük a nagyobb töréses öveket, a mozgásnyomokkal rendelkező töréseket és a litoklázisokat. Az utóbbiakat alakjuk, egymáshoz való viszonyuk, környezetük elváltozásai, kitöltésük tulajdonságai, feltételezett nyitottságuk alapján rendszereztük. Az egyes csoportokat mélység szerinti és térképi eloszlásban is vizsgáltuk. A törések különböző szempontú, illetve a különféle szempontok kombinációi alapján történt rendszerezése azonban önmagában nem teszi lehetővé a nagyszámú törésgenerációt létrehozó deformációs eseményeknek, illetve ezek sorrendjének pontosabb meghatározását. Ugyanakkor a gránittest töréses szerkezetfejlődésének rekonstrukciója nem nélkülözheti a szerkezeti események egymásutánosságának felderítését, sőt annak talán legfontosabb elemét jelenti. A továbbiakban először rövid áttekintést adunk a töréskép általános jellemzőiről, majd — a fentebb tárgyalt kiemelt szerepük miatt — a vetőkarcos törések alapján megkülönböztethető feszültségtereket és néhány, időben viszonylag megbízhatóan elhelyezhető töréscsoportot, illetve a fontosabb szerkezeti jellemzők területi eloszlása alapján nyert eredményeket mutatjuk be részletesebben.

Törések általában

Mindenekelőtt az összes törés, a nyílt törések, a kataklázitok, a trachittelérek síkjai, a kivörösödött szegélyű törések és a vetőkarcos törések rövid leírásával és térbeli eloszlásukkal foglalkozunk.

Összes törés

Az összes törés (5. ábra) jellemzésénél a vizuális tektonikai értékelés alapján kb. 46 800 (MAROS et al. 2003), az akusztikus lyukfal-televíziós elemzésből pedig kb. 30 100 (SZONGOTH et al. 2003) adatot vettünk figyelembe.

A *tektonikai adathalmaz* eloszlási képe (5. ábra, a), bár a területre jellemző, várt csapásirányokat is mutatja, de a legtöbb törésre ÉK-i dőlést ad. A hatalmas mennyiségű adat viszonylag egyenletesen oszlik meg a maximumok között: a sötétkék és sárga színekkel jelzett maximumok között mindössze 1,5-szörös különbség van, tehát a KÉK–NyDNy-i csapású és a meredek D-i dőlésű törések ~4000-es darabszáma is igen jelentős. A dőlésszögek közül a Terzaghi-korrektcióval készült pólussűrűségi diagramon a 70–80° közöttiek a leggyakoribbak.

A *lyukfal-televíziós képben* (5. ábra, b) két, egymásra közel szimmetrikus maximum található közel ÉK–DNy-i csapásban. A fő maximumpáron kívül találunk még egy közel K–Ny-i csapású mellékmaximumpárt is. A 40°-nál laposabb repedések a DK-i szektorba esnek a legnagyobb valószínűséggel.

A két eloszlás képe tehát számos vonásában hasonló, viszont a maximumok közül az ÉK-i dőlésű a tektonikai adathalmazban válik dominánssá. Az eltérés okait további kutatások fogják pontosabban meghatározni. Itt a lehetséges magyarázatok közül a következőket említhetjük. A tektonikai adathalmazban a magszkennelt képek értékelése adja az adatok fő tömegét. A magszkennelés felbontása pedig több, mint 50-szerese a lyukfal-televízióénak. Lehetséges tehát, hogy az ÉK-i dőlésű síkok jelentős részben apró hajszálrepedések. Másfelől a tektonikai adathalmaz nagy mennyiségű, feltárásban és árkokban mért adatot is tartalmaz. Tehát az adatok számában meglévő különbség az adatok összetételében megbúvó különbségeket is takar. A harmadik tényező, amelyet figyelembe lehet venni, az adatok eloszlásának megjelenítésére használt kissé eltérő módszer, amely többek között a lyukfal-televíziós kép elmosódottabb, a tektonikai adathalmaz maximumra kihegyezettebb grafikáját okozza. Az élesebb vagy elmosódottabb maximumokra a Terzaghi korrekció is eltérő hatással lehet.

Nyílt törések

Nyílt töréseken az eredeti helyzetükben is nyitott töréseket értjük (6. ábra). A közvetlen megfigyelési lehetőség hiánya miatt ennek a tulajdonságnak a felismerése nem nélkülözi a szubjektivitást. A tektonikai értékelésnél a szubjektivitás abból származott, hogy az értékelő geológus a fúrómagokat már csak a magládában láthatta, a fúrás műveletek után. Az igénybevétel következtében az eredetileg zárt törések a fúrás során kinyílhattak. A zártság–nyíltág megkülönböztetését alaki tulajdonságokra visszavezetve végeztük el. Nem soroltuk ebbe a csoportba azokat a nyílt töréseket, amelyek „szemmel láthatóan” frissen kinyíltak voltak, azokat a töréseket sem, amelyek felületi vagy kitöltésfelületei tökéletesen illeszkedtek egymásba. A nyílt törések csoportját e törések levonása után kaptuk meg.

Két fő töréscsoport, az ÉK-i, és az ÉNy-i dőlésű törések bizonyultak nyíltak (6. ábra, a), az utóbbiak széles (egészen 20-25°-ig terjedő) dőlésszög tartományban.

A *lyukfal-televíziós kép* értékelése során a nyitottság kritériuma az volt, hogy az illető törés képe a traveltime- és az amplitúdóképen egyszerre jelenjen meg. A traveltime-képen ugyanis csak azok a repedések jelennek meg, amelyeknél a visszaverődő akusztikus hullám terjedési ideje mikroavarnásodás miatt megnő. Ezzel szemben az amplitúdóképen az olyan repedések is megjelennek, amelyek esetében csak a kőzet mechanikai állaga különbözik a törés síkjában a környezetétől. Ennek az értékelésnek az eredményeként az akusztikus értelemben nyitott törések eloszlását mutatja a 6. ábra b része.

A két eloszlás összevetése alapján, ha csak az azimutot tekintjük, sok hasonlóság mutatható ki. A maximumok többsége jelentkezik mindkét diagramon, bár ezúttal a tektonikai adathalmaz mutat elkentebb eloszlásképet, így a diffúz maximumok mögött a lyukfal-televíziós képtől eltérő maximumok is megbújhatnak. A fő különbség az általában lapos, de főképp az ÉNy-i dőlésű lapos síkok megítélésében van, amelyek a lyukfal-televíziós kép alapján nem kaptak nyílt minősítést. Ezek feltehetőleg a fúrólukban vagy tényleg zártak voltak, vagy a nyílásszélességük nem érte el a traveltime-kép felbontóképességének alsó határát.

A nyílt repedések egy része teljes szinuszt ad (6. ábra, c), tehát a fúrásban határozottabb megjelenésű. Számuk (2441) a lyukfal-televíziós értékelés alapján a nyitott repedések kb. 25%-a, köztük a DK-i dőlésűek vannak túlsúlyban. Az ÉNy-i dőlésűek aránya itt is körülbelül ugyanannyi, mint a lyukfal-televíziós kép alapján összes nyitott repedésen belül. Az eloszlás szembetűnő hasonlóságot mutat a laposabb paláság eloszlásával.

Kataklázitok

E deformációs jelenség átmenetet képez a képlékeny és a törés tartomány között. Ebbe a — minden bizonnyal összetett — jelenségcsoportba a síkszerű felületekkel határolt kataklázis öveket, valamint az általunk kvázi-képlékeny jelenségnek nevezett zónákat soroltuk. Ez utóbbiak fúrásban vékony, néhány cm-es, feltárásokban gyakran dm-es nyírási zónák vagy több zónából kötegelt nyírási övek, amelyekben belül a kőzetanyag és a törési síkokban lévő kitöltések gyakorta „milonitszerűen” sávós, szigmoidális megjelenést mutatnak. Vékonycsiszolatban néhol a kalcit-kitöltés dinamikus átkristályosodása észlelhető. Feltűnő, hogy a jelenség viszonylag meredek síkokhoz kötődik (7. ábra). Az ábrán látható eloszlás bonyolult képet mutat: kb. K–Ny-i és ÉK–DNY-i csapású, valószínűleg konjugált párokat láthatunk. Mindkét csoportban túlsúlyban vannak a D-i, illetve DK-i dőlésű síkok. Az előző párt feltételeesen az F_1 paleo-feszültségtérhez (1. alább) kapcsoljuk, az utóbbi besorolása még további vizsgálatokat igényel.

Trachittelérek

A trachittelérek térbeli eloszlása hasonló a Mecsek-alja-öv csapásához, azt hegyes szögben metszi (BALLA et al. 2003b). A feltárásokon kívül az Üh–27 és Üh–29 fúrásban

fordultak elő hasonló telérek. Ez utóbbiak határfelületeinek sztereogramja látható a 8. ábra a részén. A vetőkarcos síkok elemzése alapján a telérek benyomulása nagy valószínűséggel az F_3 (1. alább) extenziós erőterhez kapcsolódik. A teléreket metsző, tehát annál fiatalabb törések sztereogramja (8. ábra, b) a telérek csapásával párhuzamos eloszlást mutat.

Törések kivörösödött szegéllyel

A törések és kitöltéseik egymásutánosságának elemzése (MAROS et al. 2003) szerint a másodlagosan kivörösödött szegélyű törések (9. ábra) az egyik legkorábbiak mutatózó töréses deformációval hozhatók kapcsolatba. Eloszlásuk igen homogén, jellemzően ÉK-i irányba dőlnek mintegy 65°-os dőlésszöggel. Ezek a síkok feltehetően az F_3 (1. alább) feszültségtérben keletkeztek.

Vetőkarcos törések

A vetőkarcoknak mint mozgásvektoroknak a térbeli elemzésével, illetve egyes elméleti töréses deformációs modellekhez való hasonlításával következtethetünk az egykori feszültségterek irányára, jellegére és a létrejövő töréses deformáció mintájára (ANDERSON 1951; ANGELIER 1984).

Fúrásokban és feltárásokban összesen 885 db vetőkarcos felületet észleltünk, amelyből 152 db (17%) volt meghatározatlan jellegű. Ezeket közvetlenül nem lehetett a feszültségtér-számításba bevonni.

A telephelyen és környezetében 6 feszültségtér jelenik meg. Az egyes feszültségtereket a két maximális horizontális feszültségtengely iránya jellemzi. A feszültségterekre jellemző irányokat és elmozdulási jellegeket az 1. táblázatban összesítettük.

Megvizsgáltuk, hogy a törések mentén jelentkező kitöltések köthetők-e egy-egy jellegzetes feszültségtér törésrendszeréhez. Megállapítottuk, hogy a paleo-feszültségterek fő irányaiiban közel ugyanolyan arányban fordulnak elő a különböző hidrotermális kitöltőanyagok, vagyis az egyes szerkezeti fázisokhoz kapcsolható töréseknek nincsen jellegzetes hidrotermális eredetű kitöltése. A trachittelérek viszont olyan szakításos vagy szakításos–nyírási törések mentén nyomultak be, amelyek az F_3 feszültségtérben keletkeztek.

A terület tagolása

Ezután az egyes szerkezeti jelenségek eloszlásképéből következő eredményeket ismertetjük.

Komplex tömbök

Kutatási területünket első lépésként a törések irányeloszlása alapján tagoltuk. Ezt a felosztást a magmás és képlékeny tektonikai jelenségekkel korrelálva szerkezeti-leg markánsan elkülönülő *komplex tömböket* kaptunk (10. ábra).

I. táblázat. A paleo-feszültségterek tulajdonságai

Feszültségterek	Feszültségtér jellege	Fő feszültség iránya	Törések jellemző csapásai és dőlésszögei	Elmozdulások jellege
F ₁	eltolódásos	$\sigma_1 = N_y \acute{E}N_y$ KDK	N060-085E/75-90°	jobbos eltolódások
			N130 160E/80 90°	balos eltolódások
F ₂	eltolódásos	$\sigma_1 = \acute{E}\acute{E}N_y$ DDK	N095 130E/60 90°	jobbos eltolódások
			N010-045E/45-90°	balos eltolódások
			N050-080E/25-55°	rátolódások
F ₃	eltolódásos széthúzásos	$\sigma_1 = \acute{E}N_y$ DK $\sigma_3 = \acute{E}\acute{E}K$ -DDN _y	N130-150E/50-75°	normál vetők
			N340-020E/75-90°	balos eltolódások
			N070 090E/75 90°	jobbos eltolódások
F ₄	eltolódásos és kompressziós	$\sigma_1 = \acute{E}\acute{E}K$ -DDN _y $\sigma_3 = KDK$ NyDN _y	N025 055E/25 80°	balos eltolódások
			N130-175E/65-90°	jobbos eltolódások
			N100-125E/20-50°	rátolódások
			N020 040E/55 75°	normál vetők
F ₅	széthúzásos	$\sigma_3 = DK$ - $\acute{E}N_y$	N010 055E/45 80°	normál vetők
F ₆	kompressziós és eltolódásos	$\sigma_1 = K\acute{E}K$ NyDN _y	N085 120E/60 90°	balos eltolódások
			N015 045E/80 90°	jobbos eltolódások
			N015-045E/55-75°	jobbos eltolódások
			N000-030E/15-45°	feltolódások

A tömböket a telephelyen *blokkokra* osztottuk fel, amelyeket töréses övek választanak el egymástól. Ebből adódóan egyazon fúrás különböző szakaszai különböző blokkokba eshetnek. A tömbök határait a legmarkánsabb változások határaival, a palássági pásztahatárokon futó dokumentált vagy feltételezett töréses övekkel definiáltuk, mivel a palássági blokkok határai a fúrásokban is legtöbbször töréses övek (l. följebb). A palássági pásztahatárok egyébként számos esetben ugyancsak meghatározott töréses övekre esnek.

A *Déli-tömböt* a telephely DK-i részén az Üh-4, az Üh-5 és az Üh-26 fúrásban észlelt, uralkodóan DK-i dölések alapján jelöltük ki. A közethatárok, a savanyú kőzetlelérek és a palásság, valamint a törések irányeloszlása DK-i dőlés-maximumot mutat.

A *Köztes-tömböt* az Üh-2, Üh-3, Üh-22, az Üh-23 105 m alatti szakasza, az Üh-28, Üh-30 és Üh-36 fúrás, valamint az A1 és alárendelten az A2 kutatóárok jellemzi. Ez a tömb tartalmazza tulajdonképpen a Déli- és az Északi-tömböt elválasztó töréses övezet töréses öveit. A töréses övek közötti térrészeket blokkoknak nevezzük, és azokat eltérő törésirány-maximumokkal jellemezzük. A Köztes-tömbön belül — a törések eloszlását tekintve — két, határaival feltehetően párhuzamos csapású térrészt különböztethetünk meg. Az egyik (a délebbi) az Üh-2, Üh-3, Üh-22, Üh-28 és Üh-30 mélyfúrással megadható sáv, amelyben a törések erősebb rokonságot mutatnak a Déli-tömb töréseivel, a DK-i dőlésűek mellett azonban megjelennek az Északi-tömbre jellemző $\acute{E}\acute{E}N_y$ -i és $\acute{E}K$ -i dőlésűek is. A másik sáv az Üh-23 fúrás 105 m feletti szakaszával, valamint az Üh-25 és Üh-36 fúrással adható meg. Ebben a sávban az Északi-tömbbel való rokonság dominál, az $\acute{E}K$ -i és $\acute{E}N_y$ -i dőlésű síkok statisztikai túlsúlyával. A közethatárok, a savanyú kőzetlelérek és a palásság szintén korrelál a törések „kevert” eloszlásával: mind a Déli, mind az Északi-tömbre jellemző irányok jól kivethetők (10. ábra).

Az *Északi-tömböt* az Üh-23 105 m feletti szakasza, továbbá az Üh-25, Üh-27, Üh-29, Üh-31, Üh-32, Üh-33, Üh-34 és Üh-37 fúrás, valamint az A2 kutatóárok $\acute{E}N_y$ -i részében meghatározóvá vált $\acute{E}K$ felé dőlő töréscsoport alapján jelöltük ki. Az uralkodó irányúak mellett főként $\acute{E}K$ -DN_y-i csapású (töbnyire kb. 45°-ban $\acute{E}N_y$ -ra dőlő) törések jelennek meg. Felismerhető továbbá egy másik, igen jelentős csoport is, amely döntően D-i, DDN_y-i dőlésű síkokkal, 80° körüli dőlésszöggel jellemezhető.

A palásság és a közethatárok dőlésiránya is markánsan $\acute{E}N_y$ -i dőlésirányú. A savanyú kőzetlelérek eloszlásában mind az $\acute{E}N_y$ -i, mind a DK-i dőlésirány megtalálható.

Tektonikai térkép

A nagyobb töréses övek és a tömbök alapján megszerkesztettük a terület *tektonikai térképét* (MAROS et al. 2003), amelyet vázlatosan a 11. ábra a részén mutatunk be. A töréses övek dőlését kutatóárkokban és mélyfúrásokban határoztuk meg. Helyzetüket felszíni és mélyfúrás-geofizikai módszerekkel pontosítottuk. Fúrásokban az akusztikus lyukfal-televízió adatainak segítségével határoztuk meg dőlésüket. Összeköthetőségüket, hosszukat, lefutásukat egyedi és interferenciás kútvizsgálatok segítségével is vizsgáltuk (BALLA 2003; BALLA et al. 2003b, 2004).

A szerkesztés során problémát jelentett a töréses övek követése, metsződés esetén elvégződése más töréses övekben vagy azokon való áthaladása. Ennek megoldására egyszerűsített vetőképet alkalmaztunk, mint lehetséges szerkezeti modellt. Hangsúlyoznunk kell, hogy habár modellünk a töréses öveknek fúrásokban és kutatóárkokban történt észlelésén és mérésén alapul, továbbá összhangban van a paleo-feszültségterek elemzésével, mégis csak modell. Ez azt jelenti, hogy — az egyes töréses övekben rejülő bizonytalanságon túl — a konkrét összeköttetések és metszések hipotetikusak, és további kutatások tükrében vál-

tozhatnak. A tömbök fő jellegzetességeit ÉNy–DK-i irányú koncepcionális szelvényen (11. ábra, b) mutatjuk be.

Szerkezetfejlődés

A következőkben felvázoljuk a Mórágvi Gránit képződésének szerkezeti fejlődését.

Deformációs események

D₀ fázis (paleozoikum). Kutatási területünkön a szinte minden földtani–szerkezeti jelenség tekintetében jelentkező irányítottság kialakulása már a magmás fejlődés során megkezdődött. Ekkor alakulhatott ki a granitoid és a benne előforduló mafikus zárványok határainak jellemzően ÉK–DNY-i csapása. Ezen magmás irányítottság, valamint a mafikus zárványok jelentős részben a magmás fejlődési szakaszhoz kötődő lapulása–elnyúlása arra utal, hogy a pluton képződése feszültség alatt ment végbe (szinmagmás deformáció). A leukokrata kőzetlegrégek a már döntően megszilárdult plutonba (KIRÁLY, KOROKNAI 2004), ÉNy–DK-i húzás hatására nyomultak be.

D₁ fázis (karbon?). A primer magmás irányítottságra szuperponálódott képlékeny deformáció során a döntően koaxiális lapulással kialakult meredek palásság még markánsabbá tette azt az irányítottságot, amely a magmás szakaszra volt jellemző.

D₂ fázis (karbon?). A meredek palásságot lapos palásság írta felül, és keskeny nyírási zónákban milonitosodás ment végbe.

A metamorfózis, illetve az azt kísérő képlékeny deformációs események pontosabb korbesorolása egyelőre még nincs megoldva. A rendelkezésre álló radiometrikus koradatok alapján valószínűnek tartjuk, hogy ezek ~320 (–300?) Ma körül történtek (BALOGH et al. 1983; LELKES FELVÁRI et al. 2000; TUSKE 2001; CSERNÜSOV 2003).

A feszültségterekhez tartozó töréses elemek relatív sorrendje és szakirodalmi analógiák alapján rekonstruáltuk a töréses deformációtörténetet, és deformációs fázisokat különítettünk el. Ehhez felhasználtuk a paleo-feszültségtér vetőkarcos törések alapján lefolytatott elemzését, és a megfigyelt nagyobb töréses övek irányeloszlását (12. ábra). A töréses övek irányeloszlása alapján megadtuk a kutatási terület egyszerűsített vetőmintájának lehetséges kinematikáját.

Megfigyeléseink és a Mecsek, valamint a Villányi-hegység területéről publikált szerkezeti eredmények (részletesen I. alább) alapján egyértelmű, hogy több fázist azonos vagy nagyon hasonló feszültségtér jellemez, azaz egyes feszültségterek vissza-visszatérnek a szerkezetfejlődés során. Ezért bizonyos törések többször, azonos kinematikával reaktiválódtak.

D₃ fázis (középső-kréta). A töréses deformáció története a kréta közepétől követhető nyomon (13. ábra), bár nem zárható ki korábbi törések létezése sem. A legidősebb töréses elemek a Mecsekben és Villányi-hegységben is észlelhető gyűrődéshez, pikkelyeződéshez köthetők, amely kb. ÉNy–DK-i kompresszió következtében alakulhatott ki (WÉ-

BER 1977; BENKOVICS et al. 1997). A feszültségterek közül az F_1 , az F_2 , illetve az F_3 tér is jellemezte ezt a fázist, időben vagy térben változva. Ennek során a főleg a palássággal közel párhuzamos rátolódásokkal és csatlakozó eltolódásokkal számolhatunk („ α ” kinematika). A terület ekkor transzpressziós deformációt szenvedett. Feltételezhetően ide soroljuk a CoreTime értékelés első, laposabb dőlésszögű karbonát–hematit anyagú kitöltéseit, illetve a vastag kalcitos, dolomitos, ankerites kitöltéseket, valamint a sík menti vörösödést is. Az Erdősmecke melletti gránitban megjelenő analóg feszültségtér BERGERAT, CSONTOS (1988) miocén kőzetekben nem észlelte, ami indirekt módon támogatja a pre-miocén minősítést.

D₄ és D₅ fázis (késő-kréta). A deformációtörténet következő fázisa (D_4) az F_4 feszültségtér aktivációja lehetett, amely ÉK–DNY-i csapású balos eltolódásokat mozgatott („ β ” kinematika). A Bábaapáti (Üvegutai)-telephelyen jól azonosítható töréses elemek a Mecsek és a Villányi-hegység más fontos eltolódásaihoz hasonlóak. Ilyen a Nyugati-Mecsekben általunk is vizsgált Büdöskúti-zóna, ahol az ittenihez hasonló feszültségtérre kaptunk (MAROS et al. 2000). A zóna balos jellegét és kréta korát korábbi vizsgálatok (KONRÁD 1998; HÁMOS 1999) és saját méréseink is alátámasztják. A Bábaapáti (Üvegutai)-telephely környékén ezt zárhatta az F_5 feszültségtér hatására a kréta végén kialakuló D_5 tágulós deformáció, amely a magmás telérek benyomulását eredményezte.

D₆, D₇ és D₈ fázis (kora- és középső-miocén). A kora-miocén végének és a középső-miocén elejének töréses deformációja összekapcsolódott a kőzetek óramutatóval egyező irányú forgásával (MÁRTON, MÁRTON 1999). A forgás következtében a kőzeteket az F_6 , F_4 , majd F_2 feszültségtér hatása érintette. A gyors kinematikai változás azonban annyiban látszólagos, hogy a blokkok forgása miatt léphetett fel egy stabil feszültségtérben (CSONTOS, BERGERAT 1993; FODOR et al. 1999). A változó feszültségtér eltérő kinematikájú mozgásokat indukálhatott a D_6 , D_7 és D_8 fázis során. Ide tartozhatnak a Mecsek Északi-pikkelyzónájában kimutatható balos transzpresszív mozgások is (TARI 1993).

D₉ és D₁₀ fázis (késő-miocén, pliocén). A késő-miocén elején CSONTOS et al. (2002) ÉNy–DK-i tengelyű tenziós feszültségtérre tételezett fel. Az ilyen tulajdonságokkal rendelkező, feltételezett D_9 deformációs fázis területünk törései között az F_5 feszültségtérnek felel meg. A miocén végén megindult a Mecsek és a Villányi-hegység transzpressziós kiemelkedése, amelyhez kapcsolódóan rátolódásos eltolódások jelentek meg (WEIN 1965; CSONTOS et al. 2002). Ilyen deformáció (D_{10}) a telephely tágabb környezetében, a Mecsek-alja-öv egyes szakaszain észlelhető (KLEB 1973, NÉMEDI VARGA 1983). A vizsgált üvegutai területen a fő ÉK–DNY-i csapású balos eltolódásos zónában reaktiválódtak („ β ” kinematika) a korábban kialakult töréses elemek és a palássági síkok, illetve számos, gyakran nyílt repedésrendszer jött létre. A szétágazó–összefonódó törésrendszer leginkább eltolódásos lehetett, az F_5 és kisebb mértékben az F_4 feszültségtér hatására mozgatható.

A jelenlegi szerkezeti kép kialakulása

A szerkezetalakuláshoz kapcsolódva tárgyaljuk az eltérő szerkezeti tulajdonságú tömbök és blokkok szomszédos elhelyezkedésének kérdését. Az Északi- és Déli-tömböt többékevésbé „zavartalan”, egységes tömböknek, a Köztes-tömböt különböző térbeli eredetű blokkok halmazának tekintjük. Az egymásmellettség magyarázataként két alapvető szerkezeti megoldással, illetve ezek kombinációjával számolhatunk.

Az *első megoldásban* az Északi- és Déli-tömb dőléseinek sátozott szerkezetét gyűrdés hozza létre, amely a gránitban települő metamorf homokkő-agyagpala roncsok helyzetét is magyarázhatja. Így a különböző palássági pászták a redők szárnyait jelentik. Ebben az esetben viszonylag szűk redőkkel kellene számolnunk, ami megmagyarázná, hogy miért nem észlelünk sehol sem átmeneti (igen lapos) dőlésű palásságot. A csuklózónák felső, átmeneti döléseket tartalmazó régióit későbbi lepusztulás is eltüntethette. Problémát jelent e modellben azonban a Köztes-tömb blokkjaiban tapasztalható eltérő palássági stb. jellemzők magyarázata.

Második megoldásként a Köztes-tömböt egy töréses, eltolódási övezetnek tekintjük, amelyben a pluton elmozdulások előtti állapotában is különböző szerkezetű részeiből származó blokkok kerülnek egymás mellé. Ebben a megoldásban az eltolódás az eredeti pluton távoli tömbjeit hozta egymás mellé (14. ábra, d).

Számolnunk kell a két megoldás egyesítésével is, amely a tömbök tulajdonságainak kialakulását (a magmás preformáció és a koaxiális lapulás mellett) gyűrdéssel magyarázza, a Köztes-tömbben kevert blokkos eloszlást létrehozó eltolódást tételezve fel.

Mindkét munkahipotézisre vonatkozóan azonban hozzá kell tennünk, hogy a tömbök által lefedett terület túl kicsi a tömbök genetikájának pontos meghatározásához.

Következtetések

A Mórággyi Gránit Formáció korai, *magmás fejlődési szakaszában* — magma-keveredési folyamatok (PITCHER 1997) során — alakult ki a különféle kőzetváltozatok határfelületeinek elsődleges, ÉK–DNy-i csapása, amely a metamorfózis során létrejött ÉNy-i, illetve DK-i dölésekből kirajzolódó „sátozott szerkezetet” preformálta. Ez a folyamat valószínűleg feszültségtér hatása alatt ment végbe (szinmagmás deformáció). Ekkor már mai helyzetében ÉK–DNy-i irányban bizonyos mértékig elnyúlt plutonnal számolunk, mivel sehol sem tapasztalunk statisztikus mennyiségű haránt irányú monzonit–monzogranit határfelületet vagy telért. A 14. ábra a részén e pluton keresztmetszetét ábrázoltuk. Ezt követően, a magmás fejlődés késői szakaszában savanyú kőzettelérek nyomultak be a gránittestbe, valószínűleg

ÉNy–DK-i húzással jellemezhető erőterben. Feltételezzük, hogy a telérek legalábbis bizonyos része koncentrikus, és a feszültségtérnek megfelelő elhelyezkedése mellett a pluton alakját, illetve a szinmagmás preformáció térbeli elhelyezkedését követte (CASTRO, FERNÁNDEZ 1998). Ezekon kívül természetesen lehettek a pluton határát átmetsző, radiális elhelyezkedésű telérek is.

A *variszkuszi orogenezis* során a Mórággyi Gránit Formációt regionális metamorf hatás érte, amely az alábbi képlékeny deformációs eseményekben nyilvánult meg:

D₁: meredek dőlésű (>75°), általában ÉNy-i dőlésirányú palásság (S₁) képződése, amelyhez intenzív koaxiális lapulás társult (14. ábra, b). A palásság helyzete kb. ÉNy–DK-i kompressziót jelez.

D_{2a}: „lapos” dőlésű (~65°) palásság (S₂) képződése, amely a meredek S₁ palásságot változó mértékben krenuláljatranszponálja, de csapása azzal közel megegyező (14. ábra, c).

D_{2b}: D–DK-i (ritkábban É-i) vergenciájú feltolódásokkal jellemezhető, keskeny milonitos zónák képződése, amelyek irányítottága többnyire a lapos palásságéval (S₂) egyezik meg.

A képlékeny szerkezetalakulás során a monzonitos kőzetzárványok a palásság irányába fordultak be, illetve lapulást szenvedtek. A képlékeny nyírás döntően D–DK-i vergenciájú feltolódásokat (illetve helyenként ÉNy-i irányú antitetikus megfelelőket) eredményezett, alárendelten eltolódások is előfordulnak. Mindez kompressziós (transzpressziós?) tektonikai rezsimre utal.

Az *alpi orogenezis* deformációtörténetét vetőkarcok elemzése alapján számított paleo-feszültségterek és ezek regionális analógiái alapján rekonstruáltuk.

D₃: kréta transzpresszió, a palássággal közel párhuzamos rátolódásokkal és csatlakozó eltolódásokkal.

D₄: kréta eltolódásos tér, ÉK–DNy-i csapású balos eltolódásokkal.

D₅: kréta tágulós deformáció, trachittelérek benyomulásával.

D₆, D₇, D₈: kora-miocén végi – középső-miocén eleji regionális rotáció alatt ható feszültségterek transzpresszív mozgásokkal.

D₉: késő-miocén eleji ÉNy–DK-i tengelyű tenziós feszültségtér.

D₁₀: késő-miocén–pliocén eltolódásokhoz köthető kiemelkedés ÉK–DNy-i csapású balos eltolódásos zónában, korábbi szerkezetek reaktiválódásával.

A területet komplex szerkezeti tömbökre osztottuk, és a nagyobb töréses övek, palássági pászták feltüntetésével tektonikai térképet szerkesztettünk. A tömbök elhelyezkedésére szerkezetfejlődési modellt adtunk, amelynek lényege, hogy a különböző palássági pászták és tömbök egymás mellé kerülését vagy gyűrdéssel, vagy eltolódásokkal, vagy ezek kombinációjával magyarázhatjuk (14. ábra, d).

Alpine burial history of the Mórág Block and its environs

GÉZA CSÁSZÁR

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: Cenozoic, erosion, Hungary, Late Palaeozoic, Mesozoic, Mecsek Mountains, South-eastern Transdanubia, subsidence

Abstract

The aim of this study was to reconstruct the subsidence and burial history of the low- and intermediate-level radioactive waste disposal in its potential repository area. The research area can be subdivided into two subareas of different geological settings. In the larger subarea (Mórág Block) there are mainly granitoid rocks on the surface but usually covered by Quaternary and in a few cases Pannonian sediments. In the Zsibrik Block the granitoid rocks are covered by Lower Palaeozoic metamorphites and in part by Jurassic and Neogene formations. The significant differences between the two areas from the Carboniferous onwards are expressed in the Figures 3 and 4.

Introduction

The present study was compiled as a part of the exploration for assessing the possibilities of low- and intermediate-level radioactive waste disposal in the environs of Bataapáti. Its aim is to investigate the subsidence (burial) conditions of the study area. The area consists of the Mórág Granite Formation (Palaeozoic), regarded as the potential host rock of the radioactive waste, and the closely related Ófalu Formation (Palaeozoic), as well as the Jurassic succession in the NW corner of the research area. The latter is connected tectonically to the above mentioned formations (Figure 1). The idealised geological profile edited by G. Császár for the area between the Mecsek and Villány Mts. served as a model for plotting the subsidence curves (Figure 22, p. 34 in Császár 2002).

Geological background

Geologically, the area represents a part of the Mecsek Zone (northern tectonic element of the Tisza Unit – FÜLÖP 1994). It is of a syncline character and is situated on the S flank of the Zone. In the environment of the Mórág Block

opinions differ as to the boundary of the Mecsek and Villány Zones, the nature of the formation contacts, as well as the kind and direction of movements along structural elements. This is so despite the considerable volume of drilling research that has taken place. Their analysis is not a task of this study and thus it is mentioned as an example only that the majority of the authors do not take any particular stand on the tectonic character of the Mórág Block and the closely related Mecsekalja Zone. This zone is composed of metamorphites of the Ófalu Formation (Palaeozoic), as well as the Mesozoic range connected to them from NW (FÜLÖP, DANK 1987; BARABÁS, BARABÁS-STUHL 1998, *etc.*). According to TÖRÖK (1998), the Villány Zone is thrust on the Mecsek Zone even here, while according to BALLA (1981) the thrust is just the reverse in this section. However, according to CSONTOS (1995) this is a dextral fault line. On the maps of the last report (BALLA et al. 2003) of the exploration for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant, this structural line is not qualified, either.

With regard to the southern boundary of the Mórág Block, the points of view also vary. The map of FÜLÖP, DANK (1987) marks a sedimentary contact between the Mórág Complex and the Triassic sequences, while according to

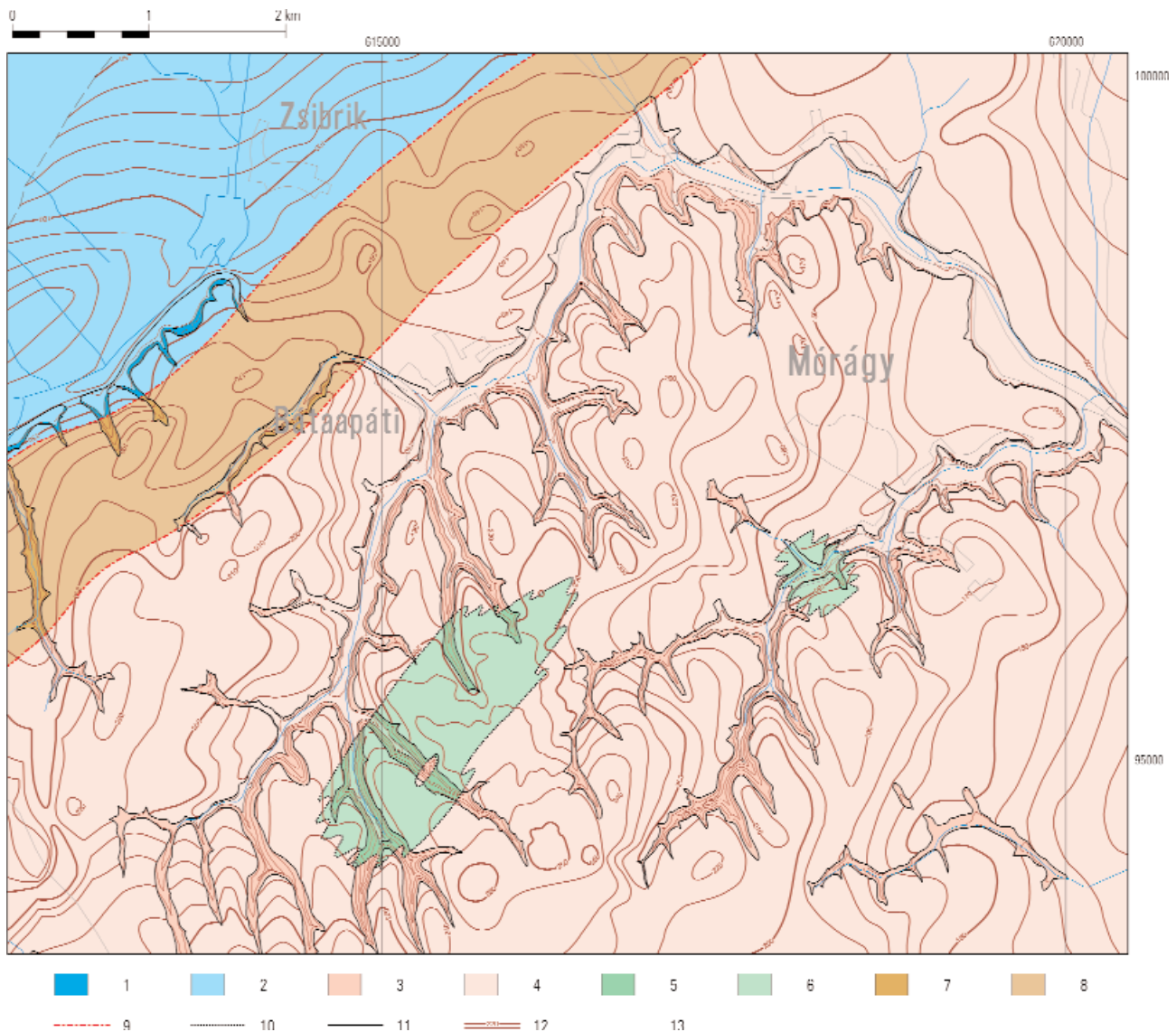


Figure 1. Geological map of the basement surface in the close vicinity of the Bataapáti (Üveghuta) Site. After BALLA et al. (2003), a fragment 1-2 – Lower Jurassic sediments: 1 – exposed, 2 – buried; 3-6 – Palaeozoic Mórágó Granite Formation: 3-4 – monzogranite: 3 – exposed, 4 – buried; 5-6 – monzonite: 5 – exposed, 6 – buried; 7-8 – Palaeozoic metamorphic rocks of the Mecsekajka Zone: 7 – exposed, 8 – buried; 9 – tectonic contact of the Mecsekajka Zone; 10 – boundary between the monzonites and monzogranites; 11 – stratigraphical boundary; 12 – contour lines of the basement surface, each 10 m asl; 13 – extent of the compilation area

1. ábra. A Bataapáti (Üveghutai)-telephely közvetlen környékének alaphegységfelszín-térképe. BALLA et al. (2003) nyomán, részlet.

1-2 – alsó-jura üledékek: 1 – kibúvásban, 2 – fedetten; 3-6 – Paleozoikum, Mórágó Gránit Formáció: 3-4 – monzogranit: 3 – kibúvásban, 4 – fedetten; 5-6 – monzonit: 5 – kibúvásban, 6 – fedetten; 7-8 – Paleozoikum, a Mecsekajka-öv metamorfittjai: 7 – kibúvásban, 8 – fedetten; 9 – a Mecsekajka-öv tektonikus határa; 10 – monzonit és monzogranit határa; 11 – rétegtani határ; 12 – az alaphegység felszínének szintvonalai 10 m-enként (Bf); 13 – a szintvonalak szerkesztési határa

BARABÁS, BARABÁS-STUHL (1998) the contact is tectonic — in fact with a sinistral shift.

The boundary between the Mecsek and Villány Zones cannot be clearly delineated in the area S of the Mórágó Block. Among others, the uncertainty is well-reflected in the Mesozoic sequence of transitional character of the Máriakémond–Bár Range; this is situated between the Mecsek and the Villány Zones. The structural elements of this range are not documented with due reliability, either. In connection with the latter, at the moment the knowledge on

the basement of the Ellend Basin bordering the Mórágó Block from the S is rather poor; here sequences older than Triassic were not explored. The significant distance-shortening during the early Late Cretaceous sub-Hercynian (pre-Gosau) phase — also did not contribute considerably to marking the boundary between the structural zones.

In the territory of the Tisza Unit, the Lower Palaeozoic formations suffered a low- to medium-grade (from phyllite to amphibolite facies) metamorphism during the Variscan tectonism (SZEDERKÉNYI 1998). Within this interval, the lat-

ter ones predominate owing to the intensive erosion during the formation of molasse. In extreme cases, very low grade (*e.g.* Szalatnak Slate) and high-grade (*e.g.* Göröcsöny Eclogite) metamorphites also occur as nappe outliers. The latter ones were determined by BALLA (1981) as being of Caledonian origin.

Based on the material of the probably well-separated Carboniferous and Permian sedimentary cycles, the grain size of the detritus, and the distribution of the accumulation areas during the Variscan tectonism, the conclusion can be drawn that the erosion could have been rather intense and general during both tectonic phases. At the beginning the products of the erosion were accumulated outside the territory of the Tisza Unit. In a later stage of the erosion the accumulation of the sequence, reaching even several thousand m, took place in a very uneven distribution in intramontane basins within the Tisza Unit. Such basins are known in the Western Mecsek Mts. and its W foreland.

In the course of the Early Triassic, the territory was more or less eroded to a balanced level while the depressions were filled up. As a result of the transgression at the beginning of the Middle Triassic, carbonate formations of ramp and then — differently from area to area — carbonate platform, slope, and basin facies were deposited on the basement. The latter continued to subside but at an uneven degree. On the invariably mobile basement, clastic formations were accumulated in fluvial environment during the Late Triassic; however, the rate of accumulation and erosion were decreasing southward. A remarkable phenomenon on the basement maps (FÜLÖP, DANK 1987) is that in the territory of the Great Hungarian Plain — and especially in the Mecsek Zone within it — the zone of the Triassic (and Jurassic) formations becomes narrower eastwards between the zones of the crystalline and the Cretaceous formations. In the Máriaké-ménd–Bár Range, in the cover of the Permian layers with their decreased thickness, only the lowermost part of the Middle Triassic was preserved besides the Lower Triassic.

Up to the top of the Middle Jurassic, the Jurassic formations were developed in Gresten and mottled marl (Allgau) facies within the Mecsek Zone. Besides the more or less identical nature of the facies, the thickness of the individual formations and even that of the whole sequence are show extreme variations: locally a difference of several orders of magnitude can be noted. The sequence of the Mecsek Zone, grading from fluvial into marine development, reached its maximum — accompanied by gradual subsidence — during the detachment of the Tisza Unit from the European Plate. Within it, a northward deepening (with silica content increasing towards the N and southward increasing carbonate content, accordingly) is outlined on the basis of the sequences in the Great Hungarian Plain. As opposed to the continuous sequence in the Mecsek Mts., the Villány Zone is of lacunar development. At the same time the Villány Zone as a whole was of submarine ridge character in the Jurassic, at the end of the latter it became a shallow marine carbonate platform. In the area to the SE of the Mecsek Mts. (in the Máriaké-ménd–Bár Range), the Jurassic sedimentation began only in the Middle Jurassic.

In the Mecsek Zone, the Lower Cretaceous series is represented by basalt varieties that are the products of an early phase of submarine rifting. After the uplift and erosion at the beginning of the Late Cretaceous, accompanied by nappe formation, the volcanic–sedimentary sequence of deep sea and at the same time atoll character, was replaced by a newer sedimentary cycle not later than in the Late Cretaceous. To the E of Szolnok the basin turned into a flysch trough within which a lacunar sequence accumulated, lasting until the Oligocene. On the basis of boreholes in the Danube–Tisza Interfluvium, there is no doubt that the Mecsek Mts. and its environment were covered by the Upper Cretaceous sediments, as well. Based on the terrestrial and fluvial Palaeogene, known from the environs of Szigetvár, it can be assumed that a more generally extended accumulation may also have taken place in certain places and periods besides the general erosion.

In the Villány Zone, owing to a short subaerial period, bauxite accumulation took place due to the distant effects of the basalt volcanism in the Mecsek Zone at the beginning of the Cretaceous. Further on, an extensive carbonate platform existed till the Albian stage, followed by hemipelagic marl then flysch-like sediments developed in a flexural basin. Here, the Upper Cretaceous forms an independent sedimentary cycle whose preserved sediments can be found only in the Danube–Tisza Interfluvium and Trans-Tisza area. In the west this is more calcareous than that in the Mecsek Mts. and shows less pronounced flysch features in the east. In the Hungarian part of the zone, Palaeogene sediments were not encountered.

Creation of the subsidence history curve

The subsidence history curve was prepared according to the method applied by GRADSTEIN, SRIVASTAVA (1980). In this method the geological time (geochronological units) and the radiometric ages from the Carboniferous until the present are indicated on the horizontal axis, while the depth conditions (thickness of the formations and the water depth) can be found along the vertical axis. During the analysis, the reflection of the effects of the increasing load pressure were disregarded, as were also the compaction calculations applied by MAYER (1987) for detecting the real maximal depth conditions. Thus the curves in Figures 2 and 3 correspond to the curve without compaction correction, marked with uRS by VAN HINTE (1978). As a matter of fact, given the lack of compaction correction in the original (at the time of the sedimentation) the thickness of the individual formations cannot be established. Thus the so outlined “greatest depth” of the given formation or surface — to a certain degree — falls behind the real depth. However, since the used “thickness data” are frequently only estimated values, their limit of error is smaller than that of the data mentioned before, thus it is considered unnecessary to carry out decompaction calculations. Moreover, according to KEEN (1979) the correction

has significance only if the profile contains a section with a clayey–silty (mudstone) character and has considerable thickness. During the evaluation an attempt was also made to take into account both the eustatic sea-level changes and the time of the well-known tectonic events.

Subsidence curves

In accordance with the above, an independent diagram was prepared for each of two districts within the research area for investigating the possibilities of radioactive waste disposal. One of the districts is represented by the area comprising the surface and near-surface occurrences of the Palaeozoic crystalline sequences of the Mórág Block (Mórág Granite Formation and Ófalu Formation). The other district is situated in the NW corner of the research area, marked by the Village of Zsibrik, where Jurassic sequences can be found on and near the surface. The analysis covers only the subsidence (burial) conditions of the forma-

tions belonging to the Alpine structural system, including the Permian molasse sequence.

Subsidence history of the Mórág Block

Carboniferous sediments are not known in the immediate environment of the Mórág Block. The nearest boreholes that penetrated Carboniferous sediments with certainty, can be found in the foreland of the W side of the Villány Mts. and to the NW of it. Given the lack of palaeontological data, the presence of Carboniferous sediments is only probable in the region of Nagykőrös. On this basis, it should be assumed that a quick and considerable relief uplift and a consequent intense erosion took place in the predominant part of the Tisza Unit during the Late Carboniferous as a result of the orogenic phase. On the basis of the deposition of the Permian sequences on the crystalline basement (in the greater part of the Western Mecsek Mts, Boreholes Nagyközár Nk–2, Máriakémeád Mk–3, Somberek Smb–1, etc.),

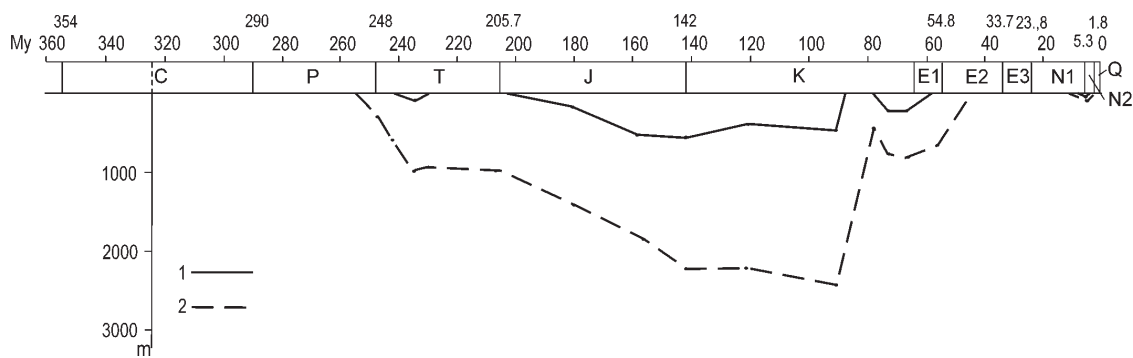


Figure 2. The subsidence curve of the Mórág Block

On the geological time axis, the international codes (ICS 2004) are indicated: C = Carboniferous, P = Permian, T = Triassic, J = Jurassic, K = Cretaceous, E1 = Palaeocene, E2 = Eocene, E3 = Oligocene, N1 = Miocene, N2 = Pliocene, Q = Quaternary. 1 – water depth, 2 – depth to the crystalline basement

2. ábra. A Mórág-rög süllyedési görbéje

A kortengelyen a földtani korok nemzetközi kódjai (ICS 2004) állnak: C = karbon, P = perm, T = triász, J = jura, K = kréta, E1 = paleocén, E2 = eocén, E3 = oligocén, N1 = miocén, N2 = pliocén, Q = negyedidőszaki. 1 – a tenger mélysége, 2 – a kristályos aljzat felszínének mélysége

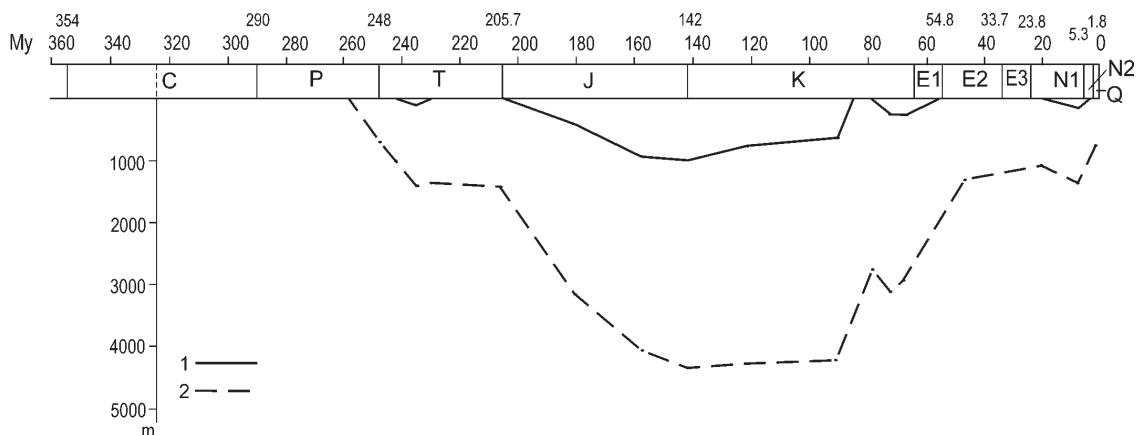


Figure 3. The subsidence graph of the Zsibrik Block

For captions see Figure 2

3. ábra. A zsibriki terület süllyedési görbéje

Jelmagyarázat a 2. ábrán

it can be regarded as proved that most of the area remained as an erosional relief until the end of the Late Carboniferous. Sediment accumulation took place only in the intramontane basins. The newer orogenic phase at the end of the Carboniferous – at the beginning of the Permian had a result largely similar to that of the Carboniferous events. With regard to the Mecsek and Villány Zones, after the initial general erosion the western areas became accumulation reliefs. The accumulation extended slowly towards the E which is proved unambiguously by the 1,068 m and 487 m thick Permian sequences of boreholes Mk–3 and Smb–1, respectively; this is especially true if it is taken into account the facts that the lowermost formation of the Permian (the Korpád Sandstone) as well as the uppermost formation of the Permian (the Kővágószőlős Sandstone) are missing from the latter borehole. The Boda Siltstone, omitted from here due to facies reasons, has a similar indication. According to BARABÁS, BARABÁS-STUHL (1998), the Jakabhegy Sandstone is also deposited with a significant hiatus in Borehole Smb–1. In that part of the Mecsek Zone which is in the basement of the Great Hungarian Plain, no Permian formations occur at all. In the Villány Zone — in the environs of Kiskunmajsa — three boreholes penetrated the Gyűrűfű Rhyolite. However, sedimentary formations are not known here, either (MAJOROS 1998). Therefore it follows that those parts of the two zones which are in the basement of the Great Hungarian Plain were situated above the erosion base level essentially throughout the Permian period.

Today, the territory of the Mórág Block is partly on the surface and partly covered by a thin Neogene to Quaternary sequence. The tectonic position of the Block is not totally clear, at present. Its WSW-vergent wedge shape makes the impression that the areas to the SE and NW of it were shifted towards NE relative to it — that is it, is bordered in the NW by a dextral and in the SE by a sinistral faults, respectively. Accordingly, here a Permian sequence with a smaller thickness (approximately 300 m) than that at Somberek (Figure 2) was taken into account. Without giving sources, TÖRÖK (1998) mentioned a 130–200 m thickness of the Jakabhegy Sandstone of Early Triassic age in the territory of the Mórág Block. Though even he does not mention a younger Triassic sequence, it is no reason to assume that the area did not become an accumulation relief during the Triassic period. This is referred to also by the fact that in Boreholes Smb–1 and Mk–3, to the S of the area, Jakabhegy Sandstone, and in the latter one even Patacs Siltstone (Early Triassic) occur underneath the Middle Jurassic sequences (TÖRÖK 1998). It has a similar significance that scarcely rounded detritus of dolomite material, forming layer-like lenses, appears in the Lower Jurassic sequence of the Zsibrik area. This indicates transportation of very short range. Due to the mentioned structural uncertainty, it cannot be declared that the source of the material was the present-day area SE of the occurrence. However, since Triassic, Jurassic and even metamorphic sequences appear near the present-day southern margin of the

Jurassic sequences also in the other Jurassic formations (NÉMEDI VARGA 1988), the source cannot be regarded point-like. Thus the area can be considered as relatively uplifted even over a longer range, so the Triassic sequence can be assumed to have a thickness more moderate than on-average — altogether some 700 m (Figure 2). Within it, the smaller accommodation rate can obviously be put to the Late Triassic.

There are no direct data on the Jurassic formations in the territory of the Mórág Block. However, based on the above it can be regarded as an area with a relatively uplifted position. This is even so for the Jurassic period where sedimentation took place at least episodically also during the Early Jurassic. Within the Mecsek Zone, NÉMEDI VARGA (1988) mentioned varied detritus from the Jurassic formations as follows: Lower Jurassic Hosszúhetény Calcareous Marl (Upper Triassic coal pebbles, Lower Jurassic calcareous siltstone, Lower Jurassic mottled marl), Lower Jurassic Mecseknádasd Sandstone (Triassic and Lower Jurassic detritus in the environs of Apátvarasd, the product of the sub-aerial erosion of the Máriakéménd–Bár Range) and Middle Jurassic Pusztakisfalu Limestone (quartzite and crystalline schist pebbles). This latter already come into being in the early Middle Jurassic phase and is characterised by the unanimous deepening of the Jurassic sea. There is already no trace of redeposited detritus in younger formations. Accordingly, a significant deepening is demonstrated also by the curve obtained during the Middle Jurassic. Thus the subsidence was a consequence of not mainly the increase in thickness of the formations but rather of the deepening of the sea. At this time, the water depth exceeded even 500 m while the base of the series approached 2000 m. At the end of the Late Jurassic, the subsidence was more or less in harmony with the accumulation.

The balance broke down at the end of the Middle Cretaceous. On the basis of the analogies in the Mecsek and Villány Mts, at this time a quick and intense uplift took place due to the pre-Gosau compressional tectonic movements. As a result of the latter, the greater part of the so far accumulated formations eroded. During the Late Cretaceous, even the territory of the Mórág Block was flooded for a short period of time by the sea, in accordance with the transgression in the Mecsek and Villány Zones.

On the basis of the events known in the Szolnok Flysch Trough, it cannot be excluded that in this area sedimentation took place occasionally also in the Palaeogene and it could even have been a marine one. It is obvious that the area basically uplifted and erosion also took place during already in the Palaeogene. At this time, not only the product of the Upper Cretaceous and Palaeogene sedimentary cycle but also the Permian and Triassic sequence, preserved during the previous erosion period, disappeared. In the Neogene, only an insignificant amount of marine and lacustrine sediments accumulated in the area, and mainly in its marginal parts. Similarly, the Pleistocene could be the period of rather the erosion than the accumulation, though this has already no importance from the point of view of the shape of the subsidence curve.

Subsidence history of the Zsibrik Block

In agreement with the fact that the Zsibrik Block has a more western origin than the Mórógy Block and is situated in the NW corner of the research territory, it falls closer to the Permian depocentre; this is accordance with the information presented when describing the evolutionary history of the Mórógy Block. Thus, it is very probable that the Permian sequence, about which there are no factual data, may be thicker than the previous one — *i.e.* about 700 m (Figure 3). At the same time, despite its more western origin the presence of Carboniferous sequences in the footwall of the Permian does not seem probable, here either. With regard to the thickness and formation depth of the Triassic sequences, no significant difference between the two areas can be seen — either series by series or in total — and thus the course of their subsidence curves are also taken to be identical. The situation is different in the case of the Jurassic. Due to the more western and at the same time more northern origin of the Zsibrik Block, the Lower Jurassic but even the Middle Jurassic sequences are much thicker. In addition the height of the water column above it increases rapidly. In other words, the area is a part of a quickly subsiding territory where the sedimentation already could not keep step with the subsidence and did not reach even the half of it. During the Late Jurassic the rate of subsidence still exceeded slightly that of the sediment accumulation and thus the basin deepened a bit further. At the beginning of the Early Cretaceous the subsidence stopped and thus by the formation of the Mecsek-type (continuously eroding and developing) atolls the depth of the basin between the atolls decreased. This was in accordance with the degree of sediment accumulation. The stabilisation of these conditions can be assumed in the Middle Cretaceous, as well.

Due to the pre-Gosau (sub-Hercynian) orogenic movements, approximately 1500 m basement uplift took place and this was accompanied by the erosion of the 500–700 m thick sediment. In the course of the Late Cretaceous, the area was flooded again by the sea, the water depth of which hardly exceeded 200 m. At the beginning of the Palaeocene a newer, probably very unbalanced uplift took place, and this could have reached even 2000 m in the area in question, possibly resulting in the erosion of at least 1500 m of sediment.

It cannot be excluded that terrestrial–fluvial sediments of greater thickness accumulated occasionally in the intramontane basins during the Palaeogene, but there was only a slight chance of its preservation. At the beginning of the Miocene, the series of events leading predominantly to erosion still continued but in the Middle and mainly the Late Miocene the sea slowly flooded the area again. Later it gradually became a freshwater lacustrine environment. In the Pliocene, this part of the Pannonian Basin was also filled up totally. It is worth mentioning that the Miocene and Pliocene formations become intensely thicker N of the research area (Borehole Hidas Hi–53). In the Pleistocene terrestrial sedimentation and erosion alternated, maybe with the predominance of the former.

Summary

The research area is subdivided into two structural units that are besides each other, probably due to horizontal movements. The greater part of the research area is composed of the Mórógy Block; that latter is joined in the NW by a territory called the Zsibrik Block. On the former, the Palaeozoic Mórógy Granite Formation can be found on the surface, predominantly covered by Quaternary or, exceptionally, by thin Upper Miocene – Pliocene sequences. On the NW margin of the block, the Palaeozoic Ófalu Formation is situated. Recent knowledge on the structure of the Zsibrik Block is insufficient and thus in several cases it was necessary to rely on analogies in the course of the evolutionary and subsidence history reconstructions. The subsidence histories of the two areas agree in their characteristic features. However, in the area in a more southern position (and more eastern origin, at the same time) the lack of sediments is more significant in the Permian and the Mesozoic, but the greatest difference is derived from the generally higher, range-like nature of the area. Thus, while the surface of the crystalline formations exceeded even a 4000 m depth in the Late Jurassic – Early Cretaceous in the Zsibrik Area, the surface of the Mórógy Block may have subsided only slightly below 2000 m. Assuming that during the Palaeogene this area uplifted to the same degree as the Zsibrik Area, even 1000 m of the granite may have been eroded and the present-day surface of the crystalline formations may have reached a depth of 3500 m during the subsidence.

References — Irodalom

- BALLA Z. 1981: Plate-tectonic interpretation of the South Transdanubian ultramafics. — *Acta Mineralogica Petrographica Szeged* 25, pp. 3–24.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARSÍ I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTARNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear

- power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BARABÁS A., BARABÁS NÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Permian sequences of the Mecsek Mountains and their surroundings). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 187–215.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. – *Geologica Hungarica series Geologica* 25, 209 p.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. – *Acta Vulcanologica* 7, pp. 1–13.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II* (in Hungarian: Geology of Hungary. Palaeozoic II). – Akadémiai kiadó, Budapest 445 p.
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.) 1987: *Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával* (in Hungarian: Geological map of Hungary without Cenozoic). – Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GRADSTEIN, F. M., SRIVASTAVA, S. P. 1980: Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 30, pp. 261–295.
- IUGS 2000: Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. Appendix 2. – Courtesy of the Division of Earth Sciences, UNESCO, pp. 15–16.
- KEEN, C. E. 1979: Thermal history and subsidence of rifted continental margins – evidence from wells on the Nova Scotia and Labrador shelves. – *Canadian Journal of Earth Science* 16, pp. 505–522.
- MAJOROS GY. 1988: Az Alföld aljzata és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Jurassic sequences of the Mecsek Mountains and Villány Hills). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 217–224.
- MAYER, L. 1987: Subsidence analysis of the Los Angeles Basin. – In: INGERSOLL, R. V., ERNST, W. G. (eds): *Cenozoic basin development of coastal California*. – Rubey 6; Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 299–320.
- NÉMEDI VARGA Z. 1988: A Mecsek- és a Villányi-egység jura képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Jurassic sequences of the Mecsek Mountains and Villány Hills). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 319–336.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of the crystalline basement of South Transdanubia and the Great Hungarian Plain). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 93–106.
- TÖRÖK Á. 1988: A Mecsek-Villányi egység triász képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 253–279.
- VAN HINTE, J. E. 1978: Geochemistry analysis – application of micropaleontology in exploration geology – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, pp. 201–222.

A Mórággyi-rög és környezete betemetődési viszonyai az alpi földtani ciklus folyamán

CSÁSZÁR GÉZA

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, kainozoikum, késő-paleozoikum, lepusztulás, Magyarország, mezozoikum, Mecsek hegység, süllyedéstörténet

Összefoglalás

A tanulmány célja a radioaktív hulladék potenciális elhelyezési területén a süllyedési és betemetődési viszonyok rekonstrukciója volt. A kutatási terület két eltérő felépítésű részterületre tagolódik. A nagyobbik, Mórággyi-blokkban granitoid kőzetek vannak a felszínen, de többnyire negyedidőszaki, ritkábban pannóniai képződmények alatt. A Zsibriki-blokk területén a granitoid kőzeteket alsó-paleozoos, továbbá részben jura és neogén képződmények fedik. A két területnek a karbon időszaktól vizsgált fejlődéstörténetében kifejeződő számottevő különbség a 3. és a 4. ábrából olvasható ki.

Bevezetés

A tanulmány a Bátaapáti térségében folyó, kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezési lehetőségének tisztázását célzó kutatás részeként született. A tanulmány célja a radioaktív hulladék potenciális temetőjének tekintett Mórággyi Gránit és az ahhoz szorosan csatlakozó Ófalui Formáció, valamint a kutatási terület északnyugati sarkában elhelyezkedő, az előzőkhöz tektonikusan csatlakozó, a kainozoikum nélküli térképen jura képződményekkel képviselt terület (1. ábra) süllyedési (betemetődési) viszonyainak feltárása volt. A süllyedési görbék megszerkesztéséhez modellként Császár G.-nek a Mecsek és a Villány közötti területre szerkesztett idealizált földtani metszete szolgált (Császár (2002 — 22. ábra, p. 34).

Földtani háttér

A terület földtanilag a szinklinális jellegű Mecseki-zóna részét képezi, annak déli szárnyán foglal helyet. A Mórággyi-rög környezetében a Mecseki- és a Villányi-zóna határának megvonása és a képződménykontaktusok jellege, valamint a szerkezeti elemek menti mozgás módja és iránya tekin-

tetében a tekintélyes volumenű fúrásos kutatás ellenére is megoszlanak a vélemények. Ezek elemzése nem feladata a tanulmánynak, ezért csak példaként említem, hogy a Mórággyi-rög — beleértve az ahhoz szorosan csatlakozó Ófalui Formációnak nevezett metamorf zónát is — és az ezekhez északnyugat felől kapcsolódó mezozoos vonulat tektonikai jellege tekintetében a szerzők túlnyomó többsége nem foglal állást (FÜLÖP, DANK 1987; BARABÁS, BARABÁSNÉ STUHL 1998 stb.). TÖRÖK (1998) szerint a Villányi-zóna itt is rá van tolv a Mecseki-zónára, míg BALLA (1981) szerint a feltolódás ezen a szakaszon éppen ellentétes, ugyanakkor CSONTOS (1995) szerint ez egy jobbos eltolódási vonal. A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladék elhelyezésével foglalkozó kutatás legutóbbi két jelentéséhez tartozó térképeken ugyancsak minősítés nélküli ez a szerkezeti vonal (CHIKÁN et al. 1995; BALLA et al. 1998).

A Mórággyi-rög déli határa tekintetében ugyancsak eltérőek az álláspontok. FÜLÖP, DANK (1987) térképe a Mórággyi Komplexum és a triász képződmények között üledékes kontaktust jelöl, míg BARABÁS, BARABÁSNÉ STUHL (1998) szerint a kontaktus tektonikus, mégpedig balos eltolódású.

A Mecseki- és a Villányi-zóna határa egyértelműen nem vonható meg a Mórággyi-rögtől délre eső területen. Sok oka közül az egyik legfontosabb, hogy a Máriakéménd-bári

vonulat tanúsága szerint a mezozoos rétegsor átmeneti jellegű, továbbá, hogy a szerkezeti elemek sincsenek kellő megbízhatósággal dokumentálva. Ez utóbbi tényezővel függ össze, hogy a Mórágai-rögöt délről határoló Ellendi-medence aljzatáról meglehetősen szegényesek az ismereteink, triáznál idősebb képződmény nem is lett feltárva. A két szerkezeti zóna határának megvonását még a szubhercini (pregosai) fázis során lezajlott jelentős térrövidülés sem segítette számottevően elő.

Az alsó-paleozoos képződmények a Tisza-egység területén a variszkuszi szerkezetalakulás során a kistektonikus közepes fokúig (fillittől az amfibolit fáciesig) terjedő metamorfózist szenvedtek (SZEDERKÉNYI 1998). Ezen az intervallumon belül az utóbbiak vannak túlsúlyban, köszönhetően a molasszképződés idején bekövetkezett tömeges mértékű lepusztulásnak. Kivételes esetben takarófoszlányként nagyon kistektonikus (pl. Szalatnaki Agyagpala) és nagyfokú (pl. Görscsönyi Eklogit) metamorfitek is előfordulnak. Ez utóbbiakat BALLA (1981) kaledóniai eredetűnek ítélte.

A variszkuszi szerkezetalakulás egymástól valószínűleg jól elkülönülő karbon és permii üledékciklusának anyaga, a törmelék mérete és az akkumulációs területek eloszlása alapján arra a következtetésre kell jutnunk, hogy mindkét ciklus idején tekintélyes mérvű és meglehetősen általános lehetett a lepusztulás, vagyis a lepusztulási termék eleinte a Tiszai-egység területén kívül halmozódott fel. A lepusztulás későbbi szakaszában a Tiszai-egységen belül nagyon egyenlőtlen eloszlásban, hegyközi medencékben folyt a több ezer m vastagságot is elérő üledéksor felhalmozódása. Ilyen medencét ismerünk a Nyugati-Mecsekben és annak nyugati előterében.

A kora-triász folyamán a terület többé-kevésbé kiegyenlítetté erodálódott, illetve a mélyedések feltöltődtek. A középső-triász elején bekövetkezett transzgresszió eredményeként a továbbra is egyenlőtlen mértékben süllyedő aljzaton rámpa, majd területről területre változóan karbonátplatform, lejtő és medence fáciesű karbonátos képződmények rakódtak le. A továbbra is nyugtalan aljzaton a késő-triász idején folyóvízi környezetben törmelékes képződmények halmozódtak fel, de az akkumuláció dél felé növekvő mértékű erózióval váltakozott. Feltűnő jelenség, hogy az aljzattérképen az Alföld területén — ezen belül is különösen a Mecseki-zónában — a triász (és a jura) képződmények sávja keleti irányban egyre keskenyebb övre szűkül össze a kristályos és a kréta képződmények sávja között. A Máriakémond-bári vonulatban a csökkent vastagságú permii rétegek fedőjében az alsó-triász mellett a középső-triásznak csak a legalja őrződött meg.

A jura képződmények a Mecseki-zónán belül a középső-jura tetejéig a gresteni és a foltosmárga fáciesben fejlődtek ki. A fácies többé-kevésbé azonos volta mellett az egyes képződmények, de a teljes rétegsor vastagsága is szélsőségesen változó, esetenként nagyságrendi különbség is mutatkozik. A folyóvízből tengeribe átmenő mecseki-zónabeli rétegsor maximumát — fokozatos mélyülés mellett — a Tiszai-egységnek az Európai-lemezről történő leválása idején érte el. Az alföldi rétegsorok alapján ezen belül egy északi irányú

kimélyülés rajzolódik ki (észak felé növekvő kovartartalommal, ennek megfelelően déli irányú karbonáttartalom növekedéssel). A folyamatos mecseki rétegsorral szemben a Villányi-zóna hézagos kifejlődésű, egyúttal összességében tengeralatti hátsági jellegű, ahol a jura időszak végére sekélytengeri karbonátplatform is kifejlődött. A Mecsektől délkeletre eső területen (a Máriakémond-bári vonulatban) a jura üledékképződés csak a középső-jurában kezdődött.

A Mecseki-zónában az alsó-kréta sorozatot bazaltváltozatok képviselik, amelyek tengeralatti riftesedés termékei. A mélytengeri és egyúttal atoll jellegű vulkáni-üledékes rétegsort a késő-kréta elejei, takaróképződéssel kísért kiemelkedést és lepusztulást követően legkésőbb a késő-krétában újabb üledékciklus váltotta fel. Az üledékgyűjtő Szolnoktól keletre flisvályúvá alakult, amelyen belül az oligocénig tartó hézagos rétegsor halmozódott fel. A Duna-Tisza közti fúrások alapján nem lehet kétségünk abban, hogy felső-kréta üledékek a Mecsek hegységet és környezetét is lefedték. A Szigetvár térségéből ismert szárazföldi (folyóvízi?) paleogén alapján feltételezhetjük, hogy az általános lepusztulás mellett helyenként és időnként általánosabb elterjedtségű felhalmozódásra is sor kerülhetett. A Villányi-zónában a kréta elején rövid idejű szárazulattá válásnak köszönhetően bauxitfelhalmozódás történt a mecseki-zónabeli bazaltvulkanizmus ide is elérő hatásai következtében. A továbbiakban egy kiterjedt karbonátplatform létezett az albai korszakig, amelyet a kialakult flexurális medencében hemipelágikus márga, majd flis jellegű üledék követett. A felső-kréta itt önálló üledékciklust alkot, amelynek megőrződött üledékei csak a Duna-Tisza között és a Tiszántúlon vannak. Ez a mecsekinél karbonátosabb (nyugati rész) és kevésbé markáns flis jellegek hordozója a keleti részen. A zóna hazai részén paleogén üledékek nem kerültek elő.

A süllyedéstörténeti görbe létrehozása

A süllyedéstörténeti görbét a GRADSTEIN, SRIVASTAVA (1980) által alkalmazott módszer szerint készítettem, ahol a vízszintes tengelyen a földtani idő (geokronológiai egységek) és a radiometrikus kor szerepel a karbon időszaktól napjainkig, míg a függőleges tengely mentén a mélységviszonyok (képződményvastagság és tengermélység) találhatóak. Az elemzés során eltekintettem a növekvő rétegterhelés hatásának tükröztetésétől, egyúttal a valóságos maximális mélységviszonyok felderítésére hivatott, MAYER (1987) által alkalmazott kompaktió számításoktól is. A 2. és 3. ábrán látható görbék tehát megegyeznek a VAN HINTE (1978) által uRs-sel jelölt, kompaktió-korrektúra nélküli görbével. Ennek hiányában ugyan nem állapítható meg az egyes képződmények eredeti (üledékképződés-kori) vastagsága, s ez által a vonatkozó képződmény vagy felület így kirajzolódó legnagyobb mélysége is valamelyest elmarad a valóságos mélység mögött. Miután azonban a felhasználott „vastagságadatok” gyakran csak becsült értékek, így azok hibahatára kisebb, mint az előbb említett adaté, ezért szükségtelennek találtam a dekompaktió számítások

elvégzését. KEEN (1979) szerint egyébként a korrekciónak csak akkor van jelentősége, ha a szelvény jelentősebb vastagságú mudstone jellegű szakaszt tartalmaz. A fentiekben túlmenően az értékelés során igyekeztem figyelembe venni az euszatikus tengerszintváltozásokat és a jól ismert tektonikai események idejét is.

A süllyedési görbék

A korábbiakban jelzettekkel összhangban a radioaktív hulladék-elhelyezés lehetőségének vizsgálatára indított kutatási területen belül két részterületre készítettem egy-egy önálló diagramot. Az egyik terület a Mórágvi-rög kristályos képződményeinek (Mórágvi Gránit és Ófalui Formáció) felszíni és felszín közeli előfordulásait felölelő területet, a másik a kutatási területnek a Zsibrik településsel jelzett északnyugati szögletét képviseli, amelyet a felszínen és a felszín közelében jura képződmények jellemeznek. Eredeti elgondolással szemben az értékelés csak az alpi szerkezeti rendszerbe tartozó képződmények süllyedési (betemetődési) viszonyainak alakulására terjed ki, amelybe beletartozónak tekintetem a permli molasz rétegsort is.

A Mórágvi-rög süllyedéstörténete

Karbon üledékeket a Mórágvi-rög szűkebb környezetében nem ismerünk. A fúrások biztosan ide tartozó üledéket legközelebb a Villányi-hegység nyugati felének előterében és attól északnyugatra tártak fel. Paleontológiai adatok hiányában csak valószínűsíthetjük a karbon üledékeket Nagykőrös térségében, aminek alapján azt kell feltételeznünk, hogy az orogén fázis eredményeként a késő-karbon idején gyors és nagymérvű térszínemelkedés és az ezzel járó intenzív lepusztulás zajlott a Tiszai-egység túlnyomó részén. A permli képződményeknek kristályos aljzatra történt települése alapján (a Nyugati-Mecsek nagyobbik részén, Nagykozár Nk-2, Máriakémeád Mk-3, Somberek Smb-1 fúrás stb.) bizonyítottan vehetjük, hogy a késő-karbon korban a területnek nagyobbik része végig lepusztulási térszín maradt. Üledékfelhalmozódásra csak a hegyközi medencékben került sor. A karbon időszak végi – perm elejei megismételt orogén fázis a karbon időszerű eseményekkel nagymértékkel egyező eredménnyel járt. A Mecseki- és a Villányi-zónát tekintve a kezdeti általános lepusztulást követően a nyugati területek akkumulációs térszínre váltak. A felhalmozódás lassan kelet felé terjeszkedett, amit az Mk-3 fúrás 1068 m és az Smb-1 fúrás 487 m vastag permli rétegsora egyértelműen igazol, különösen, ha figyelembe vesszük, hogy az utóbbi fúrásból hiányzik a perm legalsó képződménye, a Korpádi Homokkő, valamint a perm legfelső képződménye, a Kővágószőlősi Homokkő is. Hasonló jelzése van az innen már fáciesokok miatt kimaradó Bodai Aleurolitnak is. BARABÁS, BARABÁSNÉ (1998) szerint az Smb-1 fúrásban a Jakabhegyi Homokkő is jelentősebb üledékhézaggal települ. A Mecseki-zónának az alföldi részén egyáltalán nem fordul

elő permli képződmény, míg a Villányi-zónában Kiskunmajsa térségében 3 fúrás ütötte meg a Gyűrűfői Riolitot, üledékes képződmény azonban innen sem ismert (MAJOROS 1998). Mindebből adódik, hogy a két zónának az alföldi része a perm időszakban lényegében végig az erózióbázis szintje fölötti helyzetben volt.

A Mórágvi-rög területe jelenleg részben felszínen van, részben vékony neogén–negyedidőszaki képződmény fedé. A rög szerkezeti helyzete jelenleg nem teljesen tisztázott. NyDNY-i irányú ék alakja azt a benyomást kelti, hogy az ettől DK-re és ÉNy-ra eső területek északkeleti irányban tolódtak el mellette, vagyis ÉNy-ról jobbos, DK-ről balos törés határolja. Ennek megfelelően itt a Somberekinél is kisebb vastagságú permli rétegsorral (kb. 300 m) kalkuláltam (2. ábra). TÖRÖK (1998) anélkül, hogy megnevezné a forrást, a Mórágvi-rög területére 130–200 m vastag Jakabhegyi Homokkővet említett. Ennél fiatalabb triász képződményről ugyan ő sem szól, mindazonáltal nincs okom feltételezni, hogy a terület a triász időszak során ne vált volna felhalmozódási térszínre. Erre utal az a körülmény is, hogy a területtől délre eső Smb-1, Mk-3 fúrásokban Jakabhegyi Homokkő, sőt az utóbbiban Patacsi Aleurolit is előfordul a középső-jura képződmények fekvésében (TÖRÖK 1998). Hasonló jelentőségű, hogy a Zsibriki-blokk liász rétegsorában alig koptatott dolomit anyagú törmelék jelenik meg rétegszerű lencsét formálva, ami igen rövid távú szállításra utal. Az említett szerkezeti bizonytalanság miatt az nem állítható, hogy az anyag forrása az előfordulástól délkeletre eső jelenlegi terület lett volna, de miután a több jura formációban is megjelennek triász és jura időszerű, sőt metamorf képződmények is a jura képződmények jelenlegi déli pereme közelében (NÉMEDI VARGA 1988), a forrást nem tekinthetjük pontszerűnek. A területet tehát hosszabb távon is relatíve kiemeltnek lehet tekinteni, ezért a triász rétegsort az átlagosnál szerényebb, összességében mintegy 700 m vastagságúnak becsülöm (2. ábra). Ezen belül a kisebb akkomodációs ráta nyilván a késő-triászra tehető.

A Mórágvi-rög területén jura rendszerbeli képződményekről nincsenek közvetlen adataink, de a fentiekben elmondottak alapján a területet a jura időszakban is relatíve kiemelt helyzetűnek kell ítélni, ahol legalább epizodikus üledékképződés zajlott még a liász folyamán is. NÉMEDI VARGA (1988) a Mecseki-zónán belül az alábbi jura formációkból említett változatos törmelék: Hosszúhetényi Mészvárga (felső-triász kőszénkavics, alsó-liász meszes aleurolit, középső-liász foltosmárga), Mecseknádasdi Homokkő (triász és liász közettörmelék Apátvarasd környékén, amikor is a Máriakémeád-bári vonulatban szárazulati lepusztulás zajlott), Pusztakisfalui Mészvárga (kvarcit és kristályospala kavics). Ez utóbbi a jura tengernek már az egyértelműen kimélyülő kora-dogger szakaszában képződött. Ennél fiatalabb képződményben átülepített közettörmeléknek már nincs nyoma. Ennek megfelelően a középső-jura idején jelentős kimélyülés mutatkozik a görbén is. A süllyedés tehát nem elsősorban a képződményvastagság növekedésének, sokkal inkább a tenger mélyülésének következménye. A tenger mélysége ekkor már meghaladhat

ta az 500 m-t is, miközben az üledékciklus bázisa 2000 m közelébe került. A késő-jura végén a süllyedés többé-kevésbé összhangba került az akkumulációval, ami a középső-kréta végén megbomlott.

A mecseki és villányi analógiák alapján a pregosai kompressziós szerkezeti mozgások hatására ekkor gyors és nagymérvű kiemelkedésre került sor, amelynek eredményeként az eddig felhalmozódott képződmények nagyobbik hányada lepusztult. A késő-kréta folyamán a Mecseki- és a Villányi-zónában zajló transzgresszióknak megfelelően, a Mórággyi-rög területét is elborította egy rövid időre a tenger. A Szolnoki-flisvályúban megismert események birtokában nem zárható ki, hogy alkalmanként a paleogénben is folyt a területen üledékképződés, mégpedig akár tengeri is. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a paleogén idején is alapvetően kiemelkedés és lepusztulás zajlott a területen. Ekkor tűnt el nemcsak a felső-kréta és paleogén üledékciklus terméke, hanem az előző lepusztulási időszakban megmaradt perm és triász rétegsor is. A neogén folyamán csak jelentéktelen mérvű tengeri és tavi üledék halmozódott fel a területen, annak is inkább a peremi részein. A pleisztocén is inkább a lepusztulás, mint a felhalmozódás időszaka lehetett, bár ezeknek már nincs jelentőségük a süllyedési görbe alakításában.

A zsbriki terület süllyedéstörténete

A Mórággyi-rög fejlődéstörténetének ismertetése során leírtakkal, vagyis azzal a ténnyel összhangban, hogy a zsbriki rész a mórággyinál nyugatabbi eredetű, továbbá, hogy ez a terület a kutatási terület északnyugati sarkában helyezkedik el, ily módon közelebb esik a perm depocentrumhoz, ezért a perm rétegsort, amelyről itt sincs konkrét adatunk, az előbbinél vastagabbnak, kb. 700 m-nek valószínűsítem (3. ábra). Ugyanakkor a nyugatabbi eredet ellenére karbon képződményeket a perm fekéjében itt sem valószínűsítek. A triász képződmények vastagsága és képződési mélysége tekintetében sem sorozatonként, sem összességében nem látok a két terület között lényeges különbséget, ezért süllyedésgörbéjük lefutását is azonosnak vettem. Más a helyzet a jura tekintetében. A zsbriki területnek nyugatabbi és egyúttal északabbli származásából adódóan a liász, de a dogger rétegsor is jelentősen vastagabb, egyúttal a fedőjében levő vízoszlop vastagsága is rohamosan növekszik, vagyis a terület a rohamosan süllyedő terület része, ahol a süllyedési rátával nem tudott lépést tartani az üledékképződés, amely a felét sem éri el a süllyedési rátának. A malm folyamán még valamelyest meghaladja a süllyedési sebesség az üledékfelhalmozódást, ezért valamelyest még tovább mélyül a medence. A kora-kréta elején megáll a süllyedés, ezért a mecseki típusú (folytonosan pusztuló és épülő) atollok létrejöttével — az üledékfelhalmozódás mértékének megfelelően — az atollok közti

medence aljzatmélysége csökken. Ezeknek a viszonyoknak az állandósulása valószínűsíthető a középső-krétára is.

A pregosai (szubhercini) orogén mozgások hatására kb. 1500 m-es aljzatemelkedés játszódott le, ami 500-700 m vastag üledék lepusztulásával járt együtt. A késő-krétában ismét elborította a területet a tenger, amelynek a vízmélysége alig haladhatta meg a 200 m-t. A paleocén elején újabb, ezúttal minden bizonnyal nagyon egyenlőtlen mértékű kiemelkedés zajlott le, amely a tárgyalt területen elérhette a 2000 m-t is, és ez legalább 1500 m üledék lepusztulását eredményezhette. Nem zárható ki, hogy a paleogén idején a hegyközi medencékben alkalmanként jelentősebb szárazföldi-folyóvízi üledékfelhalmozódás is történt, de ezek megőrződésének esélye nagyon kicsi. A miocén elején még folytatódott a dominánsan lepusztulással járó eseménysor, de a középső- és főként a késő-miocén folyamán lassan ismét elborította a tenger, amelynek vize fokozatosan tavivá édesedett. A pliocén idején a Pannon-medence részeként ez a medencerész is teljesen feltöltődött. Megjegyzem, hogy a miocén és pliocén képződmények vastagsága a kutatási területtől északra erőteljes vastagodási tendenciát mutat (Hidas Hi-53 fúrás). A pleisztocénben szárazföldi üledékképződés és lepusztulás váltogatta egymást, talán az előbbi túlsúlyával.

Összefoglaló értékelés

A kutatási terület két, valószínűleg horizontális mozgással egymás mellé került szerkezeti egységre tagolódik. A kutatási terület nagyobbik részét a Mórággyi-rög foglalja el, amelyhez északnyugatról csatlakozik az itt „Zsbriki-blokk”-nak elkeresztelt terület. Az előbbi területen a felszínen uralkodóan negyedidőszaki, kivételesen vékony felső-miocén–pliocén képződményekkel fedetten található a Mórággyi Gránit, és a blokk északnyugati szegélyén az Ófalui Formáció. A Zsbriki-blokk felépítésére vonatkozó ismeretek hiányosak, ezért több esetben analógiákra hagykoztam a fejlődéstörténeti–süllyedéstörténeti rekonstrukció során. A két terület süllyedéstörténete alapvonásaiban természetesen megegyezik. A délebbi helyzetű (egyúttal keletebbi eredetű) területen azonban nagyobb mérvű az üledékhiány a perm és a mezozoikum során, de a legnagyobb különbség a terület általában magasabb, hátsági jellegéből adódik. Amíg tehát a kristályos képződmények felszíne a zsbriki területen a felszíntől számított 4000 m-t is meghaladta a késő-jura–kora-kréta idején, addig a Mórággyi-rög felszíne csak kevéssel süllyedhetett a 2000 m-es mélység alá. Feltételezve, hogy a paleogén idején ez a terület is ugyanolyan mérvű kiemelkedést ért el, mint a zsbriki terület, a gránitból akár 1000 m is lepusztulhatott, vagyis a kristályos képződmények jelenlegi felszíne a süllyedés során elérhette a 3500-es mélységet is.

Hydrogeological monitoring network at the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ÁGNES ROTÁR-SZALKAI¹, ISTVÁN HORVÁTH¹, KÁROLY MARSÓ¹, PÉTER NAGY¹, LAJOS Ó. KOVÁCS²,
TEODÓRA SZŐCS¹ and GYÖRGY TÓTH¹

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Hungarian Geological Survey, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: ground water, Hungary, hydrogeology, meteorology, monitoring, Mórág Block, observation wells, South-eastern Transdanubia, water table, water composition,

Abstract

By means of a hydrogeological monitoring network, established in the wide surroundings of the Bábaapáti (Üveghuta) Site, recordings were made mainly of the qualitative and quantitative changes in surface and subsurface waters due to natural processes. For the evaluation the measurements were complemented by hydrometeorological parameters.

In the course of the investigation of surface waters, it was established that the discharge of streams varies between wide limits as a function of the amount of the precipitation. The flood waves diminish in a few days after the rainfall; their discharge exceeds even ten times the base flow. The base flow of the streams deriving from subsurface waters was steady; some streams became dry only in the summer of 2003, in an extremely dry period.

The observation wells were divided into groups on the basis of the detected groundwater regime. These groups corresponded to the different hydraulic positions of the observation wells. Different water table changes characterised the hilltop, hillside, and valley-bottom observation wells. The water table changes of the hilltop observation wells were controlled by the changes in air pressure and the tidal phenomena, while the water tables of the valley-bottom observation wells reacted sensitively to the infiltration and evaporation events. The hillside observation wells show a transitional character between the two former groups. The short-term groundwater table changes were caused by the air pressure, while the long-term ones were the result of the summarised effects of precipitation.

The changes in the heads of water stored in the fissure system of granite were also caused by the air pressure and tidal phenomena. In the closed fissure system the dominant character of this latter effect was observed, as opposed to the groundwater table changes.

In the course of the water composition investigations, it was established that the hydrochemical features of both the surface and subsurface waters have low natural changeability. The hydrochemical changes of the surface waters reflect the change in the ratio of the surface runoff and the recharge from below the surface. In the course of the examination of the surface waters the water sampling points were divided into two groups (*i.e.* waters of younger and older age). In the hydrochemical composition of the observation wells the mixing of the older waters from deeper horizons and the near-surface younger waters was shown.

Introduction

The aim of the hydrogeological monitoring network is to provide continuous information on the effects, regularities, and trends of the natural processes taking place in the environment through the investigation of the wide surroundings of the Bábaapáti (Üveghuta) Site. The tasks of the observation system are different during the exploration of the Site, during the building and filling up of the repository, and also after its closing. In the stage of site exploration the primary

tasks were the following: (i) a survey of the initial situation relating to the environmental elements of the region; (ii) simultaneous data supply for the different phases of the site characterisation and (within it) for the hydrodynamic modelling and safety analysis.

The observation points of the monitoring network (Figure 1) were developed by using the objects established during the exploration. Simultaneously with the progress of the exploration, the number of observation points, drawn into the monitoring increased gradually. The first observa-

Results of the hydrometeorological measurements

The changes in the flow system of the subsurface waters and in the runoff conditions of the surface waters are equally in close connection with the hydrometeorological alternations. The parameters representing these changes — *i.e.* the amount of precipitation, the air temperature and pressure — have been continuously measured by automatic electronic measuring instruments at a meteorological station. The latter was established in Bátaapáti, at the beginning of November 1999. The amount of precipitation was recorded by a Lambrecht 15188 type automatic measuring device (with 0.1 mm accuracy). This is suitable also for measuring winter precipitation due to the factory-equipped heating apparatus in it. The changes in air pressure were measured by a Vaisala PTB200 type digital measuring device (with 10 hPa accuracy), while changes in air temperature were measured by a DTR13 type thermometer equipped with a shading screen (with 0.1 °C accuracy). The measured available data were recorded by a QLC50 type data logger at a 10 minute frequency.

The evaluation of the data from the hydrogeological observations began in 1997 and data collection has carried on continuously since then. The latter were measured by the stations of the Hungarian Meteorological Service. The stations at Pécs and Véménd were taken into account for the period before the establishment of the meteorological station at Bátaapáti.

The analysis of the parameters measured at the meteorological station at Bátaapáti was carried out with the accuracy necessary primarily for the interpretation of the hydrogeological observations. During the evaluation no attempts were made to detect new phenomena or new tendencies; rather, the aim was to determine the degree of the already known processes in the studied period and in the region of the measuring station at Bátaapáti. The results of the most important hydrometeorological measurements can be summarised as follows.

By comparing the average temperatures of the consecutive years it has been confirmed that, in accordance with the climatic conditions of the region, the yearly rhythm of temperature alternation is balanced and greater anomalies do not appear. The trends over several years of monthly average temperature, however, show a more varied picture. A greater deviation from the many years' tendency can be seen during the extremely cold periods in December 1999 and February 2003, as well as during the periods that were much warmer (+3 °C) than the average in May and June 2003. The latter value from the data sequence from Pécs was the highest one measured in the course of the last 100 year.

In general, the changes in air pressure show higher values in the winter months (the difference between the maximum and minimum values is above 30 hPa) and lower ones (20 hPa or below) in the summer months. The daily fluctuation of air pressure is about 1 hPa at Bátaapáti, but in case of a sudden change in weather a difference of 10 hPa may also

occur. In the course of the statistical study (cycle analysis) of the air pressure time series, regularly repeating 8, 12, and 24 hours rhythmical alternations were detected.

In the region of Bátaapáti there is no information on the spatial distribution of the precipitation. The nearest precipitation measuring station can be found at Véménd. By comparing the measurement data of the two stations, it has been established that differences in the amount of the precipitation may occur even within a short distance. (This has been observed mainly in case of the heavy showers of the summer period in short terms.) Generally, the yearly precipitation amount varies between 600–700 mm. Based on the data of the measuring station at Véménd (for the period between 1961–1990), the many years' average of precipitation is 636 mm. The average of the yearly precipitation, measured at Bátaapáti is similar to that at Véménd (627.6 mm in the period between 1999–2003). The 1990s proved to be wetter: the only year in which the annual precipitation did not exceed 500 mm was 1990 (the precipitation was 489.5 mm). The yearly precipitation exceeded 700 mm, a value several times greater than the average (in the years 1991, 1993, 1995, 1998, and 1999). The year 2000 and afterwards can be regarded as poor in precipitation as compared to the previous period. The precipitation exceeded 600 mm (624.8 mm) only in 2001, while in 2000 and 2003 values below 450 mm (364.2 mm and 432.9 mm, respectively) were measured.

The yearly distribution of precipitation shows generally two, rarely three maxima. In average values, the difference between the maximum (June) and minimum (February) of the monthly precipitation is almost four-fold. The precipitation in the winter and summer half years differs considerably — it is nearly two-fold in the summer half years.

Results of the water stage–discharge measurements in the surface waters

The task was to know exactly the hydrological cycle of the area, to determine precisely the connection between the surface and subsurface waters, as well as to characterise the surface runoff. For this reason altogether 13 gauging stations (overfalls) were established on the streams in the environs of the Site (Huta Creek, Mórág Creek, Nagymórág Creek, Mézskemence Creek, Éva Valley cut, Mély Valley cut and Hosszú Valley cut; Figure 1). The establishment of the Overfalls took place in two steps. By creating overfalls B1, B2, B3 and B4 in 1999 as well as 2000, it was intended mainly to track the changes in time in the water amount ascending from below the surface in the four valleys nearest to the Site. Thus these observation points were designated in the upper sections of the streams. The further gauging stations, established in 2002, enabled the investigation of the surface and subsurface hydrological cycle which is characteristic of the whole region of the Site, and its changes over time. Accordingly, the observation points serving the characterisation of the water behaviour in the upper sections of the streams (B7, B8, B9) have been complemented. The gauging stations

(overfalls) in the lower sections of the streams were established in order to investigate the water amount collected during the surface and subsurface runoff in some partial catchment areas (B5, B6, B10, B12). This included the two most important streams (B11: Huta Creek, B13: Mórág Creek) during the surface and subsurface runoff. During the installation it was taken also into consideration that, although the regime of the streams can be regarded as balanced in the dry period, the discharge of the creeks may be multiplied in the wet season. Due to the change of several orders of magnitude in water discharges, a specific measuring device had to be created. It also had to measure discharges of several thousand l/min reliably, besides the exact measurement of discharges of some l/min. The choice fell on a complex measuring overfall with a crest composed of two profiles of different inclination. In the winter period, when the temperature of the air sinks permanently below freezing point, the creeks quickly freeze due to their small stream character. Therefore, it is not possible to

measure continuously the water stage and discharge — not even by regular maintenance and ice breaking.

The water stage rise of the streams follows clearly the amount of the precipitation. All the gauging stations are characterised by the fact that the water stage rise appears with a delay of some hours after the rainfall. The flood wave, caused by a single rainfall within one day, subsides in 24 hours. On the other hand, nearly one week of wet weather results a rise in the water stage, lasting 4-5 days after the rainfall has stopped. On the basis of the results of long-term water stage measurements, it can be stated that the regime of the studied streams is rather extreme. After a great amount of precipitation at one time, the flood discharge may exceed even by more than ten times the small-water base flow of the winter and end summer periods, which are poor in precipitation. In the winter period the sudden, quick water stage rise, due to the precipitation, as well as the long-lasting, more permanent water stage rise, caused by snow melting, can easily be separated. In summer,

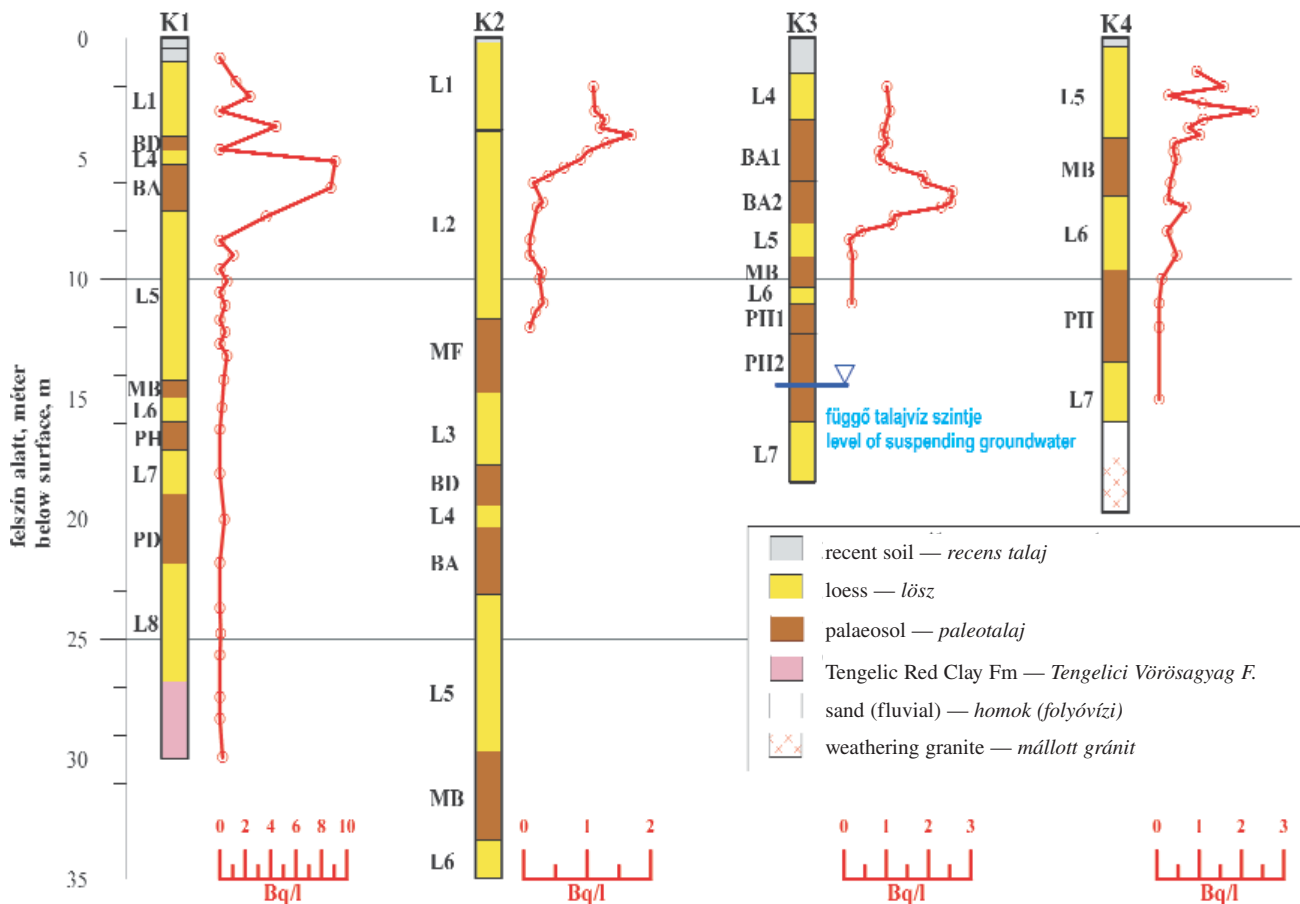


Figure 2. Sections and investigation results of the dug wells drilled in the Üveghuta Research Area

Paks Loess Formation: L1-L8 = loess horizons; MF = Mende Upper Palaeosols; BD = Basaharc Double Palaeosols; BA1 = Basaharc Lower Palaeosols, Upper horizon; BA2 = Basaharc Lower Palaeosols, Lower Horizon; MB = Mende Basic Palaeosols; PH1 = Paks Sandy Palaeosols, Upper Horizon; PH2 = Paks Sandy Palaeosols, Lower Horizon; PD = Paks Double Palaeosols; PDL = interstratified loess in Paks Double Palaeosols; red curve = tritium content in the rock moisture (After MARSÍ et al. 2004)

2. ábra. Az üveghutai kutatási területen mélyült ásott kutak szelvényei és vizsgálati eredményei

Paksi Löss Formáció: L1-L8 = löszhorizontok; MF = Mendei Felső Talajhorizont, Felső Talaj; BD = Basaharc Dupla Talajhorizont; BA1 = Basaharc Alsó Talajhorizont, Felső Talaj; BA2 = Basaharc Alsó Talajhorizont, Alsó Talaj; MB = Mende Bázis Talajhorizont; PH1 = Paksi Homokos Talajhorizont, Felső Talaj; PH2 = Paksi Homokos Talajhorizont, Alsó Talaj; PD = Paks Dupla Talajhorizont; piros görbe = kőzetnedvességben mért tríciumtartalom (MARSÍ et al. 2004 után)

in the permanently dry, warm periods (like in the summer of 2002), the degree of evaporation is in balance with the subsurface recharge of the base flow, which results in the daily fluctuation of the water stage. If the degree of the evaporation exceeds the recharge from below the surface, the water stage subsides below the “0 level” on the gauge, the overfall of water over the structure stops, dead water accumulates behind the overfall crest, and in an extreme case the channel becomes dry. The summer of 2003, which was poor in precipitation, resulted in the complete drying-up of several measuring sections.

Changes in the groundwater tables

The changes in the groundwater tables were recorded in 40 observation wells. The latter were created from shallow boreholes (Mó-3, Mó-4, Mó-5, Mó-5A, Mó-6, Mó-6A, Mó-7A, Mó-7B, Mó-7C, Mó-7D, Üh-6, Üh-8, Üh-9, Üh-11, Üh-12, Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-16, Üh-17, Üh-18, Üh-18A, Üh-19, Üh-19A, Üh-20, Üh-21, Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C, Üh-32A, Üh-32B, Üh-32C, Üh-32D, Üh-33, Üh-34, Üh-35, and Üh-36A), geophysical shot holes (R-6 and R-7), and two observation wells in the Ófalu research area (F-II and T-6, Figure 1). The change in the heads of the waters, filling the fissure system of the granite, was measured in the different depth intervals of the 14 deep boreholes (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23, Üh-25, Üh-26,

Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30, Üh-36 and, Üh-37) in the area of the Site, separated by packers. For measuring the changes in the groundwater tables, the measuring devices Hidroprofi-L (operating on the principle of floating balance) and Dataqua (equipped with a pressure probe) were used. The observation results were read weekly; when the reading took place manual water table check measurements were also carried out every time. In the observation wells, created from deep boreholes, the packer intervals of the measuring multipacker system have since been remodelled several times in accordance with the changing research tasks. Thus there are no sequences in which there are many years of undisturbed data.

In the Üveghuta area, the following effects influencing the subsurface water tables had to be taken into account:

- infiltration from precipitation,
- evaporation of ground water,
- changes in the water tables of drainage wells and streams,
- changes in air pressure,
- terrestrial tides,
- hydraulic tests, pumping tests,
- water samplings,
- drilling activity.

For evaluating the changes in the groundwater tables, the water table time series were divided into groups on the basis of several points of view. The interpretation was carried out by both comparative analysis of the regime curves of the wells and by statistical methods.

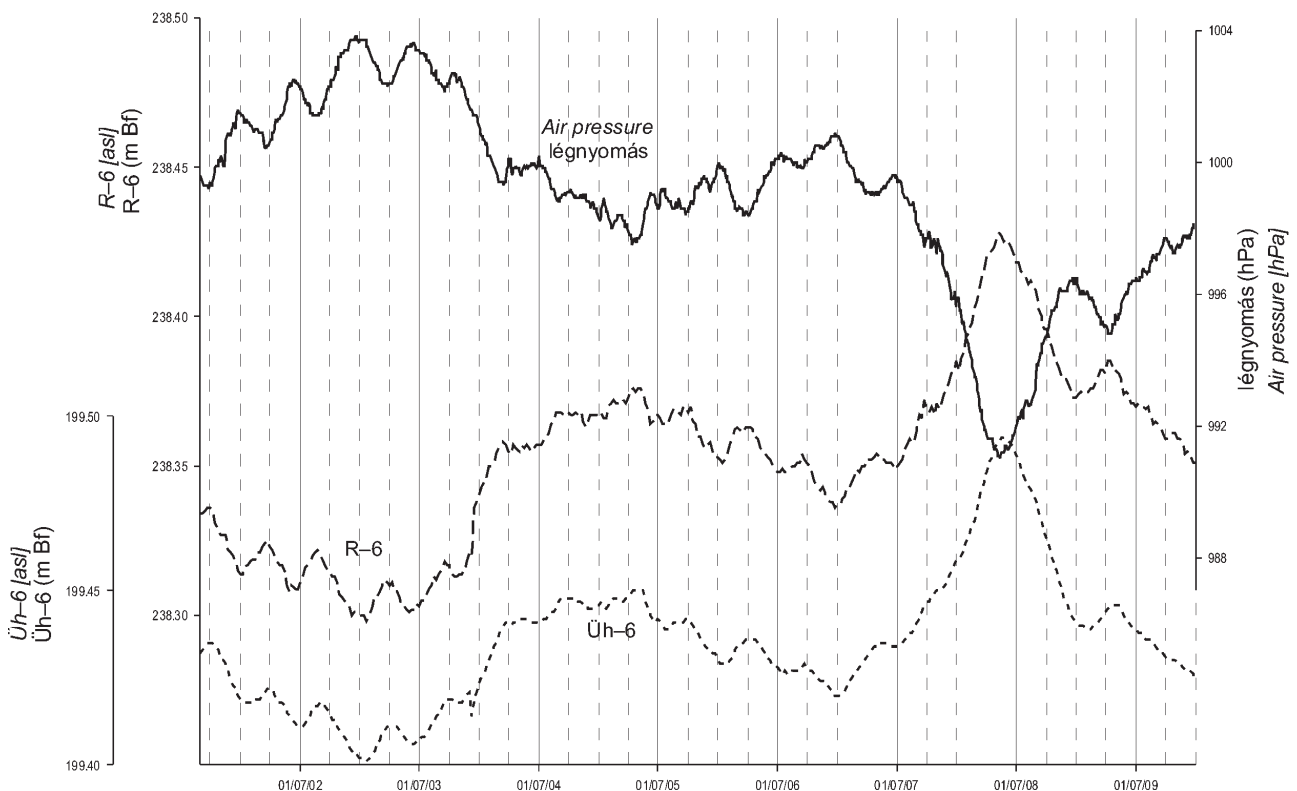


Figure 3. Connection between the water tables of observation wells Üh-6 and R-6 and the air pressure

3. ábra. Kapcsolat az Üh-6 és az R-6 észlelőkutak vízszintje és a légnyomás között

The observation wells were established in different hydraulic positions of the flow system of the region and thus the changes in water composition, water tables and heads at different points of the flow system could be recorded. The majority of the observation wells, as well as the well pairs, were drilled in the possible upward zones, on the valley bottoms, to a depth of 15–50 m. Thus they react directly to the changes in weather by their near-surface water tables. At some places, (20–80 m deep) water table observation wells were also established which recorded the deeper water tables of partly the hilltops and partly the hillsides. On this basis, *hilltop*, *hillside*, and *valley-bottom* observation wells are distinguished. At the same time the above grouping agrees with the separation according to the groundwater depth below the terrain. In the valley-bottom observation wells, the groundwater table below the terrain is 0.3–6.5 m, in the hillside ones it is 10.5–33.8 m, while in the hilltop ones is 53.3–79.98 m.

In the different hydraulic positions, different phenomena affect the subsurface waters and thus even the nature of their water table time series differs considerably. The differences were observed both in the short-term changes and in changes over many years. The regime curves of the hilltop, hillside, and valley-bottom water table observation wells were compared. This showed that valley-bottom wells, having a near-surface water table, react sensitively to the infiltration and evaporation events, while the regime of other observation wells is determined mainly by the changes in air pressure.

The water table time series of the *valley-bottom* observation wells are characterised by daily and seasonal changes. A yearly cycle can also be recognised, but rhythms over several years have not been detected. A determinant factor in the water table changes of the valley-bottom observation wells is the degree of infiltration from precipitation. The latter is a function of the duration of the dry period before rainfall, the amount of the precipitation which falls at one time, and the intensity of the rainfall. The reason for the difference between certain observation wells is that this effect is influenced predominantly by the amount of water flowing in the sediments (alluvium), deposited on the valley bottoms. The degree of the effect depends on the thickness of the alluvium. It was shown by correlation investigations that the water table changes in most of the valley-bottom observation wells are in close relationship with the monthly sum of the precipitation. On the basis of the difference in the daily changes in the water table data, as well as the cross-correlation comparison of the daily precipitation amounts, the effects of precipitation were detected immediately only in the water table of Observation Well Üh-11. The signs of the close correlation relationship with precipitation appeared only two days later in Observation Wells Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-17 and Üh-19, and with a delay of several days elsewhere (Figure 2). A peculiar phenomenon is the melting of snow that — similarly to the surface waters — also raises the table of the subsurface waters. In the water table changes of the wells established on alluvial sediments, a daily fluctuation appears — mainly in the summer period — which can be interpreted clearly as the effect of evapotranspiration here — that is, groundwater evaporation. The evaporation is of a different degree in the different observation wells. There are valley and near-valley wells (e.g. M6-4) where the sinking of the water table is a result of the draining of the system and not the groundwater evaporation.

The water table time series of the *hillside* observation wells are controlled by many years of changes. These changes are also of cyclic character with the duration of a cycle being four-five years. The water table changes are equally influenced by the amount of the precipitation, the air pressure, and the tidal phenomena. Out of the wells, Üh-16 differs from the others in its low water table fluctuation within the group. However, on the basis of both its hydraulic

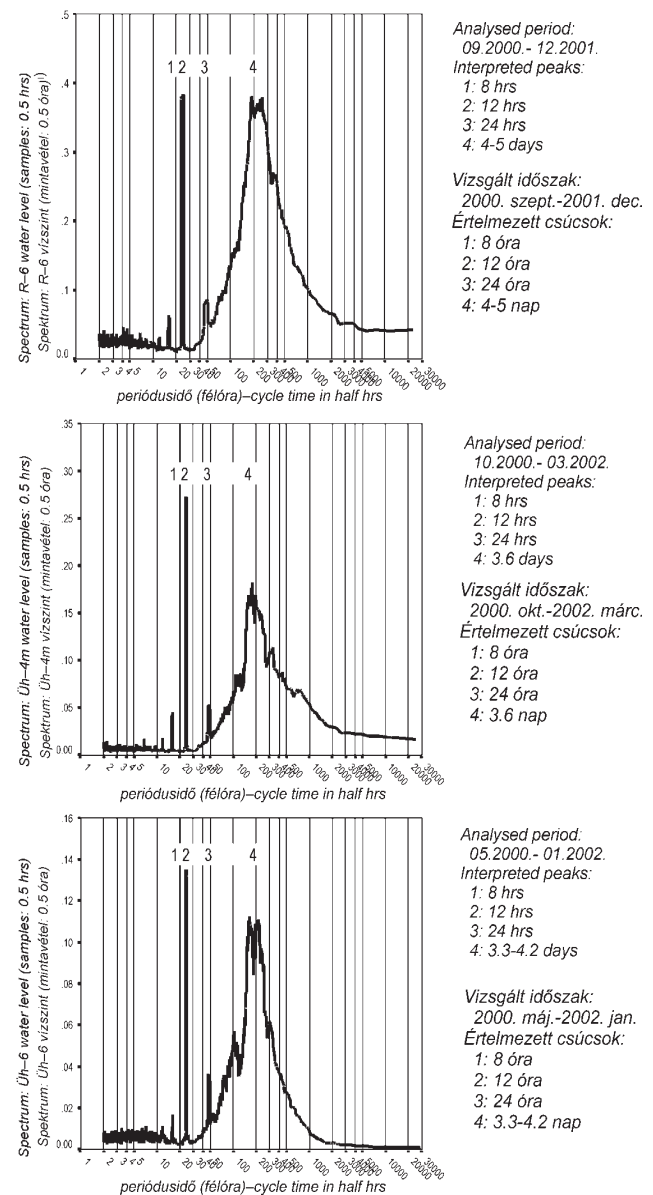


Figure 4. Typical spectra, determined during the cycle investigation of the ground water table time series of hilltop observation wells

position and the investigation of its short-term changes it is reasonable to assign it to this group. A characteristic feature of the hillside group is that some observation wells show similarities with the valley-bottom ones, while the others have similarities with the hilltop ones. The effects of certain rainfall events or wet periods cannot be observed in the water table time series. The effects of the infiltrating waters can be summed up and the water table curves can be brought into close connection with the yearly amount of precipitation. The effects of both the air pressure and the tides appear in the water table changes that, in general (with the exception of R-7), cause just a some cm of water movement. The Observation Well R-7 reacts to the mentioned effects in a way characteristic of the hilltop wells; the air pressure change results in a water movement of around 20 cm.

The detected long-term groundwater table changes in the *hilltop* observation wells show a trend. Probably, these trends may be the consequences of some long-term accumulated effects that cannot be brought into connection with the many years' fluctuation of the weather elements. For exploring the effects that cause the water table changes, the measurements have to be continued for several years. As opposed to the long-term changes, the short-term water table fluctuations are of the same nature and degree, respectively, in every well. The short-period water table movement is controlled by the air pressure and the tides (Figure 3). The cycle investigation in the hilltop observation wells provided total-

ly identical results for all the observation wells; these results reflect the 8 hours, 12 hours, and 24 hours changes in air pressure (Figure 4). The 12 and 24 hours changes are connected to the tidal effects that can only be observed to a small degree with some cm of fluctuations.

Changes in the pressure of fissure waters

Similarly to the hilltop observation wells, the fluctuation in the groundwater head of the granite is influenced mainly by the change in air pressure and the tidal phenomena. In the more closed fissure system of the granite, these effects appear more markedly than in the ground waters. The effects of both the air pressure and the simultaneous tides result in the same degree of groundwater head change in almost every detected interval. As opposed to the ground waters of the hilltop observation wells, the effect of the tides appear more strongly than that of the air pressure in the deeper zones, causing a nearly four times bigger change.

On the basis of statistical analyses, it has been determined that there is a very close connection between the change in air pressure and water table changes. The cycle investigation was carried out for both longer and shorter periods. In the different horizons of the individual observa-

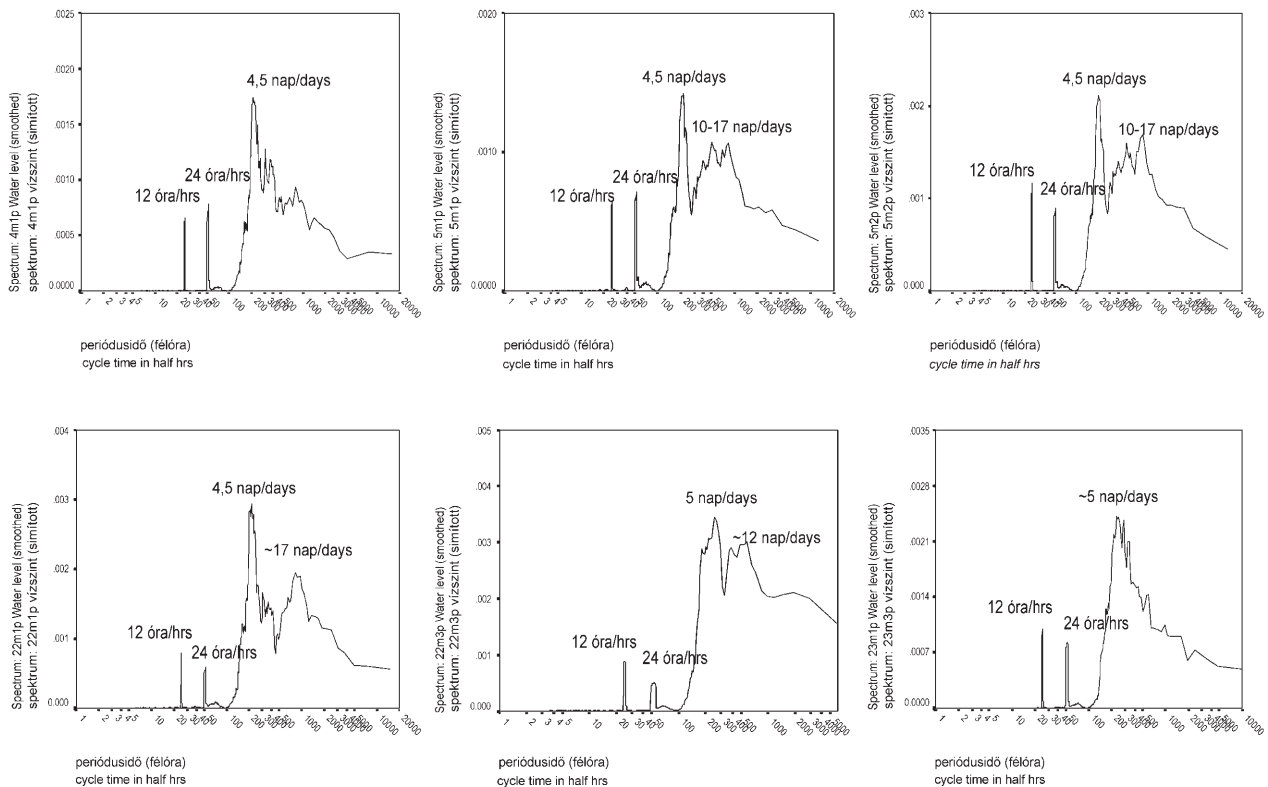


Figure 5. Spectrum of changes, detected in the groundwater heads of observation wells, created from hilltop deep boreholes with the period time of the main cycles

5. ábra. A dombtetői mélyfúrásokból kialakított észlelőkutak potenciálszintjeiben észlelt változások spektruma a főbb ciklusok periódusidejével

Table 1. Data of the sampling spots

Village	Code of the sampling spot	Site of sampling	Subject of sampling	Filtered section (m)	X _{100v}	Y _{100v}	Z (m asl)
Bátaapáti	A075	Mészkemence Creek, at the mouth of the right side tributary valley	creek		94,917.0	61,5305.0	195.0
	A107	Creek above Overfall B4	creek		95,750.0	61,6760.0	166.0
	A108	Huta Creek, above Overfall B10	creek		97,060.0	61,5310.0	149.0
	A109	Nagymórág Valley, appr. 100 m above Overfall B12	creek		97,590.0	61,6140.0	144.0
	B040	Nagymórág Valley, Anyák-kútja	spring		97,310.0	61,6290.0	154.0
	E003	Huta Creek Valley, meteorological station	rainfall		97,130.0	61,5330.0	147.0
Mórág	Mó-5	Mouth of Naspolya Valley	well	40.0-50.0	99,049.5	61,7766.8	123.5
	Mó-6	Mórág Valley, at the mouth of Éva Valley	well	40.0-50.0	95,954.0	61,7843.2	140.5
	Mó 7A	Mórág Valley, at the mouth of Éva Valley, borehole group	well	37.5 50.0	95,962.1	61,7757.4	144.0
	Üh 12	Éva Valley, near to Henrik Spring	well	12.5 15.0	95,797.9	61,6869.7	162.1
	Üh 18	Nagymórág Valley	well	40.0 50.0	96,946.2	61,6455	156.7
Bátaapáti	Üh-19	Huta Valley, at the mouth of Hosszi Valley, forester's lodge	well	40.0-50.0	95,436.8	61,4656.2	166.5
	Üh-29	appr. 600 m SSE above Overfall B3, 232.3-300.38 m	well	232.3-300.4	96,431.2	61,5537.3	160.6
	Üh-32A	Huta Valley, Idegen Fieldlands, borehole group	well	26.9-50.0	96,154.2	61,4925.4	157.6
	Üh-35	Éva Valley	well	30.0-44.2	95,696.1	61,6530.2	176.2

tion wells, totally concordant results for both parameters were obtained. The long-term cycle investigations revealed changes over periods of 4-5 and 10-17 days, respectively, in the water table changes. They are in accordance with the periods observed during the changes in air pressure. Short-term rhythmical alternations were also detected; for them 12 and 24 hours repeated changes were confirmed by detailed analysis (Figure 5). The so determined cycles show little difference from those of the ground waters. Here, the 12 and 24 hours time-period also reflects the effects of the tidal phenomena. The asymmetric character of the effect was also observed in the deeper horizons, according to which the 12 hours periods are always weaker. As opposed to the ground water, however, no changes repeating every 8 hours were detected, which indicates the effect of the tides on the air pressure. On the basis of their absence in the deep boreholes, it is assumed that the deeper zones of granite form a much more closed system than the aquifer upper fissured granite layer that has only an indirect connection with the air pressure. Due to the nature and structure of the multipacker observation system, there is no possibility for this connection — not even within the observation well.

Water composition investigations

The aim of the water composition investigations was to detect the changes in time in the composition of the surface and subsurface waters in the Bátaapáti research area. The degree of changes gives information on the stability of the flow system over the course of time. The water composition investigations in the framework of the monitoring helped in

the acquisition of a reliable knowledge on the basic geochemical condition of the subsurface waters.

The designation of the regular sampling points began in July 1997 and with the progress of the research the number of the sampled points has increased. When designating the points, the intention was to get acquainted with the waters of different age and mixing proportion in the flow system of the drainage area, as well as to make the sampling relatively simple and reliably reproducible. The multilevel packer system, built in boreholes deeper than 100 m, precluded automatically the possibility of sampling, with the exception of Well Üh-29 where the depth water comes to the surface.

The regular sampling of the creeks began in 2000 and 2002, respectively.

All the sampling points were established in the possible ascendance zone of contaminants from the subsurface reservoir of low- and intermediate-level radioactive wastes.

The sampling points of the water composition (Table 1, Figure 1) are as follows:

— an observation wells, created from shallow Boreholes Mó-5, Mó-6 and Mó-7A, as well as Üh-12, Üh-18, Üh-19, Üh-32A and Üh-35;

— observation well, created from deep Borehole Üh-29;

— surface streams: Éva Valley (A107), Mészkemence Valley (A075), Huta Creek (A108), and Nagymórág Valley (A109);

— a captured spring: Anyák-kútja (B040) in the Nagymórág Valley,

— precipitation at the meteorological station (E003).

Water sampling took place on a monthly basis. In the weathered or fissured granite the filtered wells penetrate

generally poor aquifers; after their draining the recharge is slow and takes place mainly from above, from the upper groundwater tables; after the recharge the original water composition is restored over a period of a few months. The water extraction before sampling was minimised in order to shorten the period of the restoration of the original water composition. A customised sampling procedure has been elaborated for all the sampled wells, taking into account the experiences of the investigations. During the sampling, the following parameters in the frame of measurements made on the spot were recorded:

- water and air temperature,
- pH,
- specific conductivity,
- redox potential,
- alkalinity.

The devices were calibrated by using the factory etalon every sampling day, before the first sampling. When measuring alkalinity, three independent measurements were carried out on each occasion.

The laboratory analyses included the routine measurements (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, NH_4 , Cl, alkalinity, SO_4 , NO_3 , NO_2 , H_2SiO_3 , KOI, specific conductivity, and pH) and the determination of trace elements (Li, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Tl, Pb, Bi, Th, U) as well as ^2H , ^{18}O , ^{15}N , ^{34}S , and ^{222}Rn isotopes. The measurements of the ^2H and ^{18}O isotopes were carried out by the Laboratory for Geochemical Research of the Hungarian Academy of Sciences (MTA GKL); those of the sulphur and nitrogen isotopes were made by the Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences (MTA Atomki). The radon was determined by the Department of Atomic Physics of the Eötvös Loránd University (ELTE).

For the routine measurements as well as the nitrate, oxygen, deuterium, and tritium measurements, the samples were taken in new vessels and were washed three times by the water to be sampled. For the cation as well as trace element measurements, new plastic bottles, previously treated by nitric acid, were used. The bottles were washed twice by distilled water and then nitric acid of high purity was added to them in order to preserve the sample in advance. Concentrated sulphuric acid was added to the bottles necessary for KOI sampling — after acidising and preparing them by distilled water. For the nitrate analyses, the samples were preserved by acetonitril and stored in a cold storage bag or refrigerator, respectively, before beginning the examinations. For the sulphur isotope investigations the sampled water was alkalisied by NaOH to pH 12. Then the precipitation necessary for the analyses was formed by BaCl_2 . For the nitrogen isotope determinations, the samples were preserved by chloroform and stored in a cold storage bag or refrigerator, respectively, before the analysis. For the radon investigations the water sample was put under an “opti-flour-o cocktail”.

In reality, the sampling meant the collection of a sample series. The spectrum of the collected samples varied accord-

ing to the provenance and the purpose of use. In the course of the monthly samplings, there was not always the possibility to collect samples at every sampling point. In December 2002, then in January and March 2003, it was not possible to sample the deep Borehole Üh–29 due to technical reasons. In water-composition monitoring, this was the first really deep Observation Well (filtered between 232.3–300.38 m) in the upward zone and the only one that provides flowing water. Due to tracing investigations, Observation Well Üh–32A was not sampled in December 2002, while the M6–6 and M6–7A were not sampled in March and April 2003. In the dry periods in August, September, and October 2003, the section of the Huta Creek designated for sampling became dry and thus the collection of samples A–108 was suspended for three months.

In Observation Well Üh–18 — drawn into the tracer tests at Borehole Group Üh–31 — the NaBr solution, added as a tracer, then the high-concentration NaCl solution, which was pumped in subsequently, modified the composition of the original water. Here, after the tracer test, the time course of dilution as an effect of the natural flows was examined by regular sampling.

The age of the waters and their position in the flow system are reflected well by the cation exchange (*i.e.* decrease in the amount of Ca^{++} and Mg^{++} as well as an increase in Na^+). The change in the isotope ratio of ^2H and ^{18}O shows the water–rock interaction (Figure 6).

The $\delta^{18}\text{O}$ value of the waters older than 10,000 years is less than -11.5 ; that of the younger waters of Holocene age is

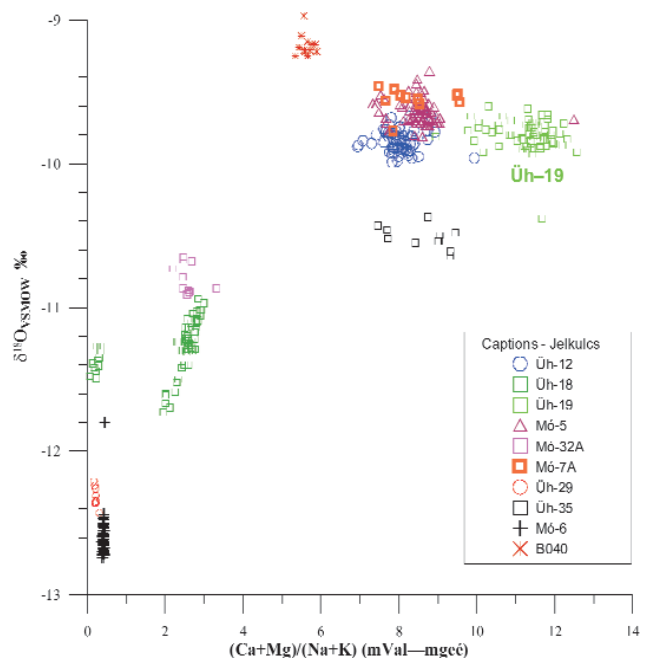


Figure 6. The sampling sites of subsurface waters as a function of $\delta^{18}\text{O}$ and cation exchange

VSMOW = Vienna Standard Mean Oceanic Water

6. ábra. A felszín alatti vizek mintázási helyei a $\delta^{18}\text{O}$ és a kationcsere függvényében

VSMOW = Bécsi standard, átlagos óceánvíz

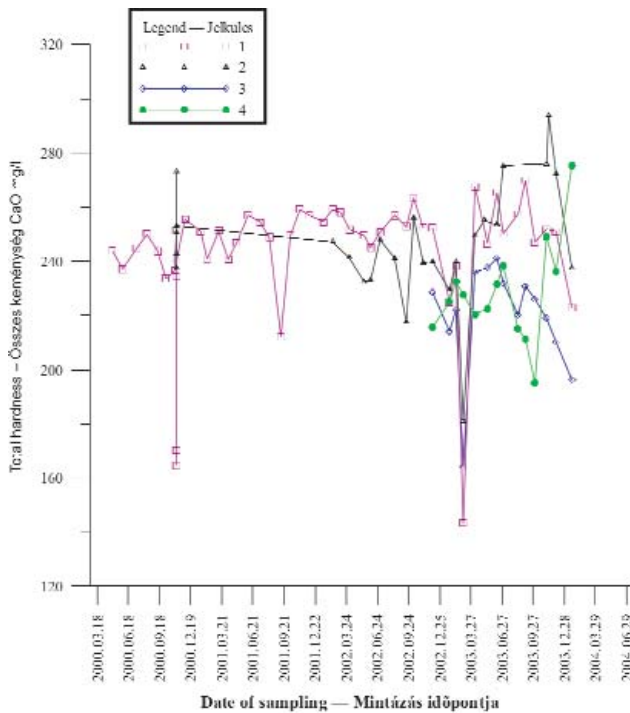


Figure 7. The temporal change in total hardness of the creeks
1 – Éva Creek, Overfall B4, upstream, 2 – Huta Creek, Overfall B10, upstream, 3 – Mészkenecse Creek, Overfall B1, upstream, 4 – Nagymórág Creek, Overfall B12, upstream

7. ábra. A patakok összes keménységének időbeli változása

1 – Éva-völgyi patak, a B4 bukó fölött, 2 – Hutai-patak, a B10 bukó fölött, 3 – Mészkenecse-patak, a B1 bukó fölött, 4 – Nagymórág-völgy, a B12 bukó fölött kb. 100 m

higher than -10.3 (in general -9.7). The climatic change at the Pleistocene–Holocene boundary represented a nearly 2000 years transitional period. During the investigations the measured values fell between the mentioned boundaries; they thus reflected clearly the transitional character, and at the same time showed clearly the effect of mixing the two kinds of water. It has been proved that the water of Wells M6–6 and Üh–29 derives from the precipitation infiltrated in Late Würmian (their ^{14}C age is around 20 thousand years). The waters of Üh–18, Üh–32A, and Üh–35 are mixed, and of a transitional character; on the basis of ion exchange it was shown that in the first two wells old Holocene, while in the latter one young Holocene water mixed with Würmian waters. The peculiar character of the water of the captured Anyák-kútja spring can be traced back to two causes. The first one is that the feeding ground of the spring is composed of granite, covered by a thin soil layer. In all the other cases the water infiltrates through relatively thick (40–50 m) loess. The latter is accompanied by the dissolution of more Na and less Ca and Mg. The other reason is that the infiltration area of the spring has a topographic position 100 m lower on average than that of the other water sampling points; it may result in the 0.5‰ increase in $\delta^{18}\text{O}$. On the basis of the ion exchange, the youngest water derives from Well Üh–19. It was prepared from two groups of samples from Well Üh–18 (on the left side of Figure 7) after the tracer tests, as mentioned above.

Figure 7 shows the total hardness (the amount of Ca^{++} and Mg^{++}) from the investigation data of the creeks. The remarkably low values of the figure indicate the diluting effect of the precipitation (high water stage) at the time of sampling or immediately preceding it. Only the time series of the creek in the Éva Valley is long enough for investigating fundamental regularities. The values of the base flow fluctuate within 20 units. This could be the common consequence of the evaporation from the alluvium along the creek and the analysis error ($\pm 5\%$). The slightly rising character observed during the studied period refers to the increase in the ratio of the ground water feeding the creek in the first place.

The changeability over time of total hardness for the two groups can be seen in Figures 8 and 9. In both figures the time trend of total hardness shows a rising character in some of the sampled wells (M6–5, Üh–19, Üh–18, Üh–35). The reason for this may be that, after the monthly sampling, the original water conditions are not restored perfectly in the environment of every well. The parallel running of the sawtooth pattern at wells Üh–12 and Üh–19 (Figure 8), for example, cannot be traced back to a natural effect. Furthermore, on the basis of the correlation coefficient of around 0.7 between the two data series its reason is an analytical error.

The temporal change in $\delta^{18}\text{O}$ values is demonstrated by Figures 10 and 11 in the previous grouping. The trend-like change in the oxygen isotope values of the sampled waters reflects water mixing. The examination of the samples from the wells drilled during the research proved that the $\delta^{18}\text{O}$ values decrease downwards in the infiltration zone. Thus the trend in Wells Üh–12, M6–5, and Üh–19 up until the summer of 2002 (Figure 10) can be interpreted by the increasing degree of mixing with older waters. This is in contradiction to the conclusions that can be drawn from the hardness time series of these same wells (Figure 8). However, in this case the latter assumption was accepted as trustworthy. The trend referring to rejuvenation (that can be detected at older waters — Figure 10) is in accordance with the total hardness data (Figure 9).

Since the detected changes are not strikingly great, it is mainly the reliability of analyses as well as the amount of regular and accidental errors that set limits to the reliably demonstrable detection of changes in the flow system and in the evaluation of the results of the water-composition investigations. These errors occurred even in case of careful sampling and sample treating.

Summary

By means of a hydrogeological monitoring network, established in the wide surroundings of the Bátaapáti (Üveg-huta) Site, recordings were made mainly of the qualitative and quantitative changes in surface and subsurface waters due to natural processes. For the evaluation the measurements were complemented by hydrometeorological parameters.

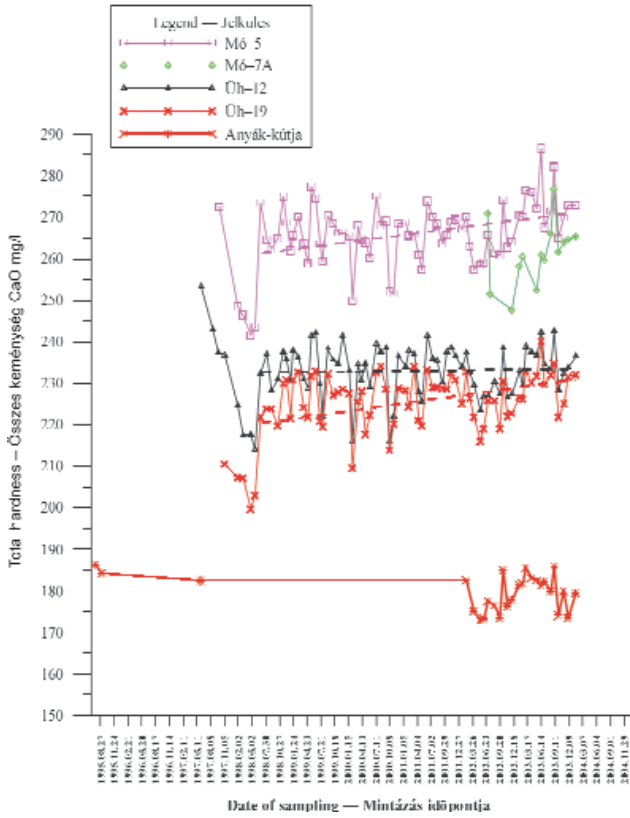


Figure 8. The temporal change in total hardness of the Holocene waters
 8. ábra. A holocén vizek összes keménységének időbeli változása

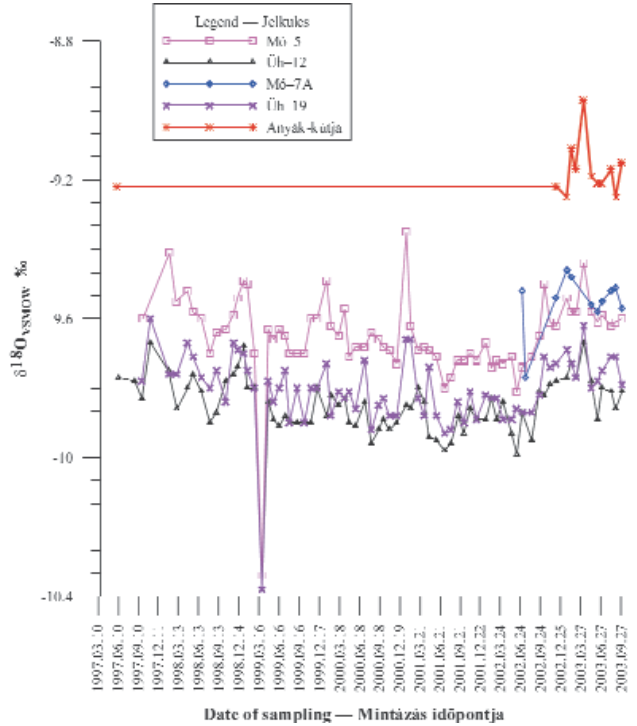


Figure 10. The temporal change in the $\delta^{18}\text{O}$ value of the Holocene waters

VSMOW = Vienna Standard Mean Oceanic Water

10. ábra. A holocén vizek $\delta^{18}\text{O}$ -értékének időbeli változása
 VSMOW = Bécsi standard, átlagos óceánvíz

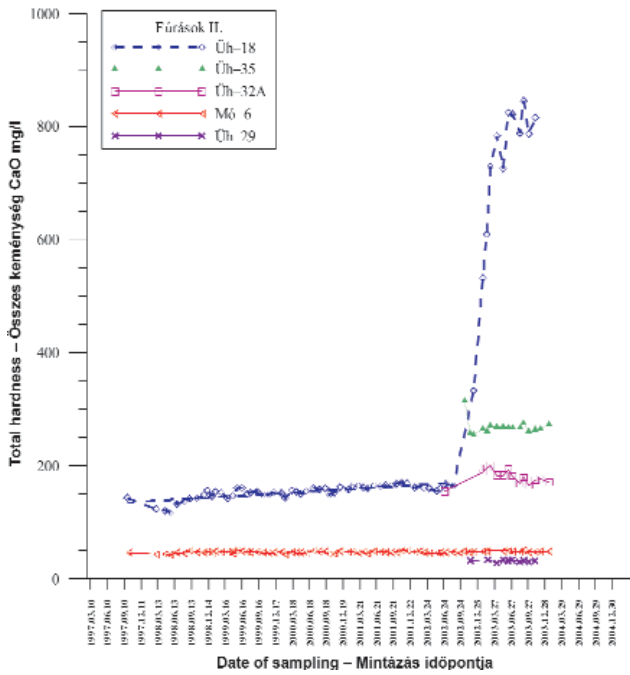


Figure 9. The temporal change in total hardness of the Pleistocene and mixed waters
 9. ábra. A pleisztocén és kevert vizek összes keménységének időbeli változása

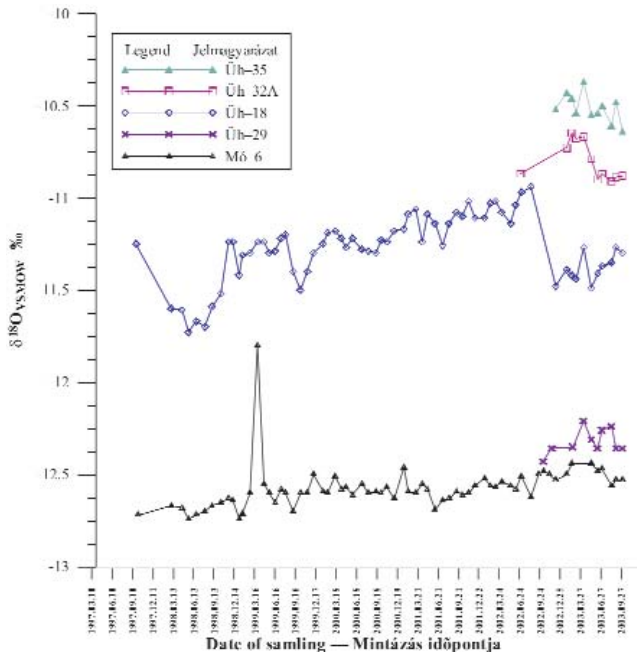


Figure 11. The temporal change in the $\delta^{18}\text{O}$ value of the Pleistocene and mixed waters

VSMOW = Vienna Standard Mean Oceanic Water

11. ábra. A pleisztocén és kevert vizek $\delta^{18}\text{O}$ -értékének időbeli változása
 VSMOW = Bécsi standard, átlagos óceánvíz

In the course of the investigation of surface waters, it was established that the discharge of streams varies between wide limits as a function of the amount of the precipitation. The flood waves diminish in a few days after the rainfall; their discharge exceeds even ten times the base flow. The base flow of the streams deriving from subsurface waters was steady; some streams became dry only in the summer of 2003, in an extremely dry period.

The observation wells were divided into groups on the basis of the detected groundwater regime. These groups corresponded to the different hydraulic positions of the observation wells. Different water table changes characterised the hilltop, hillside, and valley-bottom observation wells. The water table changes of the hilltop observation wells were controlled by the changes in air pressure and the tidal phenomena, while the water tables of the valley-bottom observation wells reacted sensitively to the infiltration and evaporation events. The hillside observation wells show a transitional character between the two former groups. The short-term groundwater

table changes were caused by the air pressure, while the long-term ones were the result of the summarised effects of precipitation.

The changes in the heads of water stored in the fissure system of granite were also caused by the air pressure and tidal phenomena. In the closed fissure system the dominant character of this latter effect was observed, as opposed to the groundwater table changes.

In the course of the water composition investigations, it was established that the hydrochemical features of both the surface and subsurface waters have low natural changeability. The hydrochemical changes of the surface waters reflect the change in the ratio of the surface runoff and the recharge from below the surface. In the course of the examination of the surface waters the water sampling points were divided into two groups (*i.e.* waters of younger and older age). In the hydrochemical composition of the observation wells the mixing of the older waters from deeper horizons and the near-surface younger waters was shown.

References — Irodalom

ROTÁRNÉ SZALKAI Á., BÁNYAI L., HORVÁTH I., MENTES GY., Ó. KOVÁCS L., PAPP G., SZÉKVÖLGYI K., TÓTH GY. 2002: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az üveghutai kutatások kiegészítő munkái, a kutatási terület környezeti megfigyelőrendszerének működtetése 1998–2002 (in Hungarian: Final disposal of the low- and in-

termediate-level radioactive wastes from the nuclear power plant. Complementary works of the Üveghuta investigations, operation of the environmental monitoring system in 1998–2002). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

Vízföldtani megfigyelő-hálózat a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES¹, HORVÁTH ISTVÁN¹, MARSÓ KÁROLY¹, NAGY PÉTER¹, Ó. KOVÁCS LAJOS²,
SZŐCS TEODÓRA¹, TÓTH GYÖRGY¹

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.,

² Magyar Geológiai Szolgálat, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Kulcsszavak: Délkelet-Dunántúl, felszín alatti vizek, hidrogeológia, Magyarország, megfigyelőkutak, meteorológia, monitoring, Móráglyi-rög, vízminőség, vízszint

Összefoglalás

Az üveghutai telephely tágabb térségében kialakított vízföldtani monitoringrendszerrel elsősorban a felszíni és a felszín alatti vizek természetes folyamatok hatására bekövetkező mennyiségi és minőségi változásait regisztráltuk. Az értékeléshez méréseinket hidrometeorológiai paraméterekkel egészítettük ki.

A felszíni vizek vizsgálata során megállapítottuk, hogy a vízfolyások vízhozama a lehullott csapadék mennyiségének függvényében széles határok között változik. Az árhullámok a csapadékot követő egy-két nap alatt levonulnak, vízhozamuk esetenként az alapvízhozam tízszeresét is meghaladta. A vízfolyások felszín alatti vizekből származó alapvízhozama egyenletes volt, csak 2003 nyarán, egy rendkívüli száraz időszakban száradt ki több vízfolyás.

Az észlelőkutakat a megfigyelt talajvízjárás alapján több csoportba soroltuk. Az így meghatározott csoportok megfeleltek az észlelőkutak különböző hidraulikai helyzetének. eltérő vízszintváltozások jellemezték a dombtetői, a domboldali és a völgytalpi helyzetű észlelőkutakat. A dombtetői észlelőkutak vízszintváltozását a légnyomás változása és az árapályjelenségek határozták meg, míg a völgytalpi észlelőkutak vízszintjei érzékenyen reagáltak a beszivárgási és a párolgási eseményekre. A domboldali észlelőkutak átmeneti jelleget mutatnak az előző két csoport között. A rövid idejű talajvízszint változásokat a légnyomás, a hosszú idejűeket a csapadék összegzett hatása okozta.

A gránit repedésrendszerében tárolt víz potenciálszintjének változását szintén a légnyomás és az árapályjelenségek váltották ki. A zárt repedésrendszerben a talajvízszint-változásával ellentétben az utóbbi hatás domináns jellegét figyeltük meg.

A vízminőségi vizsgálatok során megállapítottuk, hogy mind a felszíni, mind a felszín alatti vizek vízkémiai jellemzői kis természetes változékonysággal rendelkeznek. A felszíni vizek vízkémiai változásai a felszíni lefolyás és a felszín alól utánpótlódó víz arányának változását tükrözik. A felszín alatti vizek vizsgálata során a vízmintavételi helyeket két csoportra (fiatalabb és idősebb korú vizek) bontottuk. Az észlelőkutak vízkémiai összetételében a mélyebb szintekből származó idősebb és a felszínhez közeli fiatalabb vizek keveredését mutattuk ki.

Bevezetés

A vízföldtani monitoringrendszer célja, hogy a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely tágabb térségének vizsgálata révén folyamatos információt szolgáltatson a környezetben lejátszódó természetes folyamatok hatásáról, szabályosságáról és trendjéről. A megfigyelőrendszer feladata a telephelykutató, a tároló kiépítése és feltöltése során, illetve lezárását követően eltérő. A telephelykutató szakaszában elsődleges feladat volt a térség környezeti elemeire vonatkozó alapállapot-felmérés, valamint egyidejűleg adatok szolgáltatása a telephely jellemzésének különböző fázisaihoz, ezen belül a hidrodinamikai modellezéshez és a biztonsági elemzéshez.

A megfigyelőrendszer észlelési pontjait (1. ábra) a kutatás során létesített objektumok felhasználásával alakítottuk ki. A kutatások előrehaladtával fokozatosan nőtt a megfigyelésbe bevont észlelőhelyek száma. Az első észleléseket — egyelőre korlátozott számú észlelőponton — 1997 második felében kezdtük. Az összes lehetséges megfigyelőhelyre egyidejűleg kiterjedő folyamatos észleléseket 1999 februárjától a kutatás különböző fázisaiban létesített objektumokkal folyamatosan bővülő, egységes rendszerben a mai napig folytatjuk.

A megfigyelőrendszer elsősorban a felszín alatti vizek mennyiségi és minőségi változásait rögzíti, amelyek értelmezéséhez elengedhetetlen a felszíni vizek mennyiségi és minőségi, illetve a felszín alatti vízforgalmat befolyásoló

hidrometeorológiai paraméterek változásainak regisztrálása. A méréseket egy meteorológiai állomáson, 45 sekélyfúrásból és 14 mélyfúrásból kialakított észlelőkútban, 13 vízhozammérő műtárgyon és egy-két forráson végezzük. Havonkénti gyakorisággal 14 helyről vízmintákat gyűjtünk. A többéves megfigyelés lehetőséget adott a felszín alatti vizek természetes állapotban történő változásainak jellemzésére, a változásokat kiváltó tényezők meghatározására (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). Meghatároztuk a felszíni vizek felszín alól származó hányadát. Vizsgáltuk az észlelőkutakban mért vízszint- és potenciálszint-változások trendjét és periodicitását, valamint összevetettük ezeket a meteorológiai paraméterek hasonló jellegű változásaival. Meghatároztuk a vízminőségi változások mértékét, illetve megismertük a különböző korú felszín alatti vizek eltérő utánpótlási sajátosságait.

A hidrometeorológiai mérések eredményei

A felszín alatti vizek áramlási rendszerének és a felszíni vizek lefolyási viszonyainak változása egyaránt szorosan összekapcsolódik a hidrometeorológiai változásokkal. Az ezeket reprezentáló paramétereket (a csapadék mennyisége, a léghőmérséklet, a légnyomás) egy — Bátaapátiban kialakított — meteorológiai állomáson 1999. november eleje óta folyamatosan, automata elektronikus mérőműszerekkel mértük. A csapadék mennyiségét Lambrecht 15188 típusú automata csapadékmérő műszerrel (0,1 mm pontossággal) regisztráltuk, amely a belsejében gyárilag elhelyezett fűtőberendezés-jóvoltából téli csapadék mérésére is alkalmas. A légnyomás változását Vaisala PTB200 típusú digitális légnyomásmérő műszerrel (10 hPa pontossággal), a léghőmérsékletet DTR13 típusú árnyékoló ernyővel ellátott hőmérővel (0,1 °C pontossággal) mértük. A mért adatokat egy QLC50 típusú adatgyűjtő 10 percenkénti gyakorisággal rögzítette.

Az 1997-ben megkezdett és azóta is folyamatosan végzett vízföldtani észlelések adatainak kiértékeléséhez összegyűjtöttük a bátaapáti meteorológiai állomás telepítése előtti időszakra vonatkozó, az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) pécsi és vépméni állomásain mért adatait.

A bátaapáti meteorológiai állomáson mért paraméterek elemzését elsősorban a vízföldtani megfigyelések értelmezéséhez szükséges részletességgel végeztük el. Értékelésünk során nem új jelenségek, illetve új tendenciák megállapítására törekedtünk, hanem a már ismert folyamatok mértékét határoztuk meg a vizsgált időszakra, a bátaapáti mérőállomás térségére. A legfontosabb hidrometeorológiai mérések eredményei az alábbiakban foglalhatók össze.

Az egymást követő évek átlaghőmérsékleteinek összehasonlításával megállapítottuk, hogy a térség éghajlati adottságainak megfelelően a hőmérséklet-változás évenkénti ritmusa kiegyenlített, nagyobb anomáliák nem jelentkeznek. A havi átlaghőmérséklet többéves alakulása már változatosabb képet mutat. A többéves tendenciától nagyobb eltérés mutatkozik az 1999. év decemberében és a 2003 februárjában jelentkező rendkívüli hideg, illetve a 2003. május és június hó-

napokban észlelt, az átlagosnál jóval (3 °C-kal) melegebb időszakokban. Ez utóbbi — a pécsi adatsorban — az elmúlt 100 év során mért legmagasabb érték volt.

A légnyomás változása a téli hónapokban általában magasabb (a maximum és a minimum értékek közötti különbség 30 hPa felett van), míg a nyári hónapokban alacsonyabb (20 hPa, illetve ez alatti) értéket mutat. A légnyomás napi ingadozása Bátaapátiban 1 hPa körül változik, de hirtelen időjárás-változás idején 10 hPa különbség is előfordul. A légnyomásidősor statisztikai vizsgálata (cikluselemzése) során rendszeresen ismétlődő 8 órás, 12 órás, illetve 24 órás ritmikus változást mutattunk ki.

Bátaapáti térségében a lehullott csapadék térbeli eloszlásáról nincs információnk. A legközelebbi csapadékmérő állomás Vépméden található. A két állomás mérési adatainak összehasonlításával megállapítottuk, hogy már ilyen kis távolságon belül is adódhatnak különbségek a lehullott csapadék mennyiségében (ezt elsősorban a nyári időszak heves záporainál, rövid időszakokra figyeltük meg). Az évi csapadékösszeg általában 600–700 mm között változik. A csapadék sokéves átlaga a vépméni mérőállomás adatai alapján (1961–1990 közötti időszak) 636 mm. A Bátaapátiban mért éves csapadékösszegek átlaga a vépménihez hasonló (az 1999–2003 közötti időszakban 627,6 mm). A 90-es évek csapadékosabbnak bizonyultak, az éves csapadék összege csak 1990-ben nem haladta meg az 500 mm-t (489,5 mm volt). Az éves csapadékösszeg több alkalommal is (az 1991., 1993., 1995., 1998. és 1999. évben) meghaladta az átlagosnál nagyobb értéket jelentő 700 mm-t. A 2000-es évek az előző időszakhoz képest csapadékszegénynek mondhatók. A lehullott csapadék mennyisége csak 2001-ben haladta meg a 600 mm-t (624,8 mm volt), a 2000. és 2003. évben pedig 450 mm alatti értéket (364,2 mm, illetve 432,9 mm-t) mértünk.

A csapadék éves eloszlása általában két, ritkán három maximumot mutat. A havi csapadék maximuma (június) és minimuma (február) között átlagértékben csaknem négyszeres a különbség. A nyári és téli félévekben lehullott csapadék mennyisége jelentősen eltér, a nyári félévekben közel kétszeres a mennyisége.

Felszíni vizek vízállás–vízhozam méréseinek eredményei

A kutatási terület vízforgalmának pontos megismerésére, a felszíni és felszín alatti vizek kapcsolatának pontosítására, valamint a felszíni lefolyás jellemzése céljából a telephely környezetében lévő vízfolyásokon (Hutai-patak, Mórággyi-víz, Nagymórággyi-patak, Mészkemence-patak, Éva-völgyi-árok, Mély-völgyi-árok, Hosszú-völgyi-árok) összesen 13 db állandósított vízhozammérő műtárgyat (mérőbukót) létesítettünk (1. ábra). A mérőbukók kialakítása két lépésben történt. Az 1999-ben, illetve 2000-ben létesített B1, B2, B3 és B4 bukó kialakításával elsősorban a telephelyhez legközelebb eső négy völgyben a felszín alóli vízkilépések időbeli változásait kívántuk nyomon követni, ezért e mérőhe-

lyeket a vízfolyások felső szakaszán jelöltük ki. A 2002-ben létesített további mérőszelvények a telephely teljes térségére jellemző felszíni és felszín alatti vízforgalmat, és annak időbeli változását vizsgálják. Ennek megfelelően kiegészítettük a vízfolyások felső szakaszain a vízkilépések jellemzését szolgáló mérőhelyeket (B7, B8, B9), és a vízfolyások alsó szakaszain is telepítettünk bukókat egy-egy részvízgyűjtő (B5, B6, B10, B12), illetve a két legjelentősebb vízfolyás (a B11 a Hutai-patak, a B13 a Mórággyi-víz) által a felszíni és felszín alatti lefolyás során összegyűjtött vízmennyiség vizsgálatára. A kiépítésnél figyelembe vettük azt is, hogy a vízfolyások vízjárása a csapadékmentes időszakban ugyan egyenletesnek mondható, azonban csapadékos időszakban a patakok vízhozama a többszörösére nőhet. A vízhozamok több nagyságrendű változása miatt olyan mérőeszközt kellett építenünk, amely a néhány l/min-es hozamok pontos mérése mellett több ezer l/min-es hozamokat is megbízhatóan mér. Választásunk egy összetett szelvényű mérőbukóra esett, amelyen a bukóél két különböző hajlású szelvényből épül fel. Téli időszakban, amikor a levegő hőmérséklete tartósan fagypontra alá süllyed, a patakok kisvízfolyás jellegük miatt hamar befagynak, ezért rendszeres karbantartással és jégtöréssel sincs lehetőség a vízállás és a vízhozam folyamatos mérésére.

A vízfolyások vízállás-emelkedése jól követi a lehullott csapadék mennyiségét. Mindegyik vízhozammérőre jellemző, hogy a vízállás megemelkedése az esőt követően néhány órással késéssel jelentkezik. Az egyszeri, egy napon belül lehulló csapadék okozta árhullám 24 órán belül levonul, míg a közel egyhetes csapadékos időjárás hatása a csapadék megszűnését követően 4-5 napos emelt vízállást eredményez. A hosszúidejű vízállásmérések eredménye alapján megállapítható, hogy a vizsgált vízfolyások vízjárása meglehetősen szélsőséges. A csapadékszegény téli és nyárvégi időszakban kialakuló kisvízi alapvízhozamnak akár a tízszeresét is meghaladhatja az egyszerre lehullott nagymennyiségű csapadékot követő árvízi vízhozam. A téli időszakban jól elkülöníthető a lehullott csapadék hatására bekövetkező hirtelen, gyors, illetve a hóolvadás okozta elhúzódozó, tartósabb vízállás-emelkedés. Nyáron a tartósan száraz, meleg periódusokban (mint pl. 2002 nyarán) a párolgás mértéke egyensúlyban van az alapvízhozam felszín alól történő utánpótlásával, ami a vízállás napi ingadozását eredményezi. Amennyiben a párolgás mértéke meghaladja a felszín alól történő utánpótlást, a vízmércén a vízállás a „0 szint” alá süllyed, a műtárgyon a víz átbukása megszűnik, a bukóél mögött pangó víz gyűlik össze, szélsőséges esetben a meder kiszárad. A 2003. évi nyári csapadékszegény időszak több mérőszelvény teljes kiszáradását eredményezte.

Talajvízszintek változása

A talajvízszint változásait 40 sekélyfúrásból (Mó-3, Mó-4, Mó-5, Mó-5A, Mó-6, Mó-6A, Mó-7A, Mó-7B, Mó-7C, Mó-7D, Üh-6, Üh-8, Üh-9, Üh-11, Üh-12, Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-16, Üh-17, Üh-18, Üh-18A,

Üh-19, Üh-19A, Üh-20, Üh-21, Üh-25A, Üh-26A, Üh-28A, Üh-31A, Üh-31B, Üh-31C, Üh-32A, Üh-32B, Üh-32C, Üh-32D, Üh-33, Üh-34, Üh-35 és Üh-36A) és két geofizikai robbantólukból (R-6 és R-7) kialakított észlelőkútban, valamint az ófalui kutatási terület két észlelőkútjában (F-II és T-6) regisztráltuk (1. ábra). A gránit repedésrendszerét kitöltő vizek potenciálszintjeinek változását a telephely területén létesített 14 mélyfúrás (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23, Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30, Üh-36 és Üh-37) pakkerekkel elválasztott különböző mélységintervallumaiban mértük. A talajvizek vízszintváltozásainak méréséhez úszó-ellensúly elven működő Hidroprofi-L, illetve nyomásmérővel ellátott Dataqua mérőműszereket használtunk. Az észlelési eredményeket hetente olvastuk ki, a kiolvasáskor minden alkalommal ellenőrző kézi vízszintméréseket is végeztünk. A mélyfúrásokból kialakított észlelőkutakban a méréseket biztosító többpakkeres rendszer pakkeres intervallumait a változó kutatási feladatokkal összhangban többször is átépítettük, ezért nem rendelkezünk többéves zavartalan adatsorokkal.

Az üveghutai területen a felszín alatti vízszinteket befolyásoló következő hatásokkal kellett számolnunk:

- csapadékból való beszivárgás,
- talajvíz párolgása,
- megcsapoló források–vízfolyások vízszintváltozása,
- légnyomásváltozás,
- földi árapály,
- kútvizsgálatok, próbaszivattyúzások,
- vízmintavételezés,
- fúrési tevékenység.

A talajvízszint változásainak értékeléséhez a vízszint-idősorokat több szempont alapján csoportosítottuk. Az értelmezést a kutak vízjárásgörbéinek összehasonlító elemzésével, valamint statisztikai módszerekkel egyaránt elvégeztük.

A megfigyelőkutakat a térség áramlási rendszerének különböző hidraulikai helyzeteibe telepítettük, ezáltal az áramlási rendszer különböző pontjaiban tudjuk regisztrálni a vízminőségben és a vízszintekben, illetve potenciálszintekben bekövetkező változásokat. Az észlelőkutak többsége, valamint a kútárok a lehetséges vízfeláramlási körzetekben, völgytalpakon mélyültek, szűrőzött szakaszaik 15–50 m mélységben vannak, ezért a felszínhez közeli vízszintjükkel közvetlenül reagálnak az időjárási változásokra. Néhány helyen olyan (20–80 m mélységű) talajvízszint-észlelőkutak telepítésére is sor került, amelyek részben a dombtetők, részben a domboldalak mélyebb vízszintjeit regisztrálják. Ez alapján a továbbiakban *dombtetői*, *domboldali* és *völgytalpi* észlelőkutakat különböztetünk meg. A fenti csoportosítás egyben megfelel a talajvíz terep alatti mélysége szerinti megkülönböztetésnek is. A völgytalpi észlelőkutakban a talajvízszint terep alatti mélysége 0,3–6,5 m, a domboldaliakban 10,5–33,8 m, a dombtetőiekben 53,3–79,98 m.

A különböző hidraulikai helyzetekben más-más jelenségek befolyásolják a felszín alatti vízszinteket, ezért a vízszint-idősoraik jellege is jelentősen eltér. Az eltérést mind a rövididejű, mind a többéves változásokban megfigyeltük. A

völgytalpi, domboldali és dombtetői talajvíz-megfigyelő kutak vízjárásgörbéinek összehasonlításával megállapítottuk, hogy a felszínhez közeli vízszinttel rendelkező völgytalpi kutak érzékenyen reagálnak a beszivárgási és párolgási eseményekre, míg más észlelőkutak vízjárásában a légnyomás változása a meghatározó.

A *völgytalpi* észlelőkutak vízszint-idősoraira a napi és a szezonális változások jellemzőek. Felismerhető az éves ciklus is, de többéves ritmust nem mutattunk ki. A völgytalpi észlelőkutak vízszintváltozásainak meghatározó tényezője a csapadékból történő beszivárgás mértéke, amely a csapadékot megelőző száraz időszak hosszának, az egyszerre lehullott csapadék mennyiségének, illetve a csapadék intenzitásának függvénye. Az egyes észlelőkutakban mutatkozó eltérés oka, hogy e hatást elsősorban a völgytalpakon lerakódott üledékekben (allúviumban) áramló vízmennyiség befolyásolja. A hatás mértéke az allúvium vastagságától függ. Korrelációs vizsgálatokkal kimutattuk, hogy a legtöbb völgytalpi észlelőkút vízszintváltozása a csapadék havi összegével áll szoros kapcsolatban. A vízszintadatok napi változásainak különbsége, illetve a napi csapadékmennyiségek keresztkorrelációs összehasonlítása alapján csak az Üh–11 észlelőkút vízszintjében észleltük azonnal a csapadék hatását. Az Üh–13, Üh–14, Üh–15, Üh–17 és Üh–19 észlelőkutakban két nap múlva, máshol csak többnapos késéssel mutatkozott a csapadékkal szoros korrelációs kapcsolat (2. ábra). Sajátos jelenség a hóolvadás, amely a felszíni vizekben tapasztaltakhoz hasonlóan a felszín alatti vizek szintjét is megemeli. Az alluviális üledékekre telepített kutak vízszintváltozásaiban — főként a nyári időszakban — napi ingadozás jelenik meg, amely egyértelműen az itteni evapotranszpiráció hatásaként, azaz talajvízpárolgásként értelmezhető. A párolgás a különböző észlelőkutakban eltérő mértékű. Vannak olyan völgyi, illetve völgyekhez közeli kutak (pl. a Mó–4), amelyekben a vízszint süllyedése a rendszer ürüléséből és nem a talajvíz párolgásából fakad.

A *domboldali* észlelőkutak talajvízszint-idősorait többéves változások határozzák meg. A változás szintén ciklikus jellegű, a ciklus időtartama négy-öt év. A vízszintváltozásokat a lehullott csapadék mennyisége, a légnyomás és az árapályjelenségek egyaránt befolyásolják. A kutak közül az Üh–16 kis vízszintingadozása miatt elkülönül a csoporton belül, azonban hidraulikai helyzete és rövididejű változásainak vizsgálata alapján egyaránt indokolt ebbe a csoportba sorolnunk. A domboldali csoport jellemzője, hogy egyes észlelőkutak a völgytalpiakkal, míg a többiek a dombtetőiekkel mutatnak hasonlóságot. A vízszintidősorokban nem figyelhető meg az egyes csapadékesemények vagy csapadékos időszakok hatása. A beszivárgások hatásai összegződnek, a vízszintgörbék a csapadék évenként lehulló mennyiségével hozhatók szoros kapcsolatba. Mind a légnyomás, mind az árapály hatása megjelenik a vízszintváltozásokban, amely általában (az R–7 kivételével) csak néhány centiméteres vízmozgást eredményez. Az R–7 észlelőkút az említett hatásokra a dombtetői kutakra jellemzően reagál, a légnyomásváltozás 20 cm körüli vízszintmozgást eredményez.

A *dombtetői* észlelőkutakban megfigyelt hosszúidejű talajvízszint-változások trend jelleget mutatnak. Ezek a trendek valószínűleg valamilyen hosszúidejű, összegződő hatás következményei lehetnek, amelyek nem hozhatók összhangba az időjárási elemek többéves ingadozásával. A vízszintváltozásokat kiváltó hatás feltárására a mérések többéves folytatása szükséges. A hosszúidejű változásokkal ellentétben a rövididejű vízszintingadozások minden kútban azonos jellegűek, illetve azonos mértékűek. A rövidperiódusú vízszintmozgást a légnyomás és az árapály határozza meg (3. ábra). A dombtetői észlelőkutakban elvégzett ciklusvizsgálat valamennyi észlelőkútra teljesen egyező eredményeket mutatott, amelyek a légnyomás 8 órás, 12 órás és 24 órás változását tükrözik (4. ábra). A 12 és 24 órás változások az árapályhatásokhoz kapcsolódnak, amelyek csak kis mértékű, néhány cm-es ingadozásokban figyelhetők meg.

Repedésvizek nyomásváltozása

A gránit potenciálszintjeinek ingadozását a dombtetői talajvízszint-észlelő kutakhoz hasonlóan elsősorban a légnyomás változása, valamint az árapályjelenségek befolyásolják. A gránit zártabb repedésrendszerében ezek a hatások markánsabban jelentkeznek, mint a talajvizekben. Mind a légnyomás, mind az egyidőben jelentkező árapály hatása szinte valamennyi észlelt intervallumban ugyanolyan mértékű potenciálszint-változást eredményez. A dombtetői észlelőkutak talajvizeiben tapasztaltakkal szemben a mélyebb zónákban az árapályhatás erősebben jelentkezik, mint a légnyomás hatása, annál mintegy négyszer nagyobb változást okozva.

Statisztikai vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy igen szoros kapcsolat van a légnyomás változása és a vízszintváltozások között. A ciklusvizsgálatot hosszabb és rövid időszakokra egyaránt elvégeztük. Az egyes észlelőkutak különböző szintjeiben mindkét paraméterre teljesen egybevágó eredményeket kaptunk. A hosszúidejű ciklusvizsgálatok 4–5 és 10–17 napos periódusidejű változásokat tártak fel a vízszintváltozásokban. Ezek a légnyomás változásában megfigyelt periódusokkal vannak összhangban. Rövididejű ritmikus változásokat is kimutattunk, részletes elemzéssel ezekre 12 és 24 órás ismétlődő változásokat határoztunk meg (5. ábra). Az így meghatározott ciklusok kis eltérést mutatnak a talajvizek esetében tapasztaltaktól. A 12 és 24 órás periódusidő itt is az árapályjelenségek hatását tükrözi. A mélyebb szintekben is megfigyeltük a hatás aszimmetrikus jellegét, amely szerint mindig a 12 órás periódusok jelentkeznek gyengébben. A talajvízben tapasztaltaktól eltérően azonban nem észleltünk 8 óránként ismétlődő változást, amely az árapály légnyomásra gyakorolt hatását jelzi. A mélyfúrásban ezek hiánya alapján feltételezzük, hogy a gránit mélyebb zónái a talajvíztartó felső repedezett gránithoz képest sokkal zártabb rendszert alkotnak, amely a légnyomással csak közvetett kapcsolatban van. Ennek a kapcsolatnak a részletes megismerésére a többpakkeres észlelőrendszer jellegéből és szerkezetéből adódóan még az észlelőkúton belül sincs lehetőség.

1. táblázat. A mintavételi helyek adatai

Település	Mintavételi hely jele	Mintavétel helye	A mintázás tárgya	Szűrőzött szakasz (m)	X _{rov}	Y _{rov}	Z (m Bf)
Bátaapáti	A075	Méskemence-patak, a jobb oldali mellékvölgy torkolatánál	patak		94 917,0	615 305,0	195,0
	A107	patak a B4 bukó fölött	patak		95 750,0	616 760,0	166,0
	A108	Hutai-patak a B10 bukó fölött	patak		97 060,0	615 310,0	149,0
	A109	Nagymórági-völgy a B12 bukó fölött kb. 100 m	patak		97 590,0	616 140,0	144,0
	B040	Nagymórági-völgy, Anyák-kútja	forrás		97 310,0	616 290,0	154,0
	E003	Hutai-patak völgye, Meteorológiai állomás	csapadék		97 130,0	615 330,0	147,0
Mórág	Mó 5	Naspolya-völgy torkolata	fúrás	40,0 50,0	99 049,5	617 766,8	123,5
	Mó 6	Mórági-völgy az Éva-völgye torkolatánál	fúrás	40,0 50,0	95 954,0	617 843,2	140,5
	Mó 7A	Mórági-völgy az Éva-völgye torkolatánál, csoportfúrás	fúrás	37,5 50,0	95 962,1	617 757,4	144,0
Bátaapáti	Üh 12	Éva-völgye, Henrik-forrás mellett	fúrás	12,5 15,0	95 797,9	616 869,7	162,1
	Üh 18	Nagymórági-völgy	fúrás	40,0 50,0	96 946,2	616 455,0	156,7
	Üh-19	Hutai-völgy a Hosszú-völgy torkolatánál, erdészlak	fúrás	40,0-50,0	95 436,8	614 656,2	166,5
	Üh 29	B3-as bukó fölött DDK-re kb. 600 m-re, 232,3 300,38 m	fúrás	232,3 300,4	96 431,2	615 537,3	160,6
	Üh-32A	Hutai-völgy, Idegen-szántók, csoportfúrás	fúrás	26,9-50,0	96 154,2	614 925,4	157,6
	Üh-35	Éva-völgye	fúrás	30,0-44,2	95 696,1	616 530,2	176,2

Vízminőségi vizsgálatok

A vízminőségi vizsgálatok feladata a bátaapáti kutatási terület felszíni és felszín alatti vizeinek összetételében mutatkozó időbeli változások észlelése volt. A változások mértéke az áramlási rendszer időbeli stabilitására ad felvilágosítást. A monitoring keretében folyó vízminőségi vizsgálatok egyben a felszín alatti vizek geokémiai állapotának megbízható megismerését is szolgálták.

A rendszeres mintavételi helyek kijelölése 1997 júliusában kezdődött, és a kutatás előrehaladtával a mintázott helyek száma bővült. A helyek kijelölésénél arra törekedtünk, hogy a megcsapolási területeken az áramlási rendszer eltérő korú és keveredési arányú vizeit ismerhessük meg, valamint hogy a mintavétel viszonylag egyszerű és megbízhatóan reprodukálható legyen. A 100 m-nél mélyebb fúrásokba beépített többszintes pakkerendszer eleve kizárta a mintázás lehetőségét, kivéve az Üh-29 fúrást, ahol a mélységi víz a felszínre jön.

A patakok rendszeres mintázása 2000-ben, illetve 2002-ben kezdődött.

Valamennyi mintavételi hely a kis és közepes radioaktivitású hulladék felszín alatti tárolójából kiszabaduló szennyeződés lehetséges kilépési zónájában települ.

A vízminőség mintavételi helyei (1. táblázat, 1. ábra) a következők:

— sekélyfúrásból kialakított észlelőkút a Mó-5, Mó-6 és Mó-7A, valamint az Üh-12, Üh-18, Üh-19, Üh-32A és Üh-35;

— mélyfúrásból kialakított észlelőkút az Üh-29;

— felszíni vízfolyás az Éva-völgye (A107), a Méskemence-völgy (A075), a Hutai-patak (A108) és a Nagymórági-völgy (A109);

— foglalt forrás az Anyák-kútja (B040) a Nagymórági-völgyben,

— csapadékvíz a meteorológiai állomásnál (E003).

A vízmintavételre havonkénti gyakorisággal került sor. A mállott vagy repedezett gránitban szűrőzött kutak általában rossz vízadók, a leürítésük után lassú a visszatöltődés, elsősorban felülről, a felső talajvízszintekből történik, a feltöltődés után az eredeti vízösszetétel egy-két hónap alatt áll helyre. A mintavételt megelőző vízkiemelést minimalizáltuk, hogy az eredeti vízminőség visszaállási ideje lerövidüljön. Minden egyes mintázott kútra a vizsgálatok tapasztalatait figyelembe vevő, tulajdonságára szabott mintavételi előírást dolgoztunk ki. A mintavétel során a helyszíni mérések keretében az alábbi paramétereket mértük:

- víz és léghőmérséklet,
- pH,
- fajlagos vezetőképesség,
- redox potenciál,
- lúgosság.

A műszereket minden mintavételi napon, az első mintavétel előtt, gyári etalon felhasználásával hitelesítettük. A lúgosság mérésénél minden alkalommal három független mérést végeztünk.

A laboratóriumi vizsgálatok a rutin (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, NH₄, Cl, lúgosság, SO₄, NO₃, NO₂, H₂SiO₃, KOI, fajlagos vezetőképesség és pH) méréseket, a nyomelemek (Li, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Tl, Pb, Bi, Th, U), valamint a ²H-, ¹⁸O-, ¹⁵N-, ³⁴S- és ²²²Rn-izotóp meghatározását foglalták magukba. A ²H- és ¹⁸O-izotóp mérését az MTA GKL, a kén- és nitrogénizotóp mérését az MTA Atomki végezte, a radont az ELTE Atomfizikai Tanszéke határozta meg.

A rutinmérésekhez, valamint a nitrát, oxigén, deutérium és trícium méréséhez a mintákat új, a mintázandó vízzel háromszor átöblített edényekbe vettük. A kation-, illetve nyomelemmérésekhez új műanyag palackokat használtunk,

amelyeket előzetesen salétromsavval kezeltünk, majd kétszer desztillált vízzel átmostunk, végül a palackokba a minta tartósítására előzetesen nagy tisztaságú salétromsavat adagoltunk. A KOI mintázáshoz szükséges üvegekbe — savazás és desztillált vizes előkészítés után — koncentrált kénsavat adagoltunk. A nitrátelelmzésekhez a mintákat acetonnitrilrel tartósítottuk, és a vizsgálatok megkezdéséig hűtőtáskában, illetve hűtőszekrényben tároltuk. A kénizotóp-vizsgálatokhoz a mintázott vizet NaOH-val 12-es pH-ra lúgosítottuk, majd ezt követően BaCl₂-vel képeztünk — az elemzésekhez szükséges — csapadékot. A nitrogénizotópmeghatározásokhoz a mintákat kloroformmal tartósítottuk, majd az elemzésig hűtőtáskában, illetve hűtőszekrényben tároltuk. A radonvizsgálathoz a vízmintát „opti-flour-o koktél” alá helyeztük.

Egy-egy mintavétel a valóságban egy-egy mintasorozat begyűjtését jelentette. A begyűjtött minták spektruma a származási hely és a felhasználás célja szerint változott. A havonkénti mintavételek alkalmával nem mindig volt lehetőségünk az összes mintavételi helyet megmintázni. 2002 decemberében, majd 2003 januárjában és márciusában műszaki okok miatt nem nyílt lehetőség az Üh–29 mélyfúrás mintázására. A vízminőségi monitoringban ez az első valóban mély észlelőkút (232,3–300,38 m között szűrőzve), amely feláramlási zónában települ, és az egyetlen, amelyben kifolyó vizet kaptunk. Nyomjelzéses vizsgálatok miatt 2002. december hónapban az Üh–32A, 2003. márciusban és áprilisban a M6–6 és M6–7A észlelőkutakat nem mintáztuk. 2003. augusztus, szeptember és október hónapban csapadékmentes időszak következtében kiszáradt a Hutai-patak mintázásra kijelölt szakasza, így három hónapig szünetelt az A–108 jelű minták begyűjtése.

Az Üh–31 csoportfúrásoknál végzett nyomjelzéses vizsgálatba bevont Üh–18 észlelőkútban a nyomjelzőként beadott NaBr-os, majd az utána nyomott nagy töménységű NaCl-os oldat az eredeti víz összetételét megváltoztatta. Itt a rendszeres mintavétellel a nyomjelzéses vizsgálatot követően a természetes áramlások hatására bekövetkező hígulás időbeli lefolyását vizsgáltuk.

A vizek korát, az áramlási rendszerben elfoglalt helyzetét jól tükrözi a víz–kőzet kölcsönhatást mutató kationcsere (a Ca⁺⁺ és Mg⁺⁺ mennyiségének csökkenése, valamint a Na⁺ növekedése), a ²H- és ¹⁸O-izotóp arányának a változása (6. ábra).

A 10 000 évnél idősebb vizek $\delta^{18}\text{O}$ -értéke –11,5-nél kisebb, a fiatalabb holocén korú vizek értéke –10,3-nál nagyobb (átlagosan –9,7). A pleisztocén–holocén határán bekövetkező klímaváltozás közel 2000 éves átmeneti időszak volt. Vizsgálataink során a mért értékek az említett határok közé estek, ezáltal jól tükrözték az átmeneti jellegét, egyben elválaszthatatlanul mutatják a kétféle víz keveredésének hatását. Bizonyítottan a késő-würm időszakban beszivárgott csapadékból származik a M6–6 és Üh–29 kutak vize (¹⁴C koruk 20 ezer év körüli). Az Üh–18, Üh–32A és Üh–35 vize kevert, átmeneti jellegűt mutat, az ioncsere alapján az első kettő idős holocén, az utolsónál fiatal holocén víz keveredett würm vizekkel. Az Anyák-kútja

nevű foglalt forrás vízének sajátos jellegét két okra vezethetjük vissza. Az egyik, hogy a forrás vízgyűjtője vékony talajtakaróval fedett gránit — míg az összes többi esetben viszonylag vastag (40–50 m) löszön keresztül történik a beszivárgás —, ami több Na és kevesebb Ca és Mg beoldódásával jár. A másik ok, hogy a forrás beszivárgási területe átlagosan 100 m-rel alacsonyabb topográfiai helyzetre, mint a többi vízmintavételi helyé, ez eredményezheti a $\delta^{18}\text{O}$ 0,5%-os növekedését. A legfiatalabb víz az ioncsere alapján az Üh–19 kútból származik. Az Üh–18 kút mintáinak két csoportjából (a 7. ábra bal oldalán) az elemzés a nyomjelzéses vizsgálatokat követően készült, mint fentebb említettük.

A patakok vizsgálati adataiból az összes keménységet (a Ca⁺⁺ és Mg⁺⁺ mennyiségét) mutatja a 7. ábra. Az ábrán látható kiugróan alacsony értékek a mintavétellel egyidejű vagy a mintavételt közvetlen megelőző csapadék (magas vízállási helyzet) hígító hatását jelzik. Csak az Éva-völgyi patak időszora elegendő hosszúságú ahhoz, hogy az alapvető törvényszerűségeket vizsgálhassuk. Az alapvízhozamhoz tartozó értékek 20 egységen belül ingadoznak, ami a patak menti allúviumból történő párolgás következménye és az elemzési hiba ($\pm 5\%$) együttes hatása lehet. A vizsgált időszakban megfigyelt gyengén emelkedő jelleg a patakat elsősorban tápláló talajvíz arányának növekedésére utal.

A két csoportra vonatkozó összes keménység időbeli változékonyságát a 8. és 9. ábra mutatja be. Az összes keménység időbeli trendje mindkét ábrán a mintázott kutak egy részében (M6–5, Üh–19, Üh–18, Üh–35) emelkedő jellegűt mutat. Ennek oka az lehet, hogy a havonkénti mintavétel után nem minden kút környezetében áll tökéletesen helyre az eredeti vízállapot. A fűrészfogasság párhuzamos futása pl. Üh–12 és Üh–19 fúrásoknál (8. ábra) természetes hatásra nem vezethető vissza, s a két adatsor közötti 0,7 körüli értékű korrelációs együttható alapján az oka analitikai hiba.

A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek időbeli változását a 10. és 11. ábra szemlélteti az előbbi csoportosításban. A mintázott vizek oxigénizotóp-értékének trendszerű változása a vízkeveredést tükrözi. A kutatás során mélyült fúrások mintáinak vizsgálata azt igazolta, hogy a beszivárgási zónában lefelé haladva a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek csökkennek. Így az Üh–12, M6–5 és Üh–19 kútban 2002 nyaráig mutatkozó trendet (10. ábra) az idősebb vizek növekvő hozzákeveredésével értelmezhetjük. Ez ellentmondásban van az ugyanezen észlelőkutak keménység-idősoraiból (8. ábra) levonható következtetésekkel, de ez esetben az utóbbi feltételezést fogadtuk el hitelesnek. Az idősebb vizeknél (10. ábra) észlelhető fiatalodásra utaló trend összhangban van az összes keménység-adatokkal (9. ábra).

A vízminőségi vizsgálatok eredményeinek értékelésében, mivel a kimutatott változások nem kirívóan nagyok, elsősorban az analitika megbízhatósága, a rendszeres és véletlen hibák nagysága szabott határt az áramlási rendszerben bekövetkező változások megbízhatóan kimutatható észlelésének. Ezek a hibák körültekintő mintázás és mintakezelés esetén is jelentkeztek.

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely tágabb térségében kialakított vízföldtani monitoringrendszerrel elsősorban a felszíni és a felszín alatti vizek természetes folyamatok hatására bekövetkező mennyiségi és minőségi változásait regisztráltuk. Az értékeléshez méréseinket hidrometeorológiai paraméterekkel egészítettük ki.

A felszíni vizek vizsgálata során megállapítottuk, hogy a vízfolyások vízhozama a lehullott csapadék mennyiségének függvényében széles határok között változik. Az árhullámok a csapadékot követő egy-két nap alatt levonulnak, vízhozamuk esetenként az alapvízhozam tízszeresét is meghaladta. A vízfolyások felszín alatti vizekből származó alapvízhozama egyenletes volt, csak 2003 nyarán, egy rendkívüli száraz időszakban száradt ki több vízfolyás.

Az észlelőkutakat a megfigyelt talajvízjárás alapján több csoportba soroltuk. Az így meghatározott csoportok megfeleltek az észlelőkutak különböző hidraulikai helyzetének. Eltérő vízszintváltozások jellemezték a dombtetői, a domboldali és a völgytalpi helyzetű észlelőkutakat. A dombtetői észlelőkutak vízszintváltozását a légnyomás

változása és az árapályjelenségek határozták meg, míg a völgytalpi észlelőkutak vízszintjei érzékenyen reagáltak a beszivárgási és a párolgási eseményekre. A domboldali észlelőkutak átmeneti jelleget mutatnak az előző két csoport között. A rövididejű talajvízszint-változásokat a légnyomás, a hosszúidejűeket a csapadék összegzett hatása okozta.

A gránit repedésrendszerében tárolt víz potenciálszintjének változását szintén a légnyomás és az árapályjelenségek váltották ki. A zárt repedésrendszerben a talajvízszint változásával ellentétben az utóbbi hatás domináns jellegét figyeltük meg.

A vízminőségi vizsgálatok során megállapítottuk, hogy mind a felszíni, mind a felszín alatti vizek vízkémiai jellemzői kis természetes változékonysággal rendelkeznek. A felszíni vizek vízkémiai változásai a felszíni lefolyás és a felszín alól utánpótlódó víz arányának változását tükrözik. A felszín alatti vizek vizsgálata során a vízmintavételi helyeket két csoportra (fiatalabb és idősebb korú vizek) bontottuk. Az észlelőkutak vízkémiai összetételében a mélyebb szintekből származó idősebb és a felszínhez közeli fiatalabb vizek keveredését mutattuk ki.

Hydrogeochemistry and water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ISTVÁN HORVÁTH, TEODÓRA SZŐCS, GYÖRGY TÓTH, JUDIT MURÁTI and ÁGNES ROTÁR-SZALKAI

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Keywords: C-14, ground water, Hungary, Mórág Block, O-18, radioactive isotopes, radioactive waste, South-eastern Transdanubia, stable isotopes, water-rock interaction

Abstract

The Bábaapáti (Üveghuta) Site for the disposal of radioactive waste was designated in a zone of a groundwater flow system with a downward-directed filtration, developed in the poorly permeable granite body of the Mórág Hills. The essence of the disposal concept is that the waste has to be disposed in an infiltration area of the flow system (where infiltration has a downward-oriented component). Furthermore, there has to be enough time for the decay of possible contaminating materials (which have got into the solution) before it reaches the surface or the biosphere. The long flow time and path provide a greater opportunity for the mixing, diluting, precipitating and bonding of the dissolved materials which possibly get from the repository into the flow system. During the exploration the main components, the trace elements, the colloids, the stable and radioactive isotopes were examined. The present study treats the geochemistry and the trends of water ages. Furthermore, it demonstrates the alterations of ^{14}C , $\delta^{18}\text{O}$, δD and ion exchange along a N-S section by means of groundwater head and hydrogeochemical profiles.

On the basis of hydrogeochemical data it can be stated that the nature of the flow system changes throughout the research area. The southern domain is characterised by a slower flow than the northern one. In the S, approximately $-11,0 \delta^{18}\text{O}$ – marking the Pleistocene-Holocene boundary – can be found at 180–140 m asl, while the same boundary can be observed 100 m deeper in the N zone. This indicates that in this domain the flow of the water is faster than in the southern one. From a hydrogeological point of view, the northern domain is less favourable for waste disposal. To sum up, the hydrogeochemical picture shows that slow flow and state of equilibrium are characteristic in both domains.

Introduction

The focal question of the exploration of the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste is the reliable quantitative knowledge of the water flow and the fluid transport. The regular water sampling at Bábaapáti (Üveghuta) Site made the spatial description of the chemical and isotope composition of waters possible. On the basis of the hydrogeological investigations carried out in the area, the direction of water flow and the water balance conditions of ground water are now known to a sufficiently accurate degree. Therefore the temporal trends of the dissolved materials in the water also became interpretable alongside their spatial trends. In addition, the index isotopes also make it possible to assess the values of the more important transport parameters (*e.g.* effective porosity, dispersivity and adsorption) in the area of the Bábaapáti (Üveghuta) Site. In

this way a proper picture was given for the interpretation of the evolution along the flow of the other components in the water.

The results of the exploration of the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste in the environs of Bábaapáti and the investigation of the water samples for the hydrodynamic tests of the boreholes, drilled in 2002–2003 and previously, are discussed together. In the present volume, further studies (BALLA, MOLNÁR 2004; BALLA *et al.* 2004; ROTÁR-SZALKAI *et al.* 2004a, b) deal with the hydrogeological conditions of the area; here they will be touched upon only to a degree necessary for treating the topic.

In the initial stage of elaborating the exploration strategy (when the objective was the selection of a site for the underground waste repository), a fundamental criterion was the location of the repository in an infiltration area. This was in order to ensure that the escaping contaminants could only

reach the descending zone of the regional hydrodynamical flow (and thus get near the surface or reach the surface) only after a long travel time — after bonding, decaying, and diluting.

The designation of the location of the boreholes took place accordingly. Boreholes Üh-2, -3, -4, -5, -22, -23, -25, -26, -27, -28, -36, -37 were drilled to depths between 300–500 m in an infiltration area, on a hilltop (GYALOG, SZEGŐ 2004). For examining the ground water here, separate shallower boreholes of 50–100 m depth were drilled:

Üh-25A, -26A, -28A and -36A; the earlier drilled Üh-6 and -8 were also used (Figure 1).

Out of the mentioned boreholes the following: Üh-4 and Üh-36, Üh-36A, are not found on a hilltop but on hillside, but even so they belong to the infiltration zone from the point of view of the flow conditions.

Out of the several boreholes located in the valleys, the present study deals only with Üh-29 and Üh-30 (of 300 m depth) as well as M6-6 (of 50 m depth) which explore ascending old waters.

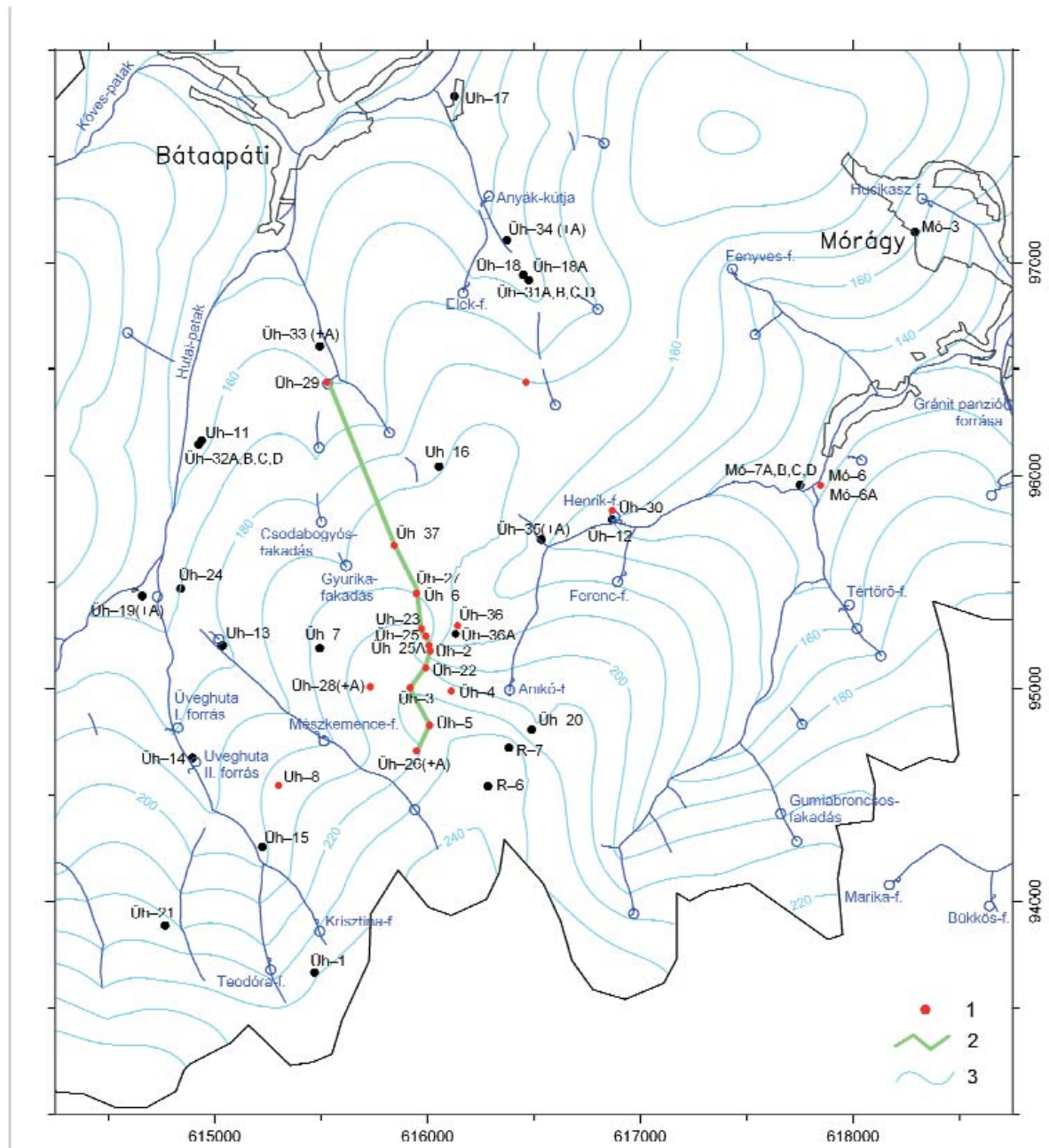


Figure 1. Boreholes at the Bataapati (Üveghuta) Site

1— wells used in this work; 2 — line of the profiles in Figures 11–14; 3 — groundwater table

1. ábra. A bátaapáti kutatási területen mélyült fúrások

1— felhasznált fúrások; 2 — a 11–14. ábra szelvényének nyomvonala; 3 — talajvízszint

The hilltop boreholes penetrated 40–60 m cover sediments (*i.e.* loess dissected by palaeosol horizons with red clay in its bottom); weathered granite (different granite and monzonite–diorite varieties) with a maximum 50 m thickness; then fresh or hydrothermally more or less altered granite. All granite varieties are in a continuous transition to each other. In the valleys, the boreholes penetrated 1–15 m slope or alluvial sediments. Below the latter, the boreholes were drilled in weathered granite, which was generally some m thick.

In the hilltop boreholes the groundwater table is situated in the weathered granite. The only exception is Borehole Üh-5, where it is within the cover sediments. As a difference, in the valley boreholes the groundwater table is situated in the alluvium.

Water samples

In order to know the original water quality the boreholes exploring the ground water were drilled drily, by gas. The deeper boreholes were drilled by flushing technology; the washing water did not contain any additives besides the tracing material (uranine) and came always from the same water well at Bátaszék K4 (GYALOG, SZEGŐ 2004).

Water sampling technology

Water sampling technology affects considerably the results of water quality examinations. In the case of unconfined ground water, the water sampling was carried out by drawing, bailing, or more rarely pumping from the 2–5 m water column, refilling after the cleaning extraction.

From the confined ground water sampling took place from 10–40 m long sections — separated by packers — in the two inclined wells (Üh-25 and 36) by Moyno pump and gas (nitrogene) lifting. This was after removing the traced flushing water which intruded into the rock space during the drilling activity. The quantity of the tracing material in the flushing water was approximately 1 g/m³. Sampling took place after cleaning pumping, when the concentration of the tracing material decreased below 30 mg/m³ (in some cases 50 mg/m³) — that is, 3% (in some cases 5%) of the original value in the extracted water. Under strong (50–130 m) draw-down with 1–12 l/min water yield, the cleaning pumping from the more permeable zones of the rock space of a generally $\times 10^{-9}$ m/s hydraulic conductivity lasted 3–7 days.

Position of the water samples

Water sampling was carried out where the hydrodynamic scan tests indicated sections of better water yield (BALLA, MOLNÁR 2004). To the section (separated by packers), belonged a depression space (in accordance with the fractured reservoir) of irregular shape with an upward higher gradient. This came into being due to the extraction. In the case of pumping within the frame of hydrodynamic interference tests (Üh-22, Üh-5, Üh-27), a multiple quantity of water,

extracted in the course of “normal” water sampling, was obtained. The examination results of water samples collected at the end of such long-lasting exploitation, showed that the quality of new water coming into being by mixing is characteristic of not the given depth but the waters situated 50–100 m higher. During the water sampling, a similar situation had to be taken into account, even if only to a smaller degree. The collected samples may show the characteristics of the slightly higher situated water, depending on the distribution of the hydrogeological features of the rock space suffering depression, as well as the amount of extraction. Because of the uncertainty of this height difference, it was considered that during the data processing the investigation results should be placed into the middle of the sampled section.

The water samples derive from certain points of the real flow system in the fissured rock body. The collected water is composed of a mixture of the old and young waters. This is due to dispersion taking place before the above-described water mixing, under natural conditions. Its composition is slightly altered as an effect of the diffusion and this is reflected in the concentration of materials dissolved in water. The degree of this water mixing is different from place to place and increases simultaneously with the length of the flow path.

In a descending zone that is also at the site, the groundwater head distribution shows that the horizontal component of the flows exceeds the size of the vertical component at several places. Accordingly, the water of the samples collected from different depths of the same borehole represent different flow paths. Thus the spatial knowledge of the individual components and the possible flow paths is necessary for the genetic interpretation of the components of water. For this very reason, characteristic hydrogeochemical profiles for the evaluation were evolved. The picture then obtained was compared to the experiences of 3D flow modelling. In the case of certain components (¹⁴C and ¹⁸O), their transport modelling was also carried out. Furthermore, the transport parameters for the given spatial and temporal conditions were estimated by using these as well.

Analysis of the water samples

In the water samples, besides the traditional basic analysis, trace elements were determined, furthermore, isotope (T, T-³He, D, ¹⁸O, ¹³C, ¹⁴C, ¹⁵N, ³⁴S, ²²²Rn), organic matter and bacteriological investigations were carried out.

The major results of the investigations are summarised in HORVÁTH *et al.* (2003c).

The chemical investigations were performed in the Chemical Laboratory of the Geological Institute of Hungary.

The isotope investigations were carried out in the following laboratories:

— all the tritium analyses and a smaller part of the ¹⁴C examinations in the Isotope Hydrological Laboratory of the Hydrogeochemical Department of the Water Resources Research Centre (Vituki Rt.);

— all the T-³He determinations, as well as the predominant part of the ¹³C and ¹⁴C measurements, in the Environ-

mental Analysis Laboratory of Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences (MTA Atomki);
— the D and ^{18}O analyses as well as the smaller part of the ^{13}C determinations in the Laboratory for Geochemical Research of the Research Centre for Earth Sciences of the Hungarian Academy of Sciences.

Comprehensive hydrogeochemical characterisation of the ground water

In the course of the interpretation of hydrogeochemical data the following problems will be discussed:

- the hydrogeochemistry of the ground water;
- modelled water–rock interactions during infiltration;
- reduction processes in depth ground water.

Overview of the hydrogeochemistry of the ground water

The statistical elaboration of the hydrogeochemical data was presented by HORVÁTH et al. (2003b). The characteristic dissolved salt content of the ground water does not exceed 1000 mg/l. The concentration of the main cations and anions is variable. The composition of the water is determined by the alteration of the quantity of four cations (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) and three anions (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}). At the same time, the composition varies only slightly with the depth. The essence of this change is that the Ca-Mg-HCO_3^- composition of the infiltrating waters is replaced gradually by the Na-K-HCO_3^- one during the flow. The relationship is not linear ($R^2=0,27$) and not logarithmic either ($R^2=0,41$). However, it shows a picture similar to the previously mentioned one.

The decrease in Ca+Mg and the increase in Na+K are caused by two different processes — the first one probably is the carbonate precipitation, the second one is the ion exchange (HORVÁTH et al. 2003b). Both processes become stronger in a direction from the unconfined ground water towards the confined ground water — that is, in accordance with the flow over the progress of time. The decrease in the quantity of Ca+Mg is caused generally by ion exchange at a rate of 75% and by precipitation at a rate of some 25%, to a degree which varies from place to place. Precipitation means the precipitation of 0.5–1.5 mmol/l (50–150 mg/l) carbonate. The predominant part of the precipitating carbonate is calcite, which is also confirmed by the fact that the proportion of Mg (Figure 2) increases together with the decrease in the quantity of Ca+Mg . The quantity of Mg decreases sharply in the deeper zones, which is a consequence of Na-Mg ion exchange.

In the ascending zones the mixing of the confined ground waters to the unconfined ground water was to be expected. However, data referring to the arrival of confined ground waters from the depths and their mixing with the unconfined one were not obtained either in springs or in other,

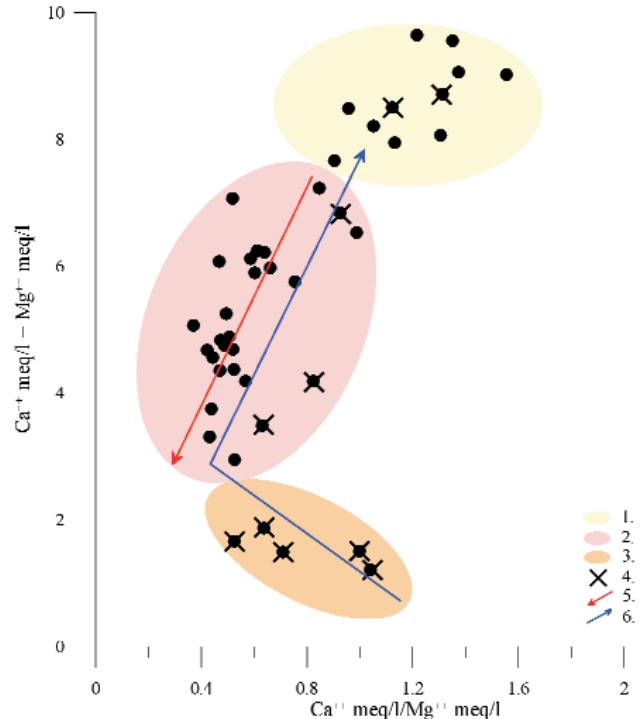


Figure 2. Calcium/magnesium versus calcium plus magnesium in deep groundwaters

- 1 – unconfined (=shallow) groundwater zone at ridges of hills, 2 – waters with downward water movement, 3 – deep groundwaters with upward water movement, 4 – waters with upward water movement, 5 – trend of calcite precipitation, 6 – trend of upward mixing)

2. ábra. A kalcium/magnézium hányados és az együttes kalcium- és magnézium-tartalom változása a mélyégi vizekben

- 1 – dombtetői talajvizek, 2 – leáramlási zónák vizei, 3 – feláramlási zónák mélyvizei, 4 – feláramlási zónák vizei, 5 – kalcit kiválás trendje, 6 – feláramlási keveredés trendje

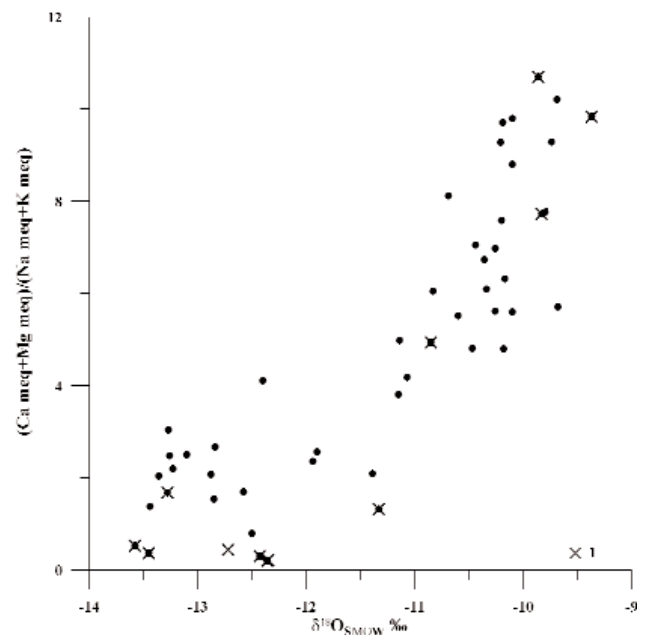


Figure 3. The $(\text{Ca+Mg})/(\text{Na+K})$ ratio versus $\delta^{18}\text{O}$

- 1 – waters with upward water movement

3. ábra. A $(\text{Ca+Mg})/(\text{Na+K})$ és a $\delta^{18}\text{O}$ kapcsolata

- 1 – a feláramlási zóna vizei

draining spots. Even out of the shallow boreholes, only the water composition of Boreholes Üh-18, Üh-32A, Üh-32C, Üh-32D — filtered at a depth of 30–50 m — indicates mixing. This picture is also confirmed by the $\delta^{18}\text{O}$ – δD values measured in the ground water. Water was explored by the 50 m deep Borehole M6-6. In its direct neighbourhood the water of the 50 m deep Borehole M6-6A was of mixed character; the mixing (diluting) ratio came to 5–6% on the basis of the calculations of HORVÁTH (2002).

In the deeper horizons of the ascending zones, changes traceable back to water mixing can also be detected in the chemical composition (Figure 3).

Modelled water–rock interactions during infiltration

The properties of the ground water of the hilltop boreholes reflect the results of the water–rock interactions in the unsaturated zone. For modelling the water quality data, detected in the descending zone, the NetPath and PHREEQC programmes (HORVÁTH, SZÓCS 2003) were used.

The analysis of the samples from the fallen snow provided data for the dissolved material content of the infiltrating meteoric water.

The infiltration was estimated based on the evaporation factor. The natural background is characterised by the medians of the hilltop ground water; the evaporation factor calculated from them comes to 18.7 by NetPath modelling and to 18.6–14.2 by the PHREEQC programme. The first figure means 5.4%, while the second one 5.4–7% meteoric water infiltration. The obtained infiltration is low, but it also shows 4–6% on the basis of the base flow data (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

As to the water–rock interactions, the two programmes also gave similar results.

The carbonate precipitation is proved by the fact that the saturation index of ground water for calcite and dolomite shows oversaturation not only on the hilltops but over the whole of the area. Mineralogical investigations clarified that the carbonates of supergene origin are composed almost entirely of calcite (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004). Consequently, a model was used that took into account calcite precipitation (Table 1).

In the NetPath models the calcite fixes a part of the CO_2 and Ca^{2+} but, besides CO_2 is solved and Ca-montmorillonite comes into being. The formation of N_2 gas shows that the infiltration of meteoric water is accompanied by a slight degree of de-nitrification and N_2 is released in the form of gas. The evaporation factor falls between 12.77 and 31.44. Under such high values even gypsum may come into being. This is also confirmed by the X-ray diffraction analyses of the loess samples from the boreholes (FÖLDVÁRI 2003).

Reduction processes in depth ground water

The reduction processes are natural attendants of infiltration, at the beginning of which the meteoric waters are rich in oxygen but the ground water in a deeper position shows a reductive chemical reaction. The reduction processes, in addition to the nitrate reduction, were pointed out first by the presence of hydrogen sulphide in the sample from between –38.2 and –83.5 m asl in Borehole Üh-2. Thus the reduction was linked with the question of a free gas phase from the very beginning. This is of high importance from the point of view of radioactive waste disposal.

Table 1. Results of the NetPath and PHREEQC modelling based on the medians of the unconfined ground water under the hilltops

Components	Type of reactions	NetPath	PHREEQC		
		Model 1	Model 1	Model 2	Model 3
		mmol/l	mmol/l		
$\text{CO}_2(\text{g})$		0.0952		0.1437	0.1840
Cl_2O	+		0.0159	0.0099	0.0110
Calcite		-0.0247	-0.0151	-0.0125	-0.0297
Dolomite		0.0985	0.1127	0.1125	0.1322
Plagioclase	†	0.0607		0.0681	0.0724
Biotite	+				0.0009
Ca montmorillonite	-	-0.0382		-0.0424	-0.0455
Gypsum		-0.0040	-0.0065	-0.0049	
CaX2				0.0057	
MgX2	-		-0.0177		-0.0081
NaX			0.0353	0.0115	0.0162
$\text{N}_2(\text{g})$	-	-0.0041	-0.0063	-0.0040	-0.0044
Quartz			0.0145		
H_2O			52.5×10^{-3}	52.0×10^{-3}	51.6×10^{-3}
Evaporation factor		18.68	18.6	15.7	14.2

Types of reactions: + = only dissolves, - = only precipitates, "no code" = both dissolution and precipitation allowed. Negative figures = precipitates; positive figures = dissolves.

Sulphide ions were detected in four boreholes (Üh-22: between -191.8 and -219.6; Üh-28: between 120.52 and 111.57; Üh-29: between -71.73 and -139.81; and Üh-30: between -39.94 and -74.53 m asl). These are quantities which hardly exceed the detection limit (maximum 0.1 mg/l). The hydrogen sulphide is obviously the result of sulphate reduction. The source of the sulphate content of the ground water is partly the meteoric water and partly the <1% gypsum detected in loess (FÖLDVÁRI 2003). However, the sulphide minerals oxidised in the weathering crust of the granite cannot be excluded either. As a result of the sulphate reduction, the sulphate content of the ground water decreases as the depth increases.

The bacterial origin of the sulphate reduction may be shown by the increase in the quantity of the heavy sulphur isotope in the residual sulphate (NEWMAN et al. 1991). The relationship between the sulphate content and the $\delta^{34}\text{S}$ values (Figure 4) refers to a bacterial origin. However, it did not prove to be close because the initial quantities may fluctuate; moreover, the distribution of the different sulphur sources in the investigated matter and the intensity of the reduction on the flow path may vary.

The bacterial origin of the sulphate reduction was proved also directly by bacteriological investigations: sulphate reducing bacteria were detected (BALLA et al. 1999). In this system, a key element of the sulphate reduction is the presence as well as the quantity of the organic matter necessary for the life functions of the bacteria (HOFMEISTER 1998). In the infiltration area the flow paths run in a rock environment where organic matter can be found not at all or only in an insoluble form. The only source of a soluble organic matter is the soil. In the confined ground water, however, only organic compounds of industrial origin could be detected, even by high-sensitivity organic matter investigations (BÁLINT et al. 1999). This indi-

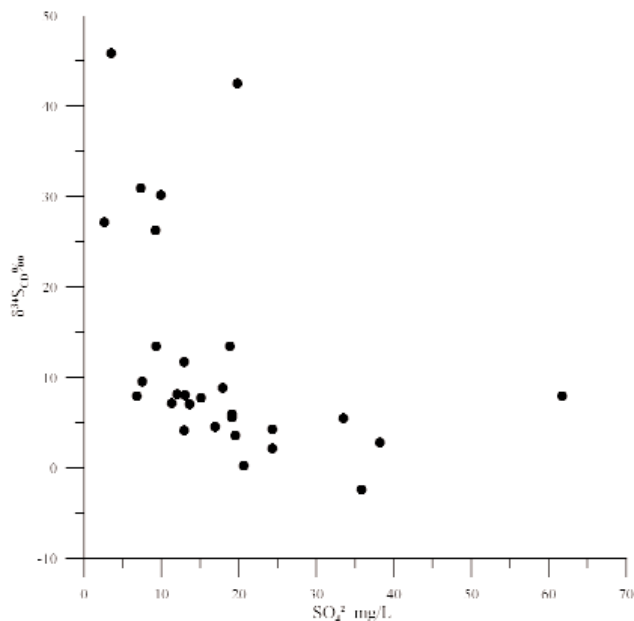


Figure 4. The relationship between the sulphate content and the $\delta^{34}\text{S}$ values in the confined ground water

4. ábra. A szulfáttartalom és a $\delta^{34}\text{S}$ kapcsolata a mélységi vizekben

cates that the organic matter dissolving from the soil into the water is virtually used up already in the unsaturated zone.

The hydrogen sulphide develops from the sulphates and forms pyrite with the ferroiron, which is present everywhere (the accumulation of the pyrite cannot be counted on). Theoretically, besides the hydrogen sulphide, the gaseous product may come into being also from nitrate and bicarbonate, out of the components of the depth water at the Bábaapáti (Üveg-huta) Site. From nitrate, N_2 develops in the course of de-nitri-fication; this process takes place relatively quickly in the ground water of the areas with downward-directed filtration, and the gaseous nitrogen dissolves in water. From bicarbonate and organic carbon, dissolved in very small amounts in water, respectively, the methane-producing bacteria produce an insignificant quantity of methane; the host rock does not contain organic matter, and thus there is no secondary carbon source.

Accordingly, the preconditions of the development of the free gas phase do not exist and, moreover, even the proper storage conditions are missing.

Determination of water ages

Every phenomenon showing a change in water quality proportional to the length of the flow path (and through this to the elapsed time), is suitable for determining the relative or "absolute" ages of water.

Along the flow paths, out of the components dissolved in water, the quantity and — at the same time — specific permeability of Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} and all the dissolved materials decrease, while the quantity of Na^+ increases. Out of the isotopes, the quantity of oxygen and hydrogen isotopes also shows a regular alteration. The quantity of ^{14}C radioactive carbon isotope decreases exponentially over the course of time. As to the other components, a part of the trace elements (Sr, Li, Ba) also shows an acceptable correlation with the length of the flow path. No change could describe perfectly the age conditions of the groundwater flow system at the Bábaapáti (Üveg-huta) Site. In order to demonstrate the water age, the following three processes were chosen:

- radioactive decay of ^{14}C ;
- change in the isotope ratio of D and ^{18}O ;
- the phenomenon of cation exchange.

Evaluation of ^{14}C data

The ^{14}C radioactive isotope is of an exclusively atmospheric origin. It has a 5730 years half life and appears in the carbon dioxide of air. An accepted base for the ^{14}C activity is the measured activity of a tree's annual ring that came into being in 1950. The activity of this annual ring from the year 1950 is regarded as 100%. In 1 gram of carbon, 13.56 ^{14}C decay per minute corresponds to this activity.

Several procedures have been elaborated in order to obtain years from the ^{14}C values, measured in the inorganic carbonates of ground water (KALIN 1999). In the unsaturated zone, an investigation was made of the effects of chemical re-

actions on the quantity of ^{14}C and the $^{12}\text{C} \rightarrow ^{13}\text{C}$ isotope exchange (the latter is necessary to determine the processes of $^{12}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{C}$) during the downward-directed filtration. The standard of $\delta^{13}\text{C}$ is the isotope ratio, measured from the *Belemnitella americana* rostrum (South Carolina, Pee Dee Formation) of Cretaceous age. The $\delta^{18}\text{O}$ also has a standard, measured from the PDB (PDB = Pee Dee Belemnites; VPDB: V = Vienna, refers to the seat of the organisation, performing the correction). The conversion between the two types of oxygen standards is based on the formula $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} + 30.92$.

The most important question is the determination of the initial ^{14}C value. In the saturated zone, saturated with water, there are no minerals containing a considerable quantity of ^{14}C . Every process, in which C takes part in any form, decreases the quantity of ^{14}C in the water (by isotope exchange, sorption, precipitation, and re-dissolution). This is in addition to the radioactive decay — that is, it results in older age. The simplest procedure is to estimate the global effect of known and unknown ^{14}C decreasing processes. Depending on the place, the initial ^{14}C concentration (A_0) can be determined to a degree of 60–85%. Thus the values which give ages harmonising most with the flow picture can be accepted. The water age values in the present work were calculated in this way, applying a 70% initial ^{14}C value. It can be easily seen that this comfortable procedure makes the young ages younger and the old ones older. Furthermore, a procedure was also applied which took into account the isotope exchange (INGERSON, PEARSON 1964). This requires knowledge of the carbonate minerals of the flow space and the $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates dissolved in water. The initial ^{14}C concentration was not calculated. Instead, the maximum value of the ^{14}C concentration was estimated for (tritium-free) ground waters that came into being before the hydrogen bomb explosions. The initial $\delta^{13}\text{C}$ value was determined similarly. No consideration was given to the time of the downward-directed filtration of the hilltop infiltration; however, this can be put between 200–300 years on the basis of tritium sections. Based on the measurements at Üvegkuta, the median (-4.2‰) was accepted for the $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates of the rock. In the accordingly modified model, $A_0 = 70\%$, $\delta^{13}\text{C} = -14.5\text{‰}$, while in the carbonate minerals $\delta^{13}\text{C} = -4.2\text{‰}$. The values calculated with these parameters are shown in the formula below

$$\text{age}(\text{years}) = 8267 \times \ln \left[\frac{\delta^{13}\text{C}_m - \delta^{13}\text{C}_k}{\delta^{13}\text{C}_a - \delta^{13}\text{C}_k} \right] \times \frac{^{14}\text{C}_a}{^{14}\text{C}_m},$$

where

$\delta^{13}\text{C}_m$ — the measured value of carbon compounds, dissolved in water,

$\delta^{13}\text{C}_k$ — the measured value of the carbonates of the rock (-4.2‰),

$\delta^{13}\text{C}_a$ — the initial value (-14.5‰),

$^{14}\text{C}_a$ — the initial value (70%),

$^{14}\text{C}_m$ — the measured value.

The obtained results were used in the analysis below.

The distribution in Figure 5 marks at least three independent carbonate formation phases. The median (-4.2‰) used for the calculation is only a coarse approach. The significant variability of the isotope composition of the carbonate minerals in the rock makes the reliability of the age correction uncertain. (If the $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ value of the carbonates is serially $+1$, -4.2 , -10 , the calculated age will be 15,064, 14,043, and 8227 years, respectively.) The selection of the initial ^{14}C concentration means the following changes: if A_0 has a value of 85, 70 and 60%, the age in years will be 15,648, 14,043 and, 12,768.

In a homogeneous rock body, the changes of ^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$ are practically parallel to each other. The very slow connection in Figure 6 shows that along the different flow paths the $\delta^{13}\text{C}$ value of the carbonates in the rock may significantly differ from the median. This is confirmed by the fact that at ^{14}C values smaller than 10% the $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ data are spread over 2.5 units. The degree of isotope exchange is slightly different according to the petrographic composition of the water horizon (ZUBER et al. 2004). Although the quantity of the carbonate minerals may be a maximum 1–2% of the mass of the Mórógy Granite Formation, the $\delta^{13}\text{C}$ data mark definitely the significance of isotope exchange. This suggests that the fissure network with a carbonate vein filling may have a more important role in the hydrological cycle.

Independently of the method of calculating the ^{14}C ages, the absolute age values may change, but their course as shown in Figure 7 may fluctuate to only in a slight degree. For the two samples giving “–” ages, the $A_0 = 70\%$ condition does not hold true; in both cases the tritium content in-

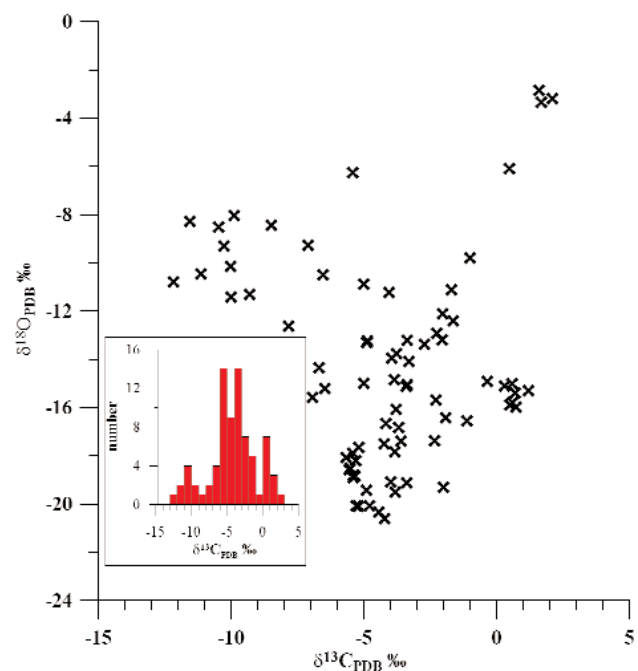


Figure 5. $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ from carbonate veins of the Mórógy Granite, and a $\delta^{13}\text{C}$ histogram (insert)

5. ábra. Az üvegkutai gránit érkitöltéseiből származó karbonátokban a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ megoszlásának kapcsolata, valamint a $\delta^{13}\text{C}$ értékek eloszlása (kis ábra)

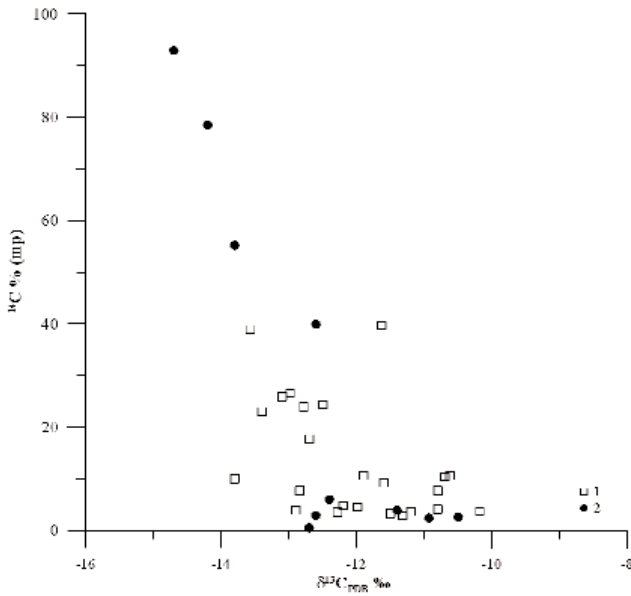


Figure 6. ^{14}C versus $\delta^{13}\text{C}$ from DIC at the Üveghuta ground waters 1 – water with downward movement, 2 – water with upward movement
6. ábra. Az üveghutai vizek szervesetlen karbonátjaiban mért ^{14}C - és $\delta^{13}\text{C}$ -értékek közötti kapcsolat
 1 – mélyvizek a leáramlási zónában, 2 – feláramlási zóna vizei

indicates that a water component of high ^{14}C content, rich in CO_2 , was mixed with the water which originated after the hydrogen bomb explosions.

Evaluation of D and ^{18}O measurements

For the sake of making the comparison simpler and the handling easier, the measurement results of the isotope ratio

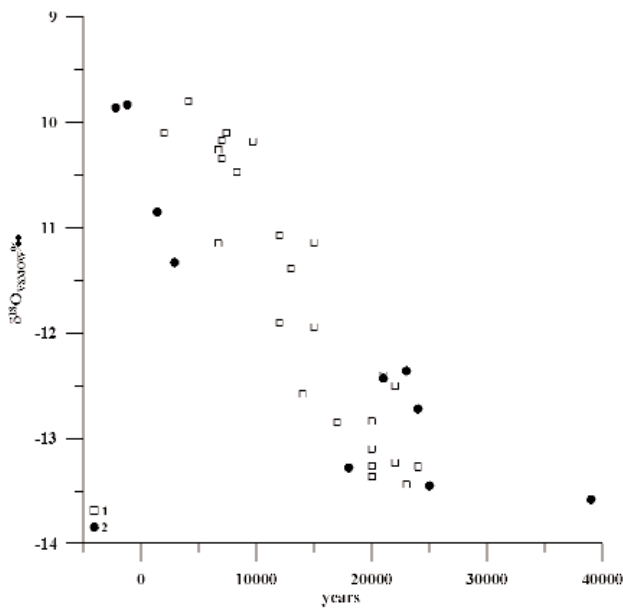


Figure 7. Age (from ^{14}C) versus $\delta^{18}\text{O}$
 1 – waters with downward movement 2 – waters with upward movement)
7. ábra. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek és a ^{14}C -adatokból számított korok kapcsolata
 1 – mélyvizek a leáramlási zónában, 2 – feláramlási zóna vizei

of a given element are normalised on the isotope distribution value of an internationally accepted sample — the standard sample. This shows the degree of deviation from the standard (its mark is δ):

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{{}^{18}\text{O}_m / {}^{16}\text{O}_m}{{}^{18}\text{O}_s / {}^{16}\text{O}_s} \right) - 1 \right] \times 1000 (\text{‰}),$$

where

- m — sample,
- s — standard.

The standard of the oxygen and hydrogen is the average isotope ratio of ocean water; its mark is SMOW (Standard Mean Ocean Water) with the revised version of V-SMOW (V = Vienna and refers to the seat of the organisation performing the correction).

The change in the ratios of D ($\text{D} = {}^2\text{H}$) and ^{18}O isotopes in the meteoric water follows the change in the climate. At the same geographic place, the most important determinant is the average mean annual temperature (Figure 8). A characteristic feature of the ground water of meteoric water origin is that its isotope composition corresponds to those detectable in different climatic zones — the linear correlation (GMWL = Global Meteoric Water Line) is $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$ (YURTSEVER 1975; YURTSEVER, GAT 1981). Besides the mean annual temperature, the so-called topographic effect also influences the isotope composition of the falling and infiltrating

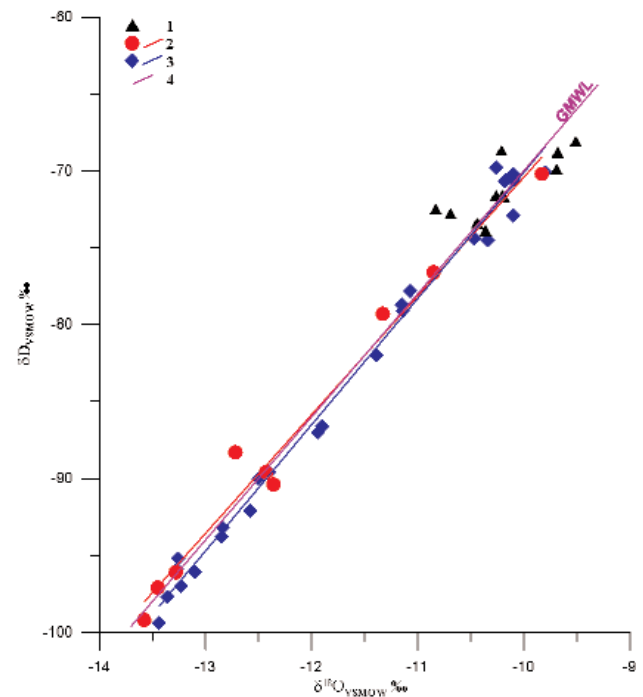


Figure 8. $\delta^{18}\text{O}$ versus δD in the ground water at Üveghuta
 1 – unconfined (=shallow) ground water zone; 2 – downward zone; regression line and correlation $r^2 = 0.99$, 3 – upward zone; regression line and correlation $r^2 = 0.98$, 4 – Global Meteoric Water Line (GMWL)

8. ábra. A üveghutai telephely felszín alatti vizeiben az oxigén- és hidrogénizotópok kapcsolata
 1 – talajvizek, 2 – mélyvizek a leáramlási zónában, lineáris korreláció, $r^2 = 0.99$, 3 – a feláramlási zóna vizei, lineáris korreláció, $r^2 = 0.98$, 4 – a Föld csapadékvíz regressziós egyenese (GMWL)

meteoric water: the value of $\delta^{18}\text{O}$ decreases by 0.4–0.6‰ per 100 metres (actually, this is also a temperature effect). In general, the value of $\delta^{18}\text{O}$ is bigger than -10‰ in the ground water of the shallow boreholes in the valleys, and smaller than -10‰ in that of the deep boreholes on the hilltops.

The ^{18}O and D ratios of the examined meteoric water samples coincide practically with the GMWL (Global Meteoric Water Line — isotope ratios, measured from meteoric water on the continents). Thus the meteoric water origin of the ground water at Üvegghuta seems to be proved.

In the last 30,000 years, the changes in the continental climate are characterised by the Würmian glacial phase of the Late Pleistocene as well as the warming (probably interglacial) phase of the Holocene. The effects of climatic changes can be traced by means of the stable isotopes. In the northern hemisphere, the O and H isotope changes in the meteoric water were examined on the ice cores of the boreholes penetrating the ice sheet covering Greenland (Figure 9). The frequency of the examined changes was almost annual.

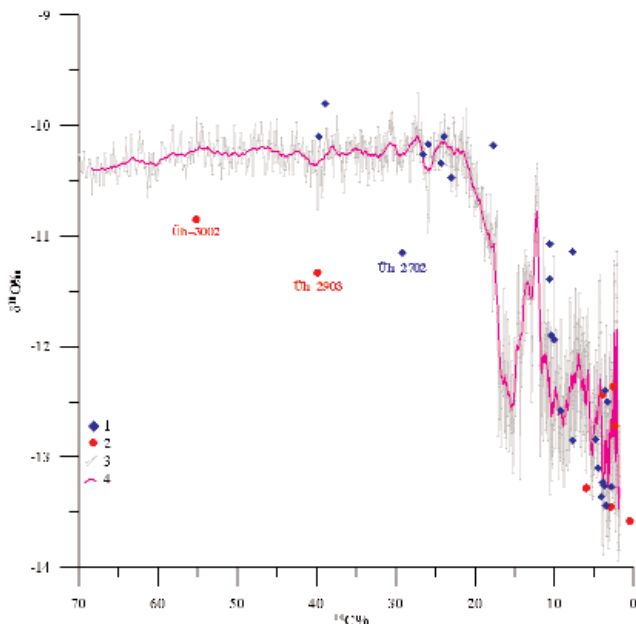


Figure 9. $\delta^{18}\text{O}$ versus $^{14}\text{C}\%$ calculated from GISP2 years for the Bábaapáti (Üvegghuta) Site

1 — water with downward movement, 2 — water with upward water movement, 3 — 20 years averages of $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, 4 — 21 points running average of $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. The ^{14}C was calculated with a 70% initial value.

9. ábra. A Bábaapáti (Üvegghutai)-telephelyre transzformált grönlandi $\delta^{18}\text{O}$ -eloszlás és az ezekre számított $^{14}\text{C}\%$ -értékek kapcsolata

1 — mélyvizek a leáramlási zónában, 2 — feláramlási zóna vizei, 3 — 20 éves $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ -átlagértékek, 4 — a $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ -értékek 21 pontonkénti csúszó átlaggörbéje. A ^{14}C számítása 70%-os induló értékkel történt

The common representation makes it possible to compare the $^{14}\text{C}\%$ values — measured on the samples from Üvegghuta — directly with the GISP2 isotope data from Greenland (GISP2 1999). The latter can be regarded as examples. The original GISP2 age data, taken into account in Figure 9, are younger by approximately 3000 years (the previously determined 40,000 years actually mean 37,000 years). This is ac-

ording to the newest studies, but they still serve the overview well. The ^{14}C values higher than 70% cannot be presented in the figure. All the three samples in Figure 9 refer to water mixing, in the case of which a young component with high ^{14}C content mixes into older water. On the basis of the figure, it can be established that the age boundary of the water deriving predominantly from the Pleistocene (glacial) and Holocene (interglacial?) times can be drawn at -11‰ $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. The significance of the isotope composition becomes uncertain if very young water also mixes into the material of the sample.

The climatic changes, shown by GISP2 oxygen isotope data on the northern hemisphere, are reflected both in the continental sections and oceanic deep boreholes, even if not in such a detailed time resolution (STOCKER et al. 2003; SHACKLETON et al. 2004)

Cation exchange processes

In hydrogeochemistry, a well-known phenomenon is that the quantity of calcium ions decreases along the flow path, while that of the sodium ions increases (Figure 10). The intensity of this ion exchange process is determined by the quantity and quality of the clay minerals in the rock as well as the length of the flow path. Out of the clay minerals, the sodium ions of those of a smectite type are replaced by calcium ions. On the basis of the flow velocity and the length of the path, the degree of the ion exchange will be proportional to the flow time (APPELO, POSTMA 1993). This is true if there is a sufficient quantity of clay minerals with a relatively homogenous distribution in the rock. In the rocks and fissure fillings of the Mórággy Granite Formation, this condition is fulfilled (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000).

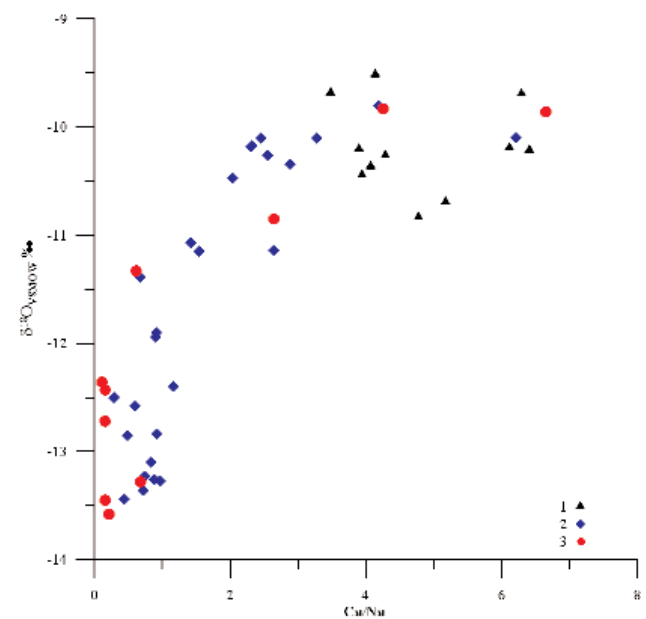


Figure 10. $\delta^{18}\text{O}$ versus Ca/Na (mval)
1 — unconfined water, 2 — downward zone, 3 — upward zone

10. ábra. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek és a Ca/Na (mg-egyenérték) hányados kapcsolata

1 — talajvizek, 2 — leáramló vizek, 3 — feláramló vizek

Conclusions

The investigations serve practical purposes. Due to the results obtained by their specific set of methods, the hydrogeochemical investigations contribute — by indirect ways — to the hydrogeological assessment of the repository of low- and intermediate-level radioactive waste.

The spatial and temporal processes are presented in a characteristic N–S-oriented hydrogeochemical section, roughly parallel to the northward-directed regional flow (Figures 11–14).

In the sections that are in the infiltration parts below the hills, a zonation mostly parallel to the groundwater topography can be seen; this is the result of descending and lateral flows. The zonation beneath the drainage areas near the valley floor indicates water movements that contain a shallower, roughly lateral and a deeper, ascending component — but they are still lateral (Figure 14).

In the sections, it can be seen at first sight that between Boreholes Ūh–22 and Ūh–25 a composite fracture zone modifies the flow, to the N of which the character of the hydrogeochemical zonation changes. On the N side the young waters penetrate deeper and the proportion of waters filtrating down from the unconfined ground water increases. Certainly, this also means that even the drainage is stronger in the N domain. In the flow system in a roughly N direction,

the fracture zone represents a barrier and diverts a part of the water laterally and downwards. In the hydrogeochemical picture, the courses of the zones show a state of equilibrium that came into being during slow flow.

The waters, getting through the thick unsaturated zone of the recharge areas of the S part, do not contain tritium, thus they are almost certainly older than 50 years. Moreover, on the basis of the rate of the downward-directed filtration estimated from the tritium profiles of the unsaturated zone, their age reaches several 100 years (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). In the S part from Borehole Ūh–26 and Borehole Ūh–22, in the fresh granite, the further downward-directed filtration is very slow; below 150–100 m asl, $\delta^{18}\text{O}$ values can already be found, indicating water older than 10,000 years. This is confirmed by the lower values of ^{14}C at 8–10% activity. The 4–7 Ca/Na ratio of the ground water decreases below 2 in the waters at 150–100 m asl depth due to ion exchange processes.

Studying the N side of the flow system, the following can be established. In the northern infiltration area — between Boreholes Ūh–23 and Ūh–37 — the distribution of the above-presented components is similar to that in the S part. However, it reaches the same values at a much greater depth. The Ca/Na=2 values can be observed at sea level, the -11.5 $\delta^{18}\text{O}$ values roughly at -50 m asl, while the ^{14}C activities lower than 10% can be expected below -100 m asl. Thus, in the N

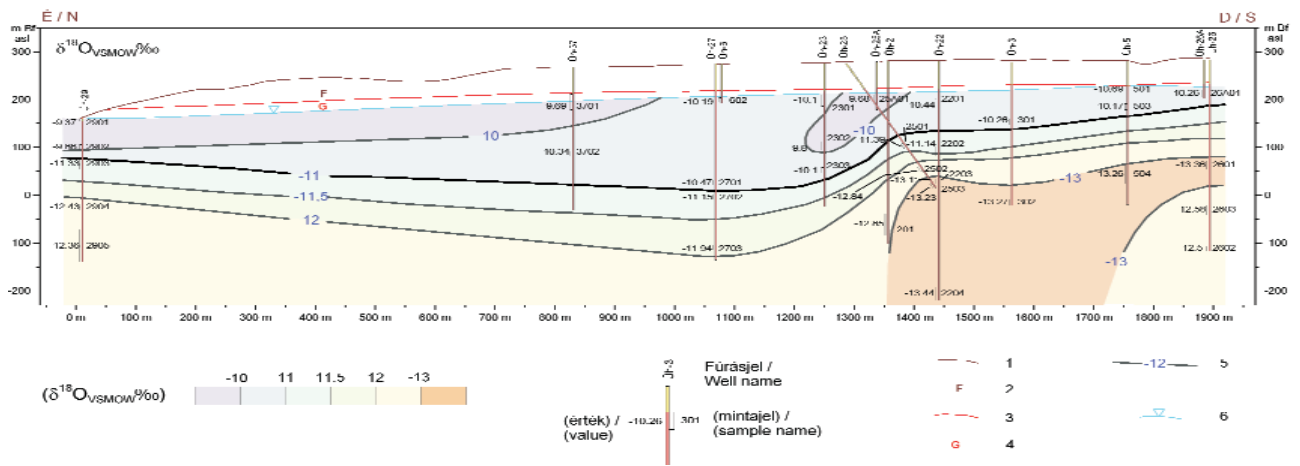


Figure 11. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in groundwater in a N–S oriented section

1 – land surface, 2 – young sediments, 3 – granite surface, 4 – granite, 5 – isoline and value, 6 – water table. For location, see Figure 1

11. ábra. A felszín alatti vizek $\delta^{18}\text{O}$ -eloszlása az É–D irányú szelvényben

1 – felszín, 2 – fiatal üledék, 3 – gránitfelszín, 4 – gránit, 5 – izovonal, értékkel, 6 – talajvízszint. Helyét l. az 1. ábrán

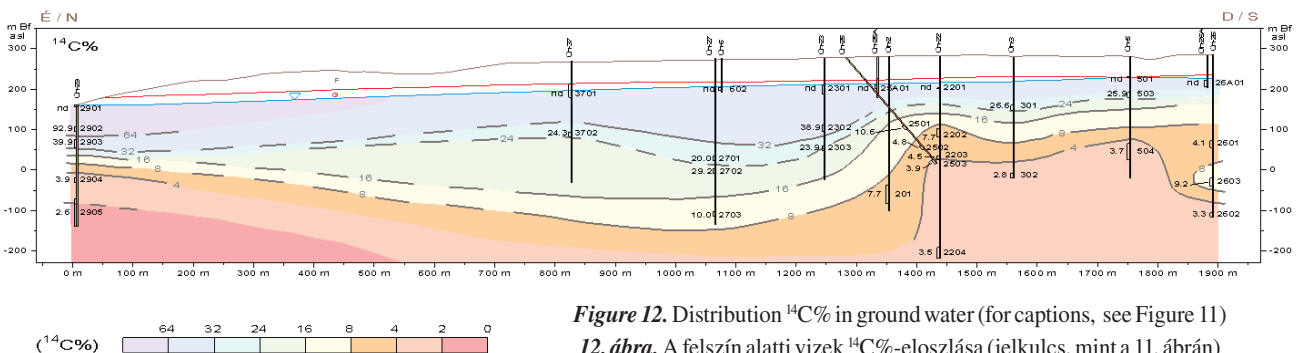
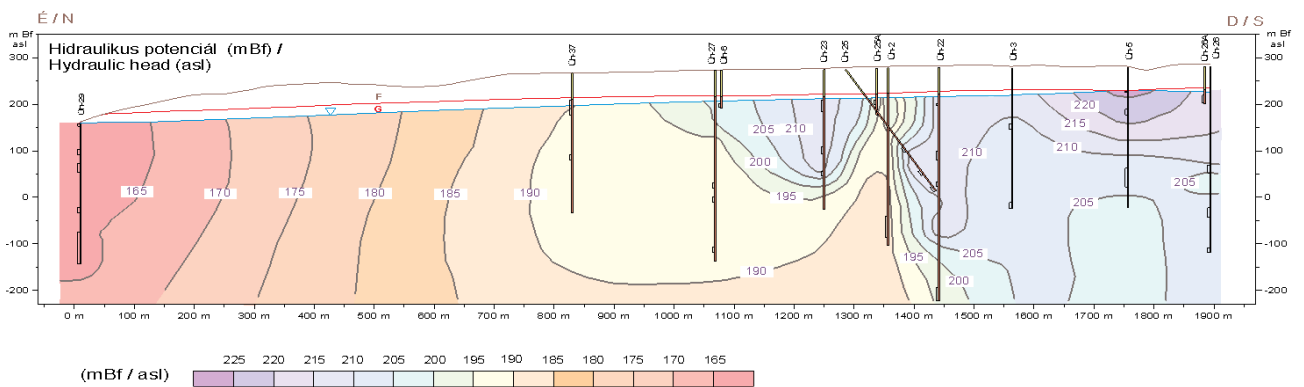
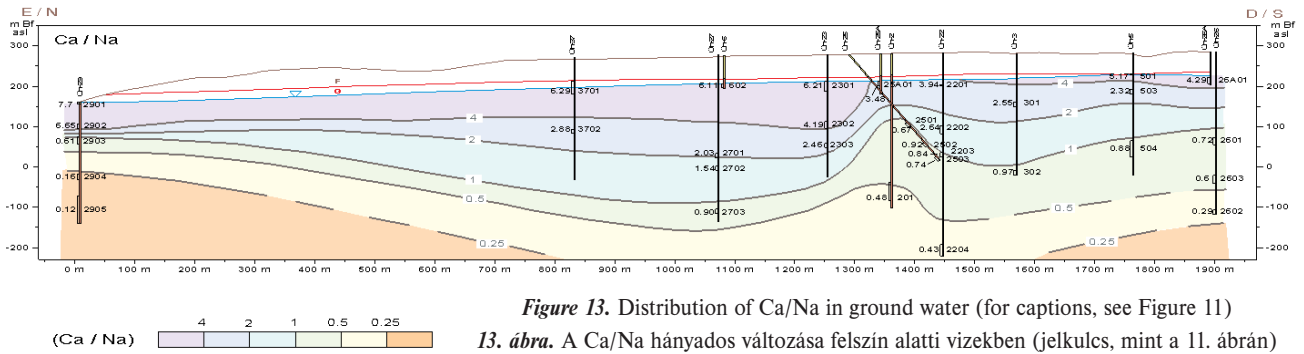


Figure 12. Distribution $^{14}\text{C}\%$ in groundwater (for captions, see Figure 11)

12. ábra. A felszín alatti vizek $^{14}\text{C}\%$ -eloszlása (jelkulcs, mint a 11. ábrán)



part, the hydrogeochemical indices mark a much more intense water movement. In other words, the northern part is less favourable for waste disposal from this point of view. This situation is made still worse by the fact that these territories are closer to the main and deeper drainage zones, valleys.

In the northernmost part of the hydrogeochemical section, the waters of Borehole Üh-29 (which explores the ascending zone at the valley bottom) differ from those in the other parts of the section. Owing to its position, it explores the mixture of waters transported by not only the N-S flow system but the lateral flows, as well. Between 0–50 m asl, there is a sharp change in water quality; above 50 m asl its high ^{14}C and tritium contents equally indicate recent waters. Accordingly, this water could get below the surface not through the parts of the hills with a deeply situated groundwater table but in the district of higher valley floors, in a loess-free infiltration area of granitic character. So, this part is characterised by descendance. Below it, the hydrogeochemical features show ascendance in accordance with the fact that water was evident flowing out from the lower section of the well, beneath –150 m asl (BALLA, MOLNÁR 2004). On the basis of the age data and flow rates, the recharge area of the ascending waters must be somewhere nearby, in all probability in the northern district.

To the E of the section, in Borehole Uh-30, a similar phenomenon can be observed; the sharp change is slightly higher, between 50–80 m asl.

Everywhere in the boreholes, water ages which could be determined by ^{14}C method — that is younger than 40,000 years — were detected. The reach depth of the young waters justifies the low flow velocities even in the less favourable case, from the point of view of the reservoir.

A study was also made of the possibility that ground water with water quality slightly different from that of the present one had come into being in the glacial period; however, this situation would not result in any substantial change as compared with the above case.

The picture developed after elaborating the hydrogeochemical data in time and space characterises well the main directions of the groundwater movements, the evolution of the components, and the localities of the possible water mixing. This is independent of the other geological, hydrogeological, and geophysical exploration methods applied in the area. On the one hand, hydrogeochemistry gives answer to a most of the questions in connection with waste disposal even in itself; on the other hand, it serves as a calibration basis for flow and transport modelling that provides more quantitative evaluations and predictions.

References — Irodalom

- APPELO, C. A. J., POSTMA, D. 1993: *Geochemistry, ground water and pollution*. — A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 536 p.
- BÁLINT M., BOLLA G., BOLLÁNÉ ILLÉS K., DOBÓ R., GYEPES A., KOROKNAY N., NAGY P., ÓVÁRI M., PALIK D.-NÉ, SZABÓNÉ KÁEL M. 1999: Vízminták kémiai vizsgálata (1999. április 27.) [in Hungarian: Chemical analysis of water samples (27 April, 1999)]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing of boreholes at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Kútvizsgálatok a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÖCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., MOLNÁR P., TUNGLI GY., BRADLEY, G., MACDONALD, B., HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., ZILAHÍ-SEBESS L., SZONGOTH G. 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration performed in connection with the PHARE Project R4.09/94). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: The hydrogeological pattern of the Bataapáti (Üveghuta) Site [A Bataapáti (Üveghutai) telephely vízföldtani képe]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH GY., MÉSZÁROS F., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2002: Izotóptranszport-vizsgálatok a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen. Zárójelentés a P200V-4-06/01. sz. szerződés teljesítéséről [in Hungarian: Isotope transport studies at the Bataapáti (Üveghuta) Site. Final report on the fulfilment of the Contract No. P200V-4-06/01]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FÖLDVÁRI M. 2003: Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése. Tanulmány a gránitot fedő üledékek műszeres ásványtani vizsgálatainak eredményeiről (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. A study on the results of instrumental mineralogical investigation of the sedimentary cover of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG, L., SZEGŐ, I. 2004: Boreholes at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Fúrások a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GISP2 1999: GISP2 Oxygen Isotope Data. — gisp2_20yr.txt — http://depts.washington.edu/qil/datasets/gisp2_main.html
- HOFMEISTER, A. 1998: Molecular and Cell Biology 112, Sulfur- (and Iron-) Oxidizing Bacteria. — http://mcb.berkeley.edu/labs/kustu/mcb112/lecture_notes.htm.
- HORVÁTH I. 2002: Keveredés (in Hungarian: Mixing). — In: BALLA Z. et al. 2002, 4.3. fejezet (Chapter 4.3), pp. 73–78.
- HORVÁTH I., SZÖCS T. 2003a: Víz-geokémiai modellek (in Hungarian: Hydrogeochemical models). — In: BALLA Z. et al. 2003, 2.4.3.3. fejezet (Chapter 2.4.3.3), pp. 78–79.
- HORVÁTH I., MARSÓ K., MURÁTI J., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÖCS T., TÓTH GY. 2003a: Integrált vízföldtani értelmezés. Jelentés (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH I., SZÖCS T., TÓTH GY. 2003b: A víz-geokémiai viszonyok és a vizkorok alakulása (in Hungarian: Hydrogeochemical conditions and water ages). — In: BALLA Z. et al. 2003, 3.5.4. fejezet (Chapter 3.5.4.), pp. 273–296.
- HORVÁTH I., SZÖCS T., TÓTH GY., MURÁTI J. 2003c: Integrált értelmezés, vízgeokémia (in Hungarian: Integrated interpretation, hydrogeochemistry). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- INGERSON, E., PEARSON, F. J. JR. 1964: Estimating of age and rate of motion for ground water by the C14-method. — In: MIYAKE, Y., KOYAMA, T. (eds): *Recent researches in the fields of hydrosphere, atmosphere and nuclear chemistry*. Maruzen Company, Tokyo, pp. 263–283.
- KALIN, R. M. 1999: Radiocarbon dating of groundwater systems. — In: COOK, P. G., HERCZEG, A. L. (eds): *Environmental tracers in subsurface hydrology, Chapter 4*. Kluwer Academic Publishers, Boston, USA, pp. 111–144.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M. 2004: Hydrothermal minerals and features in the Mórággy Granite Formation (Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórággyi Gránit Formációban). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., BARÁTH-SINYEY, K. 2000: Mineralogical characterisation of the fissure fillings in the Üveghuta granite (Az üveghutai gránitban található repedéskitöltések ásványtani jellemzése). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 369–394.
- NEWMAN, L., KROUSE, H. R., GRINENKO, V. A. 1991: Sulphur isotope variations in the atmosphere. — In: KROUSE, H. R., GRINENKO, V. A. (eds): *Stable isotopes: natural and anthropogenic sulphur in the environment. Scope 43*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 133–176.
- PARKHURST, D. L., APPELO, C. A. J. 1995: User's guide to PHREEQC—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. — *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259*, 312 p.
- PLUMMER, L. N., PRESTEMON, E. C., PARKHURST, D. L. 1994: An interactive code (Netpath) for modelling net geochemical reactions along a flow path version 2.0. — *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 94/4169*. 130 p.

- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004a: Recharge and discharge in the north-eastern Mórággy Block (Utánpótlódási és megcsapolási viszonyok a Mórággyi-rög ÉK-i részén). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004b: Groundwater monitoring network at the Bataapáti (Üveghuta) site [Vizföldtani megfigyelőhálózat a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SHACKLETON, N. J., FAIRBANKS, R. G., TZU-CHIEN CHIU, PARRENIN, F. 2004: Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\delta^{14}\text{C}$. – *Quaternary Science Reviews* (in press).
- STOCKER, T., LOOSLI, H. H., STAUFFER, B., LEHMANN, B., LEUENBERGER, M. 2003: Climate and environmental physics 2000–2003. – *Progress Report 2000–2003 submitted to the Swiss National Science Foundation*, 65 p. (www.climate.unibe.ch/~stocker/progress0003.pdf).
- YURTSEVER, Y. 1975: *Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Report*. – Section on Isotopic Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, 40 p.
- YURTSEVER, Y., GAT, J. R. 1981: Stable isotope hydrology, Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. – In: GAT, J. R. GONFIANTINI R. (eds): *Atmospheric Waters. Chapter 6. IAEA Technical Reports Series No. 210*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- ZUBER, A., WEISE, S. M., MOTYKA, J., OSENBRÜCK, K., RÓZAŃSKI, K. 2004: Age and flow pattern of ground water in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data. – *Journal of Hydrology* 286 (1), pp. 87–112.

A vízgeokémia és a vízkorok alakulása a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

HORVÁTH ISTVÁN, MURÁTI JUDIT, SZALKAI ÁGNES, SZÓCS TEODÓRA, TÓTH GYÖRGY

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

T á r g y s z a v a k : C-14, Délkelet-Dunántúl, felszín alatti vizek, Magyarország, Mórággy-rög, O-18, radioaktív izotópok, radioaktív hulladékok, stabilizotópok, víz–kőzet kölcsönhatás

Összefoglalás

A radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyet a Mórággy-rög gyengén vízvezető gránittestjében kialakult természetes felszínalatti vízáramlási rendszer leszivárgási övezetében jelöltük ki. Az elhelyezési koncepció lényege, hogy ha a hulladékot az áramlási rendszer beszivárgási területén helyezük el (ahol a szivárgásnak még van lefelé irányuló komponense), akkor az innen oldatba jutó esetleges szennyezés lebomlásához elegendően hosszú idő áll-e majd rendelkezésre a felszínre vagy a bioszférába jutásig. A hosszú áramlási idő és útvonal nagyobb keveredési, hígulási, kicsapódási és megkötődési lehetőséget biztosít a tárolóból esetlegesen az áramlási rendszerbe jutó oldott anyagok számára. A kutatás során vizsgáltuk a főkomponenseket, nyomelemeket, kolloidokat, stabil- és radioaktív izotópokat. A jelen tanulmány a vízkorok alakulását ismerteti, és egy É–D-i szelvény mentén potenciál- és vízgeokémiai szelvényekkel szemlélteti a ^{14}C , $\delta^{18}\text{O}$, δD és az ioncsere változását.

A víz-geokémiai adatok alapján megállapítható, hogy az áramlási rendszer jellege a kutatási területen változik. A déli területre lassabb áramlás jellemző, mint az északra. Délen a pleisztocén–holocén határát jelző $\sim -11,0 \delta^{18}\text{O}$ 180–140 m Bf szint körül található, az északi zónában ugyanez a határ már 100 méterrel nagyobb mélységben figyelhető meg, ami azt jelzi, hogy ebben a térségben gyorsabb a víz áramlása, mint a déliben. Hulladék-elhelyezés céljára az északi terület vízföldtani szempontból kevésbé kedvező. Összességében a víz-geokémiai kép azt jelzi, hogy lassú áramlás és egyensúlyi állapot jellemző mindkét térrészen.

Bevezetés

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezésével kapcsolatos kutatások központi kérdése a vízáramlás és oldattranszport megbízható mennyiségi ismerete. A bátaapáti (üveghutai) területen végzett rendszeres vízminta-vételezés lehetővé tette a vizek kémiai és izotóp-összetételének térbeli leírását. Miután a területen végzett hidrogeológiai vizsgálatok alapján a vízáramlás irányát és a felszín alatti vizek vízháztartási viszonyait elegendő pontossággal ismerjük, lehetővé vált, hogy a vízben lévő oldott anyagok térbeli alakulása mellett ezek időbeli alakulását is értelmezni tudjuk. A korjelző izotópok pedig azt is lehetővé teszik, hogy a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely térségében megbecsüljük a fontosabb transzportparaméterek (effektív porozitás, diszperzivitás és adszorpció) értékeit, és ezen keresztül megfelelő képet adhassunk

a vízben lévő többi alkotó áramlás menti evolúciójának értelmezéséhez.

A Bátaapáti körzetében folyó, kis és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezését szolgáló kutatások során a 2002–2003-ban és korábban mélyített fúrások kútvizsgálatához kapcsolódóan vett vízminták vizsgálati eredményeit együttesen tekintjük át. A kutatási terület hidrogeológiai viszonyaival e kötetben további tanulmányok (BALLA, MOLNÁR 2004; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a, b; BALLA et al. 2004) foglalkoznak, e helyütt csak annyira érintjük azokat, amennyire e téma tárgyalásához szükséges.

A felszín alatti hulladéktároló elhelyezésénél már a kutatási stratégia kidolgozásának korai szakaszában alapvető kritérium volt, hogy a tárolóteret beszivárgási területen kell elhelyezni, hogy a kiszabaduló szennyezőanyagok a regionális hidrodinamikai áramlási tér leáramlási zónájába kerüljenek, így csak hosszú út megtétele és hosszú idő eltelte

után kerülhessenek — megkötődés, lebomlás és felhígulás után — felszínközébe vagy felszínre.

Ennek megfelelően történt a fúrások telepítése. A beszivárgási területen, dombtetőn mélyült az Üh-2, -3, -4, -5, -22, -23, -25, -26, -27, -28, -26, -36, -37 jelű, 300–500 méter mélységű fúrás (GYALOG, SZEGŐ 2004). Az itteni talajvizek megismerésére külön sekélyebb, 50–100 méteres fúrások készültek: az Üh-25A, -26A, -28A és -36A, valamint a korábbi Üh-6 és -8 jelű (1. ábra).

Az említett fúrások közül az Üh-4 és Üh-36, Üh-36A fúrások ugyan nem dombtetőre, hanem domboldalra esnek, azonban az áramlási viszonyok szempontjából ezek is a beszivárgási zónához tartoznak.

A völgyekben telepített számos fúrás közül e dolgozatban csak a feláramló idős vizeket feltáró Üh-29 és Üh-30 — 300 m —, valamint a M6-6 — 50 m mélységű — fúrásokkal foglalkozunk.

A dombtetői fúrások 40–60 m fedőüledék (paleotalajszintekkel tagolt lösz, a talpán vörösgyaggal) alatt max. 50 m vastagságban mállott gránitot (különböző gránit- és monzonit-diorit változatokat), majd folyamatos átmenettel üde, vagy hidrotermálisan kisebb-nagyobb mértékben elváltozott gránitot harántoltak. A völgyekben mélyített fúrásokban 1–15 m lejtő- vagy alluviális üledék alatt a gránit felső, mállottabb, általában néhány méteres szakasza következik.

A talajvízszint a dombtetői fúrásokban a mállott gránitban — az egyetlen Üh-5 kivételével, ahol a fedőüledékben —, a völgyi fúrásokban pedig az allúviumban vanl.

Vízminták

Az eredeti vízminőség megismerése érdekében a talajvizeket feltáró fúrások légöblítéses, szárazon készültek. A mélyebb fúrások vízöblítéses technológiával mélyültek, az öblítővíz a nyomjelzőn (uranin) kívül adalékot nem tartalmazott, és mindig ugyanabból a bátaszéki vízműkútból (K4) származott (GYALOG, SZEGŐ 2004).

A vízmintavételi technológia

A vízmintavételi technológia a vízminőség-vizsgálatok eredményeit jelentősen befolyásolja. A vízmintavétel talajvizek esetében merítéssel, kanállal vagy ritkábban szivattyúval történt, a tisztító kitermelést követően újratöltődő 2-5 m-es vízoszlopból.

A mélységi vizekből a mintavétel pakkerekkel határolt 10–40 m hosszú szakaszokból, Moyno-szivattyúval, a két ferde fúrásból (Üh-25 és Üh-36) gázlifttel (nitrogén), a köztérbe a fúrási tevékenység során benyomult nyomjelzett öblítővíz eltávolítása után történt. Az öblítővízben a nyomjelző anyag mennyisége $\sim 1 \text{ g/m}^3$ volt. Mintavételre a tisztító szivattyúzás nyomán akkor került sor, amikor a termelt vízben a jelzőanyag koncentrációja 30 (esetenként 50) mg/m^3 , vagyis az eredeti érték 3%-a (esetenként 5%-a) alá csökkent. A tisztító szivattyúzás az átlagosan $n \times 10^{-9} \text{ m/s}$ beszivárgási tényezőjű köztér jobban

vezető zónáiból, nagy (50-130 m-es) leszívás mellett, 1-12 l/min vízhozamnál 3-7 napig tartott.

A vízminták helyzete

Vízmintavételre ott került sor, ahol a kútvizsgálati gyors tesztek jobb vízadó képességű szakaszokat jeleztek (BALLA, MOLNÁR 2004). A pakkerekkel lehatárolt szakaszhoz a termelés hatására létrejövő — a töredezett tározónak megfelelően szabálytalan alakú, felfelé nagyobb esésű — depressziós tér tartozott. Az interferenciás kútvizsgálatok keretében végzett szivattyúzás (Üh-22, Üh-5, Üh-27) esetében a „normál” vízmintavételnél kitermelt víz sokszorosát emelték ki. Az ilyen, hosszan tartó termeltetés végén vett vízminták vizsgálati eredményei azt mutatták, hogy a keveredéssel létrejött új víz minősége nem az adott mélységre jellemző, hanem az 50-100 méterrel magasabban elhelyezkedő vizekének felel meg. A vízmintavétel során, ha kisebb mértékben is, de hasonló helyzettel kell számolnunk: a gyűjtött minták a depresszióval érintett köztér hidrológiai jellemzőinek eloszlásától és a termelés nagyságától függően a kissé magasabban elhelyezkedő vizek tulajdonságait mutathatják. Ennek a magasságkülönbségnek a bizonytalansága miatt a feldolgozásokban a vizsgálati eredményeket a mintázott szakasz közepére vonatkoztattuk.

A vízminták a repedezett köztérben lévő reális áramlási rendszer egy-egy pontjáról kerülnek ki. A gyűjtött víz már az előbbieken ismertetett vízkeveredést megelőzően, a természetes viszonyok között lejátszódó diszperzió hatására fiatalabb és az idősebb víz keverékéből áll, illetve a diffúzió hatására kissé módosult, ami a vízben oldott anyagok koncentrációjában tükröződik. Ennek a vízkeveredésnek a mértéke helyről-helyre változik, és az áramlási útvonal hosszával együtt növekszik.

Leáramlási övezetben, azaz a telephelyen is, a potenciálos eloszlás azt jelzi, hogy az áramlásoknak a horizontális összetevője sokhelyütt meghaladja a függőleges komponens nagyságát, ennek megfelelően az egyazon fúrás különböző mélységeiből vett minták vize eltérő áramlási pályákat képvisel. A víz összetevőinek genetikai értelmezéséhez tehát az egyes komponensek és a lehetséges áramlási pályák térbeli ismerete szükséges. Értékelésünkhöz éppen ezért jellemző víz-geokémiai szelvényeket alakítottunk ki, majd a kapott képet vetettük össze a 3D áramlási modellezés tapasztalataival. Bizonyos alkotók esetében (^{14}C és ^{18}O) elvégeztük ezek transzportmodellezését is, és segítségükkel becsültük az adott térbeli és időbeli körülményekre vonatkozó transzportparamétereket is.

A vízminták vizsgálata

A vízmintákból a hagyományos alapelemzés mellett nyomelemeket határoztunk meg, továbbá izotóp- (T, T^{-3}He , D, ^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , ^{15}N , ^{34}S , ^{222}Rn), szervesanyag- és bakteriológiai vizsgálatokat végeztünk.

A főbb vizsgálati eredményeket HORVÁTH et al. (2003c) munkájában találjuk.

A kémiai vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézet Anyagvizsgáló Laboratóriumában készültek.

Az izotópvizsgálatokat az alábbi laboratóriumokban végezték:

— az összes tríciumelemzést és a ^{14}C -vizsgálatok kisebb részét a Vituki Rt. Vízkémiai Osztályának Izotóphidrológiai Laboratóriumában;

— az összes $\text{T}-^3\text{He}$ meghatározást, valamint a ^{13}C - és ^{14}C -mérések túlnyomó többségét az MTA Atomki Környezet-analitikai Laboratóriumában;

— a D- és ^{18}O -elemzéseket, valamint a ^{13}C -meghatározások kisebb részét az MTA Földtudományi Központ Geokémiai Kutatólaboratóriumában.

A felszín alatti vizek áttekintő víz-geokémiai jellemzése

A víz-geokémiai adatok értelmezése során az alábbi kérdésekre térünk ki:

— a felszín alatti vizek áttekintő víz-geokémiai jellemzése,

— modellezett víz–kőzet kölcsönhatások a beszivárgás során,

— redukációs folyamatok a mélységi vizekben.

A felszín alatti vizek áttekintő víz-geokémiai jellemzése

A víz-geokémiai adatok statisztikai feldolgozását HORVÁTH et al. (2003b) mutatta be. A felszín alatti vizek jellemző oldottsó-tartalma az 1000 mg/l-t nem haladja meg. A fő kationok és anionok koncentrációja változékony. A víz összetételét négy kation (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) és három anion (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) mennyiségének változása határozza meg. Ugyanakkor az összetétel a mélységgel csak kevésbé változik. E változás lényege az, hogy a beszivárgó vizek Ca-Mg-hidrogénkarbonátos összetétele az áramlás során fokozatosan cserélődik le Na-K-hidrogénkarbonátossal. A kapcsolat nem lineáris ($R^2=0,27$) és nem is logaritmikus ($R^2=0,41$), de az utóbbihoz hasonló képet mutat.

A Ca+Mg csökkenését és a Na+K növekedését két különböző folyamat — az elsőt valószínűleg karbonátkiválás, a másodikat ioncsere — okozza (HORVÁTH et al. 2003b). Mindkét folyamat a talajvizek felől a mélységi vizek felé, vagyis az áramlással — az idő előrehaladtával — erősödik. A Ca+Mg mennyiségi csökkenését átlagosan 75%-ban ioncsere és mintegy 25%-ban kicsapódás okozza, helyről-helyre változó mértékben. A kicsapódás 0,5–1,5 mmol/l (50–150 mg/l) karbonát kiválását jelenti. A kiváló karbonát túlnyomó része kalcit, amit az is mutat, hogy a Ca+Mg mennyiségének csökkenésével együtt nő a Mg hányada (9. ábra). A Mg mennyisége a mélyebb zónákban meredeken csökken, ami Na–Mg ioncsere következménye.

A feláramlási zónákban mélységi víz hozzákeveredését várhatjuk az itteni talajvízhez. Azonban sem forrásokban, sem egyéb, talajvizet megcsapoló helyeken nem kaptunk mélységi

víz hozzákeveredésére mutató adatot. A sekélyfúrások közül is csak a 30–50 méteres mélységben szűrözött Űh–18, Űh–32A, Űh–32C, Űh–32D fúrások vízösszetétele mutat keveredésre. Ezt a képet támasztják alá a talajvizekben mért $\delta^{18}\text{O}$ – δD -értékek is (HORVÁTH et al. 2004). Mélységi vizet tárt fel az 50 m-es M6–6 fúrás. A közvetlenül mellette lévő, 15 m-es M6–6A fúrás vize kevert jellegű volt, a keveredési arány (a hígulás) HORVÁTH (2002) számításából 5-6%-nak adódott.

A feláramlási zónák mélyebb szintjeiben vízkeveredésre visszavezethető változás a vegyi összetételben is érzékelhető (3. ábra).

Modellezett víz–kőzet kölcsönhatások a beszivárgás során

A dombtetői fúrások talajvizeinek tulajdonságai a telítetlen zónában lejátszódó víz–kőzet kölcsönhatások eredményét tükrözik. A leáramlási zónában észlelt vízminőségi adatok modellezéséhez a NetPath és a PHREEQC programot (HORVÁTH, SZÓCS 2003) használtuk.

A beszivárgó csapadék oldottanyag-tartalmára a lehullott hóból vett minták elemzése szolgáltatott adatokat.

A beszivárgást a párolgási faktor alapján becsültük. A természetes hátteret a dombtetői talajvizek mediánjai jellemzik, az ezek alapján számított bepárlódási faktor NetPath modellezzéssel 18,7, PHREEQC programmal 18,6–14,2. Az első 5,4, a második 5,4–7% csapadékbiszivárgást jelent. A kapott beszivárgás alacsony, de az alapvízhozamok alapján is 4-6%-nak adódott (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

1. táblázat. NetPath és PHREEQC modellezés eredményei a dombtetői talajvizek mediánjai alapján

Alkotók	Reakció típusa	NetPath	PHREEQC		
		1-es modell mmol/l	1-es modell	2-es modell	3-as modell
CO_2 (g)		0,0952		0,1437	0,1840
Cl_2O	+		0,0159	0,0099	0,0110
Kalcit		0,0247	0,0151	0,0125	0,0297
Dolomit		0,0985	0,1127	0,1125	0,1322
Plagioklász	+	0,0607		0,0681	0,0724
Biotit	!				0,0009
Ca-montmorillonit	-	-0,0382		-0,0424	-0,0455
Gipsz CaX_2		0,0040	-0,0065	-0,0049	0,0057
MgX_2	-		-0,0177		-0,0081
NaX			0,0353	0,0115	0,0162
N_2 (g)	-	-0,0041	0,0063	0,0040	0,0044
Kvarc			0,0145		
H_2O			$52,5 \times 10^{-3}$	$52,0 \times 10^{-3}$	$51,6 \times 10^{-3}$
Evaporációs faktor		18,68	18,6	15,7	14,2

Reakció típusa: + = csak oldódik, - = csak keletkezik, „nincs jel” = oldódás is és keletkezés is megengedett. Negatív szám = keletkezik; pozitív szám = oldódik.

A víz–kőzet kölcsönhatásokat illetően a két program szintén hasonló eredményeket adott.

A karbonátkiválást igazolta, hogy a talajvíz telítettség indexe kalcitra és dolomitra nemcsak a dombtetőkön, hanem a terület egészen túltelítettségét mutat. Ásványtani vizsgálatokkal tisztáztuk, hogy a szupergén eredetű karbonátok gyakorlatilag tisztán kalcitból állnak (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004), ezért kalcitkiválással számoló modellt használtunk (1. táblázat).

A NetPath-modellekben a kalcit „leköti” a CO_2 és a Ca^{2+} egy részét, de emellett is beoldódik CO_2 , és keletkezik Camontmorillonit. N_2 gáz keletkezése azt mutatja, hogy a csapadékbeszivárgás kis mértékű denitrifikációval jár, és a N_2 gáz formájában szabadul fel. A párolgási faktor 12,77 és 31,44 közé esik. Ilyen magas érték mellett gipsz is keletkezik, amit a fúrásokból származó löszminták röntgendiffrakciós elemzése is alátámasztanak (FÖLDVÁRI 2003).

Redukciós folyamatok a mélységi vizekben

A redukciós folyamatok természetes velejárói a beszivárgásnak, amelynek elején a csapadékvizek oxigénben dúsak, de a mélyebb helyzetű talajvizek és a mélységi vizek redukzív kémhatásúak. A nitrátredukción túlmenő redukciós folyamatokra első ízben kénhidrogén jelenléte mutatott az Űh–2 fúrás –38,2 és –83,5 m Bf között vett mintájában. Ezzel a redukcióhoz kezdettől fogva a szabad gázfázis kérdése kapcsolódott, amely radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából kiemelt fontosságú.

Szulfidiont négy esetben (Űh–22: –191,8 és –219,6; Űh–28: 120,52 és 111,57; Űh–29: –71,73 és –139,81; Űh–30: –39,94 és –74,53 m Bf között) mutattunk ki, a kimutatási határt alig meghaladó (max. 0,1 mg/l) mennyiségben. A kénhidrogén nyilvánvalóan szulfátredukció terméke. A felszín alatti vizek szulfáttartalmának forrása részben a csapadék, részben a löszből kimutatott <1% gipsz (FÖLDVÁRI 2003), de nem zárhatjuk ki a gránit mállási kérgében oxidálódott szulfidásványokat sem. A szulfátredukció eredményeként a felszín alatti vizek szulfáttartalma a mélység felé csökken.

A szulfátredukció bakteriális eredetére a maradék szulfátban lévő nehéz kénizotóp mennyiségének növekedése mutatható (NEWMAN et al. 1991). A szulfáttartalom és a $\delta^{34}\text{S}$ -értékek kapcsolata (4. ábra) bakteriális eredetre mutat, azonban nem bizonyult szorosnak, mert ingadozhatnak a kiindulási mennyiségek, továbbá változhat a különböző kénforrások megoszlása a vizsgált anyagban és a redukció intenzitása az áramlási útvonalon.

A szulfátredukció bakteriális eredetét bakteriológiai vizsgálatokkal közvetlenül is igazoltuk: sikerült szulfátredukáló baktériumokat kimutatnunk (BALLA et al. 1999). A szulfátredukció kulcseleme ebben a rendszerben a baktériumok életműködéséhez szükséges szerves anyagok jelenléte, illetve mennyisége (HOFMEISTER 1998). A beszivárgási területen az áramlási pályák olyan kőzetkörnyezetben haladnak, ahol nincs szerves anyag, vagy csak oldhatatlan formában található. Az oldható szerves anyag egyedüli forrása a talaj. A

mélységi vizekben azonban nagyérzékenységű szervesanyag-vizsgálatokkal (BÁLINT et al. 1999) is csak ipari eredetű szerves vegyületeket tudtunk kimutatni. Ez arról tanúskodik, hogy a talajból a vízbe oldódó szerves anyag gyakorlatilag már a háromfázisú zónában elhasználdik.

A szulfátokból keletkező kénhidrogén mellett — amely a mindenütt jelenlévő ferrovassal piritet képez, s amelynek felhalmozódására nem számíthatunk — a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely mélységi vizeinek alkotói közül elvileg gáz halmazállapotú termék keletkezhet nitrátból és bikarbonátból is. Nitrátból denitrifikálódás során jöhet létre N_2 ; ez a folyamat a leszivárgási terület talajvizeiben viszonylag gyorsan végbe megy, a gáz halmazállapotú nitrogén vízben oldódik. Bikarbonátból, illetve a vízben igen kis mennyiségű oldott szerves szénből metántermelő baktériumok jelentéktelen mennyiségű metánt produkálnak; a mellékkőzet szerves anyagot nem tartalmaz, tehát másodlagos szénforrás nincs.

A szabad gázfázis kialakulásának a feltételei tehát nincsenek meg, emellett a tárolási feltételek is hiányoznak.

A vízkorok meghatározása

A vizek viszonylagos vagy „abszolút” korának megállapítására minden olyan jelenség alkalmas, amely az áramlási útvonal hosszával (és ezen keresztül az eltelt idővel) arányos változást mutat a víz minőségében.

Az áramlási útvonalak mentén a vízben oldott komponensek közül a Ca^{2+} , a HCO_3^- , SO_4^{2-} és az összes oldott anyag mennyisége, valamint — ezzel együtt — a fajlagos vezetőképesség csökken, a Na^+ mennyisége növekszik. Az izotópok közül az oxigén- és hidrogénizotópok mennyisége is szabályos változást mutat. A ^{14}C radioaktív szénizotóp mennyisége az idő haladtával exponenciálisan csökken. A további alkotók köztük a nyomelemek egy része (Sr, Li, Ba) is elfogadható korrelációs kapcsolatot mutat az áramlási útvonal hosszával. Nincs olyan változás, amely tökéletesen leírná a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely felszín alatti áramlási rendszerének korviszonyait. A vízkorviszonyok szemléltetésére az alábbi három folyamatot választottuk:

- a ^{14}C radioaktív bomlását;
- a D- és ^{18}O -izotóp arányának változását;
- a kationcsere jelenségét.

A ^{14}C -adatok értékelése

A kizárólag légköri eredetű, 5730 év felezési idejű ^{14}C radioaktív izotóp a levegő széndioxidjában jelenik meg. A ^{14}C -aktivitásnak elfogadott viszonyítási alapja egy 1950-ben kezelt faégyűrű mért aktivitása, ezt tekintik 100%-nak, aminek 1 gramm szénben percenként 13,56 ^{14}C -bomlás felel meg.

Ahhoz, hogy a felszín alatti vizek szervesen karbonátjában mért ^{14}C -értékekből éveket kapjunk, sok eljárás született (KALIN 1999). A háromfázisú zónában vizsgálták a leszivárgás során lejátszódó kémiai reakciók hatását a ^{14}C mennyiségére és a $^{12}\text{C} \rightarrow ^{13}\text{C}$ izotópcserére (ez utóbbi a $^{12}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{C}$ izotópcseréje folyamatainak meghatározásához szük-

séges). A $\delta^{13}\text{C}$ standard-ja a kréta korú *Belemnitella americana* rostrumból (Dél-Karolina, Pee Dee Formation) mért izotóparány [PDB = Pee Dee Belemnites, VPDB: V = Vienna (Bécs) a korrigáló szervezet székhelyére utal], a $\delta^{18}\text{O}$ -nak is van PDB-ből mért standardja. A kétféle oxigénstandard átszámítása a $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} + 30,92$ képlettel történik.

A legfontosabb kérdés a kezdeti ^{14}C -érték meghatározása. A kétfázisú, vízzel telített zónában nincsenek olyan ásványok, amelyek számba vehető mennyiségű ^{14}C -t tartalmaznának, minden folyamat, amelyben a C valamilyen formában részt vesz, a radioaktív bomlás felül csökkenti (izotópcserével, szorpcióval, kiválással és újraoldódással) a vízben lévő ^{14}C mennyiségét, azaz idősebb kort eredményez. A legegyszerűbb eljárás az, hogy becsüljük az ismert és ismeretlen ^{14}C -csökkentő folyamatok összegezett hatását, helytől függően a kezdeti (A_0) ^{14}C -koncentrációt 60–85%-ban határozzuk meg, és az áramlási képhez illesztve a legjobban harmonizáló korokat adó értéket fogadjuk el. Ilyen módon — 70%-os kezdeti ^{14}C -értéket alkalmazva — számítottuk a vízkorértékeket. Könnyen átlátható, hogy ez a kényelmes eljárás a fiatal korokat fiatalítja, az idősebbeket idősebbé teszi. Egy, az izotópcserét figyelembe vevő eljárást (INGERSON, PEARSON 1964) is alkalmaztunk, amely megkívánja az áramlási tér karbonátásványainak és a vízben oldott karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ értékének ismeretét. A kezdeti ^{14}C -koncentrációt nem számítottuk, hanem a hidrogénbomba-robbantások előtt keletkezett (tríciummentes) talajvizek maximumát becsültük. Hasonlóképpen határoztuk meg a kezdeti $\delta^{13}\text{C}$ értékét is. Eltekintettünk a dombtetői beszivárgás — tríciumszelvények alapján 200–300 év közé tehető — leszivárgási idejétől. A kőzet karbonátjainak $\delta^{13}\text{C}$ -értékeire az üveghutai mérések alapján a mediánt ($-4,2\text{‰}$) fogadtuk el. Az előbbieket szerint módosított modellben $A_0 = 70\%$, $\delta^{13}\text{C} = -14,5\text{‰}$, a karbonátásványokban $\delta^{13}\text{C} = -4,2\text{‰}$. Az ezekkel a paraméterekkel számolt értékeket az alábbi képlettel határoztuk meg:

$$\text{kor(években)} = 8267 \times \ln \left[\frac{\delta^{13}\text{C}_m - \delta^{13}\text{C}_k}{\delta^{13}\text{C}_a - \delta^{13}\text{C}_k} \right] \times \frac{^{14}\text{C}_a}{^{14}\text{C}_m},$$

ahol

- $\delta^{13}\text{C}_m$ — a vízben oldott szénvegyületek mért értéke,
- $\delta^{13}\text{C}_k$ — a kőzet karbonátjainak mért értéke ($-4,2\text{‰}$),
- $\delta^{13}\text{C}_a$ — kiindulási érték ($-14,5\text{‰}$),
- $^{14}\text{C}_a$ — kiindulási érték (70%),
- $^{14}\text{C}_m$ — mért érték.

A kapott eredményeket használtuk a továbbiakban.

A 5. ábrán látható eloszlás legalább három független karbonát-keletkezési fázist jelez. A számításhoz használt medián ($-4,2\text{‰}$) csak durva közelítés. A kőzetben lévő karbonátásványok izotóppösszetételének jelentős változékonysága bizonytalanná teszi a kor korrekciójának megbízhatóságát (ha a karbonátok $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ -értéke rendre +1, $-4,2$, -10 , a számított kor 15 064, 14 043, 8227 év lesz). A kezdeti ^{14}C -koncentráció megválasztása a következő változásokat jelenti: ha az A_0 85, 70, 60% értéket vesz fel, a kor években 15 648, 14 043, 12 768 lesz.

Homogén kőzettestben a ^{14}C és $\delta^{13}\text{C}$ változása elvileg párhuzamos egymással. A 6. ábrán látható igen gyenge kapcsolat jelzi, hogy a különböző áramlási pályák mentén a kőzetben lévő karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ -értéke a mediántól lényegesen eltérő lehet. Ezt erősíti meg, hogy 10%-nál kisebb ^{14}C -értékeknél a $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ -adatok 2,5 egységre húzódnak szét. Némileg különbözik az izotópcseré mértéke a víztartó kőzettani összetétele szerint (ZUBER et al. 2004). A karbonátos ásványok mennyisége a Mórógyi Gránit Formáció tömegének maximum 1–2%-a lehet, ennek ellenére a $\delta^{13}\text{C}$ -adatok határozottan jelzik az izotópcseré jelentőségét. Ez azt érzékelteti, hogy a vízforgalomban a karbonátos érkitöltésű repedéshálózatnak jelentősebb szerepe lehet.

Bármely módszerrel számítjuk is a ^{14}C -korokat, azok abszolút értéke változhat, de a 4. ábrán látható lefutások csak kis mértékben ingadozhatnak. A két „–” kort adó mintára nem igaz az $A_0 = 70\%$ feltétel, mindkét esetben a tríciumtartalom jelzi, hogy a vízhez hidrogénbomba-robbantások utáni, magas ^{14}C -tartalmú, CO_2 -ban dús vízkomponens keveredett.

A D- és ^{18}O -mérések értékelése

Valamely elem izotóparányának mérési eredményeit az egyszerűbb összehasonlíthatóság, könnyebb kezelhetőség érdekében egy nemzetközileg elfogadott minta, a standardminta izotóp-megoszlási értékére normalizáljuk, ami a standardtól való eltérés mértékét mutatja meg (jele δ):

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}_m / ^{16}\text{O}_m)}{(^{18}\text{O}_s / ^{16}\text{O}_s)} - 1 \right] \times 1000 (\text{‰}),$$

ahol

- m — minta,
- s — standard.

Az oxigén és a hidrogén standardja az óceánvíz átlagos izotóparánya, jele SMOW (Standard Mean Ocean Water), a javított változata V-SMOW (V = Vienna [Bécs] a korrigáló szervezet székhelyére utal).

A csapadéokban lévő D- ($\text{D} = ^2\text{H}$) és ^{18}O -izotópok arányának változása az éghajlat változását követi, ugyanazon a földrajzi helyen a legfontosabb meghatározó tényező az átlagos évi középhőmérséklet. A csapadék eredetű felszín alatti vizek jellemzője, hogy izotóp-összetételük megfelel a különböző éghajlati övezetekben észlelhetőnek — melynek egyenlete (GMWL = Global Meteoric Water Line) $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$ — (YURTSEVER 1975; YURTSEVER, GAT 1981). Az éves átlaghőmérséklet mellett a lehulló és beszivárgó csapadék izotóppösszetételét az úgynevezett topográfiai hatás is befolyásolja: a $\delta^{18}\text{O}$ értéke 100 méterenként 0,4–0,6‰-al csökken (valójában ez is hőmérsékleti hatás). A $\delta^{18}\text{O}$ értéke általában -10‰ -nél nagyobb a völgyi sekélyfúrások, és ennél kisebb a dombtetői mélyfúrások talajvizében.

A vizsgált csapadékvízminták ^{18}O - és D-arányai gyakorlatilag egybeesnek a GMWL-lel, tehát az üveghutai felszín alatti vizek csapadékvíz eredete igazoltnak tekinthető.

A földi éghajlat változását az utolsó 30 000 évben a későpleisztocén würm eljegesedési (glaciális), valamint a holo-

cén felmelegedési (valószínűleg interglaciális) szakasza jellemzi. Az éghajlatváltozás hatása a stabil izotópok segítségével követhető nyomon. Az É-i féltekén a Grönlandot burkoló jégtakarót harántoló fúrás jégmagjain szinte éves felbontásban vizsgálták a csapadék O- és H-izotóp változását (9. ábra).

Az együttes ábrázolás lehetővé teszi, hogy az üveghutai mintákon mért ^{14}C -értékeket közvetlenül vessük össze a példának tekintett grönlandi GISP2 izotópadatokkal. A 6. ábrán figyelembe vett eredeti GISP2 koradatok az újabb kutatások szerint kb. 3000 évvel fiatalabbak (a korábban megállapított 40 000 évnél valójában 37 000 év van), de azért jól szolgálják az áttekintést. A 70%-nál magasabb ^{14}C -értékek az ábrán nem ábrázolhatók. Mindhárom, a 6. ábrán feltüntetett minta olyan vízkeveredésre utal, amelynél fiatal, magas ^{14}C -tartalmú komponens keveredik az idősebb vízhez. Az ábra alapján megállapíthatjuk, hogy $-11 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$ -nél húzható meg az uralkodóan pleisztocén (glaciális) és a holocén időből származó vizek korhatára. Az izotóp-összetétel jelentősége bizonytalanná válik, ha a minta anyagához igen fiatal vizek is keverednek.

A GISP2 oxigénizotóp-adatok mutatta klímaváltozás az É-i féltekén, ha nem is ugyanolyan részletes időfelbontásban, a kontinentális szelvényekben és az óceáni mélyfúrásokban egyaránt tükröződnek (STOCKER et al. 2003; SHACKLETON et al. 2004)

Kationcsere-folyamatok

A vízgeokémiában közismert jelenség, hogy az áramlási pálya mentén a kalciumionok mennyisége csökken, a nátriumionoké pedig növekszik (10. ábra). Ennek az ioncsere-folyamatnak az intenzitását a kőzetben jelenlévő agyagásványok mennyisége és minősége, valamint az áramlási pálya hossza határozza meg. Az agyagásványok közül a szmektit típusúak nátriumionja cserélődik kalciumionra. Az áramlási sebesség és az útvonal hossza alapján az ioncsere mértéke az áramlási idővel arányos lesz (APPELO, POSTMA 1993), ha elegendő mennyiségű agyagásvány viszonylag homogén eloszlásban van a kőzetben. A Mórággyi Gránit Formáció kőzeteiben és repedéskitöltéseiben ez a feltétel teljesül (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000).

Következtetések

A vizsgálatok gyakorlati célt szolgálnak. A víz-geokémiai vizsgálatok, sajátos módszeregyüttesükkel kapott eredményeik révén — közvetett úton — segítik a kis- és közepes aktivitású hulladékok tárolójának hidrogeológia megítélését.

A tér és időbeli folyamatokat a regionális áramlási iránynyal párhuzamos víz-geokémiai szelvények tükrözik a legjobban. Mindezt egy jellemző, észak–déli irányú, nagyjából az észak felé irányuló regionális áramlással párhuzamos víz-geokémiai szelvényben (11–14. ábra) mutatjuk be.

A szelvényeken a dombok alatti beszivárgási részekben a talajvízdomborzattal nagyjából párhuzamos zónásság lát-

ható, amely lefelé és oldalra irányuló vízáramlások következménye. A völgytalpközeli megcsapolási területek alatti zónásság egy sekélyebb, nagyjából oldalirányú és egy mélyebb, már felfelé irányuló komponenst is tartalmazó, de még mindig oldalirányú vízmozgást jelöl (14. ábra).

A szelvényeken első pillantásra feltűnik, hogy az Üh–22 és Üh–25 fúrások között olyan összetett töréses öv módosítja az áramlást, amelytől északra változik a víz-geokémiai zónásság jellege. Az északi oldalon a fiatal vizek mélyebbre hatolnak, megnövekszik a talajvízből leszivárgó vizek hányada. Természetesen ez azt is jelenti, hogy a megcsapolás is erősebb az északi területen. A töréses öv a kb. észak felé irányuló áramlási rendszerben torlódást okoz, és a víz egy részét oldalirányba és lefelé téríti el. A víz-geokémiai képen a zónák lefutása lassú áramlás során kialakult egyensúlyi állapotot mutat.

A déli rész utánpótlási területeinek vastag háromfázisú zónáján átjutott vizek tríciumot nem tartalmaznak, ezért biztosan idősebbek ötven évnél, sőt a háromfázisú zónában felvett tríciumprofilok alapján becsülhető leszivárgási sebesség alapján koruk eléri a több száz évet is (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). Az Üh–26-tól az Üh–22 fúrásig tartó déli részen a talajvíz alatti üde gránitban a további lefelé szivárgás igen lassú, a 150–100 m Bf szint alatt már 10 000 évnél idősebb vizet jelző $-11,5 \delta^{18}\text{O}$ -értékek találhatók. Ezt megerősítik a ^{14}C 8–10% aktivitásnál kisebb értékei is. A talajvízben lévő 4–7 Ca/Na arány a 150–100 m Bf mélységbe jutott vizekben ioncsere-folyamatok következtében már 2 alá csökken.

Az áramlási rendszer északi oldalát tanulmányozva a következőket állapíthatjuk meg. Az északabbi — Üh–23 és az Üh–37 fúrások közötti — beszivárgási területen az előzőekben ismertetett alkotók eloszlása a déli részhez hasonlóan alakul, csak éppen jóval nagyobb mélységben éri el ugyanazokat az értékeket. A Ca/Na=2 értékek a tenger szintjén, a $-11,5 \delta^{18}\text{O}$ -értékek nagyjából a -50 m Bf szinten találhatóak, míg a 10%-nál kisebb ^{14}C -aktivitások a -100 m Bf szint alatti régióban várhatóak. Az északi részen tehát a víz-geokémiai mutatók sokkal intenzívebb vízmozgást jeleznek, azaz az északi rész ebből a szempontból hulladék-elhelyezésre kedvezőtlenebb, amit még az is tovább ront, hogy e területek közelebb vannak a főbb és mélyebb megcsapolási zónákhoz, a völgyekhez.

A víz-geokémiai szelvény legészakibb részén a völgytalpi, feláramlási zónát feltáró Üh–29 fúrás vizei eltérnek a szelvény többi részén bemutatottaktól, helyzeténél fogva nemcsak az É–D-i áramlási rendszer, hanem az oldalirányú áramlások által szállított vizek keverékét tárja fel. 0–50 m Bf között éles változás van a vízminőségben, 50 m Bf fölött a magas ^{14}C - és tríciumtartalma egyaránt recens vízre utal. Ez a víz tehát nem a dombok mély talajvízű részein, hanem a magasabb völgytalpak körzetében juthatott a felszín alá, löszmentes, gránitos jellegű beszivárgási területen. Erre a szakaszra tehát leáramlás jellemző. Alatta a víz-geokémiai jellegek feláramlást mutatnak, összhangban azzal, hogy a kút alsó, -150 m Bf alatti szakaszából kifolyó vizet kapunk (BALLA, MOLNÁR 2004). A koradatok és az áramlási sebességek alapján a feláramló vizek utánpótlási térsége csak valahol a közelben, minden bizonnyal az északi területre lehet.

A szelvénytől keletre, az Üh-30 fúrásban hasonló jelenséget figyelhetünk meg, az éles váltás kissé magasabban, 50–80 m Bf között van.

A fúrásokból mindenütt ^{14}C -módszerrel meghatározható korú, azaz 40 000 évnél fiatalabb vizet mutattunk ki. A fiatal vizek lejutási mélysége a tároló szempontjából még a legkedvezőtlenebb esetben is a kis áramlási sebességeket igazolja.

Megvizsgáltuk azt a lehetőséget is, hogy a jeges időszakban a maitól némileg eltérő vízminőségű talajvizek jöttek létre, ez a helyzet nem eredményezne érdemi változásokat a fentiekhez képest.

A víz-geokémiai adatok tér- és időbeli feldolgozása alapján — a területen végzett többi geológiai, hidrogeológiai és geofizikai kutatási módszertől függetlenül — kialakított kép jól jellemzi a felszín alatti vízmozgások főbb irányait, az alkotók evolúcióját és a lehetséges vízkeveredés helyét. A vízgeokémia egyrészt önmagában is választ ad a hulladék-elhelyezéssel kapcsolatos kérdések jó részére, másrészt kalibrációs alapot is nyújt a kvantitatívabb értékeléseket, előrejelzéseket adó áramlási és transzportmodellezés számára.

Hydrogeological pattern of the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ZOLTÁN BALLA¹, ISTVÁN HORVÁTH¹, GYÖRGY TÓTH¹, KÁLMÁN BENEDEK²,
GYULA MEZŐ² and PÉTER MOLNÁR²

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Hungary, Budapest, Stefánia út 14.

²Golder Associates (Hungary) Ltd., H-1021 Hungary, Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Key words: digital simulation, granites, ground water, Hungary, hydrodynamics, hydrogeology, models, Mórág Block, radioactive waste, South-eastern Transdanubia, three-dimensional models, underground disposal

Abstract

At the Bábaapáti (Üveghuta) Site a large-scale hydrogeological survey was carried out using various methods. This survey enabled, the main features of the water balance to be established. It was revealed that 5-6% of the infiltrated water and 0.2% of the precipitation get into the granite that will host the repository. This has two important consequences for the safety assessment: most of the water moves laterally and remains close to the ground surface. The first impedes the filtration of the water towards the repository, whereas the second dilutes the water arriving from the repository and the latter could contain radioactive pollution. The system is not sensitive to the variations of the infiltration – *i.e.* it is very stable.

The granite which will host the repository is a fissured aquifer with a low, 3×10^{-9} m/s average hydraulic conductivity. The low velocity of the flow is further decreased by damming-isolating zones which have low hydraulic conductivity.

By analysing the groundwater-head fields it was revealed that the Site can be subdivided into two main domains. The latter are separated by the Main Damming-Isolating Zone which is related to a steeply dipping and E-W striking fracture zone. It seems probable that the main hydrogeological structures are of similar strike and of steep dip. However, the drilling network is not dense enough for determining of the position of the distinct structures. Both domains are heterogeneous and can be further subdivided.

The hydrodynamic connections which were established by using interference tests and monitoring during the drilling and testing activity fit in well with the groundwater-head fields.

After carrying out flow modelling it could be stated that most of the waters which are capable of transporting the possible radioactive pollution reach the near-surface zones after several thousands or several tens of thousands of years. Only towards the NE and WSW can flow paths with rather short (less than 600 years) travel times be observed. By means of transport modelling it was concluded that radioactive elements with a 20-year half-period do not actually leave the vicinity of the repository and decay almost *in situ*.

Consequently, the hydrogeological flow system of the Bábaapáti (Üveghuta) Site complies with the requirements related to geological suitability.

Introduction

The *goal* of the hydrogeological studies was to supply data, and then interpret the data in order to make a judgement about the geological suitability of the Site. The *task* was to conduct investigations necessary for more precise delineating of the hydrogeological pattern. This involves determining the travel time of the radioactive isotopes to the ground surface, and also of the dilution of the concentration during this process.

The underground flow is a complex process with numerous factors. The flow modelling and the transport modelling based on it, are appropriate tools for the characterisation of

the hydrogeological conditions. The flow model was constructed in such a way that it was possible to study the Site and its surroundings separately. The area for the hydrogeological model of the surrounding area was delineated with aim of involving the whole flow system (Figure 1). The boundaries of the study area are given by the common watershed of the Huta Creek and Mórág Creek in the E, S and W and by the Lajvér Creek in the N (Figure 1).

For the elaboration of the flow model it was necessary to gather the hydrogeological information about the Site and its surroundings and a theoretical hydrogeological pattern of the area had to be constructed. Therefore the following had to be determined: the recharge and discharge con-

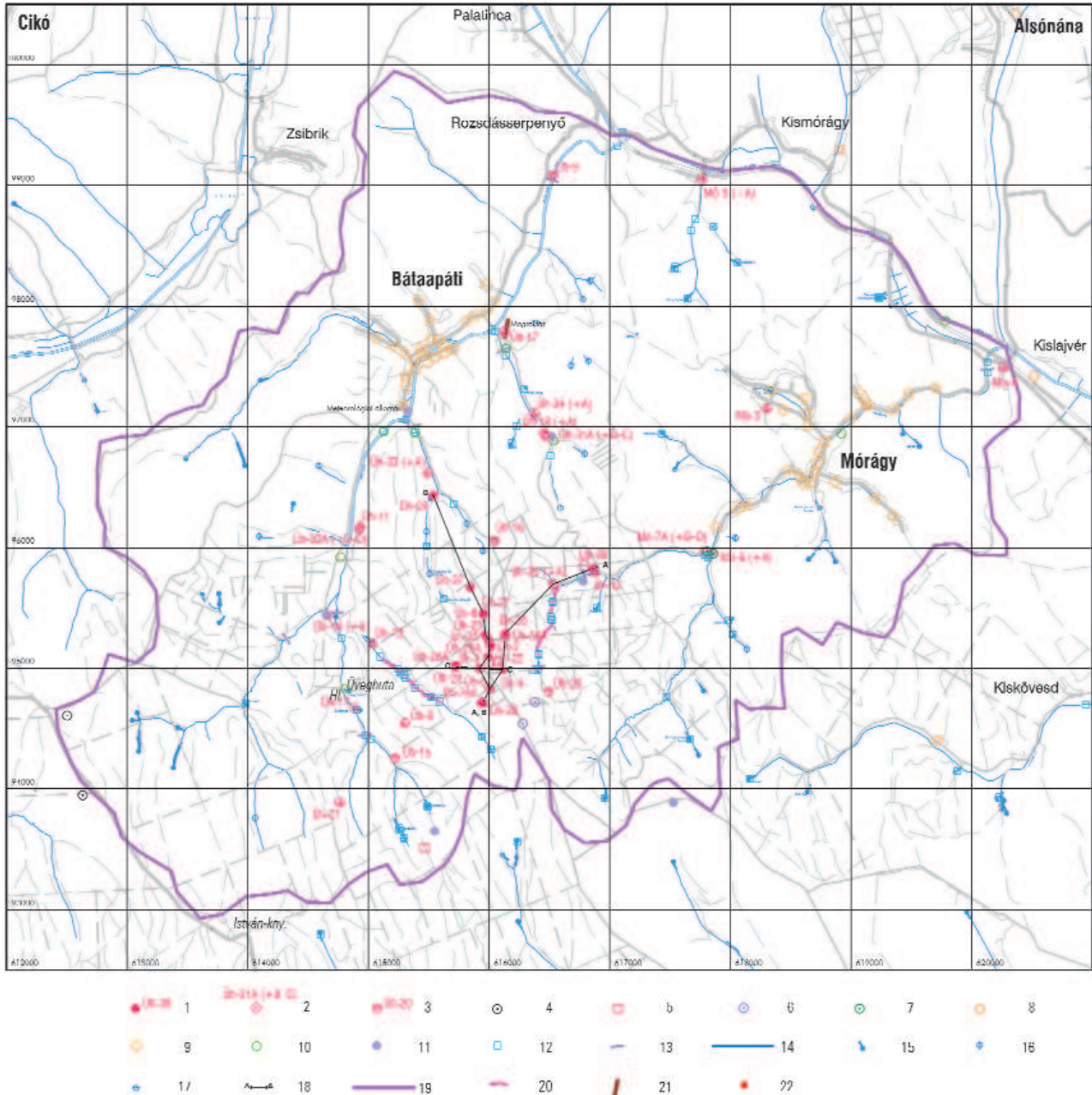


Figure 1. The area of the hydrogeological observations and modelling

1 – observation well created from a deep borehole, 2 – observation well created from a shallow borehole group, 3 – observation well created from a shallow borehole, 4 – observation well created from a borehole of the Ófalu Area, 5 – dug well for studying the three-phase zone, 6 – observation well created from a geophysical shot hole, 7 – observation well created from a hand drilled borehole, 8 – studied borehole for water supply, 9 – studied dug well in a village, 10 – studied cone penetration test hole, 11 – sampling point of meteoric water, 12 – sampling point of surface water, 13 – gauging station (overfall), 14 – stream, 15 – spring, 16 – water rise, 17 – seepage, 18 – trace of a profile, 19 – contour of the modelled area, 20 – exploratory trench, 21 – field laboratory and core store, 22 – meteorological station

1. ábra. A vízföldtani modell területe és a vízföldtani észlelések

1 – mélyfúrásból kialakított észlelőkút, 2 – csoportfúrásból kialakított észlelőkút, 3 – sekélyfúrásból kialakított észlelőkút, 4 – az ófalui kutatás fúrásából kialakított észlelőkút, 5 – háromfázisú zónát vizsgáló ásott kút, 6 – geofizikai robbantólukból kialakított észlelőkút, 7 – kézfúrásból kialakított észlelőkút, 8 – megvizsgált víztermelő kút, 9 – megvizsgált községi ásott kút, 10 – megvizsgált mérnökgeofizikai szondázási pont, 11 – csapadék-mintavételi pont, 12 – felszíni vízmintavételi pont, 13 – vízhozammérő bukó, 14 – vízfolyás, 15 – forrás, 16 – fakadás, 17 – szivárgás, 18 – szelvény nyomvonala, 19 – a modellezési terület körvonala, 20 – kutatóárok, 21 – terepi laboratórium és magraktár, 22 – meteorológiai állomás

ditions of the ground water, the parameters of the ground-water flow (*i. e.* the parameters of the hydraulic conductivity and the groundwater heads), as well as the hydro-geochemical parameters which are characteristic for the flow.

In order to define the modelling parameters fieldwork investigations were carried out. The *field observations* (TÓTH et al. 2003a; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) resulted in the locating of the *discharge points* and in the recording of the changes of the discharge over time. In the *exploratory*

trenches (GYALOG et al. 2004b) it was possible to examine the direct relationships between the fractures and fracture zones, on the one hand, and *discharge points*, on the other hand. The base flow of the *streams* was measured in detail. Data obtained on the 13 *overfalls* (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) helped in the study of the changes of the water level and the surface runoff. *Water samples* were taken and the spatial and temporal changes of the chemistry of the surface water were analysed. This served to provide fundamental information necessary for understanding the flow system (HORVÁTH et al. 2003c).

Based on the study of the *shallow and deep boreholes* at the Site and its surroundings (GYALOG, SZEGŐ 2004), knowledge was gathered about the rocks which filled the room of the underground flow. The results of the geological observations (GYALOG et al. 2004a) and those of the geophysical logging (SZONGOTH et al. 2004) were incorporated into the study. In order to define the hydraulic parameters of the rocks, single-hole *packer tests* and cross-hole *interference tests* were conducted (BALLA, MOLNÁR 2004).

In boreholes, the *groundwater level* was measured. By means of single-hole packer tests the *groundwater heads* and their distribution according to depth were determined.

Dug wells were employed (GYALOG et al. 2004b) in order to study the infiltration parameters and the three-phase zone. In these wells, the hydrogeological parameters of the rocks (using laboratory analyses), and the infiltration process (based on the hydrochemical parameters) were studied in detail.

The interpretation of the water regime in the *observation wells* resulted in additional information about the underground water balance (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b).

In order to study the transport processes in the ground water, *tracer tests* in the well groups (BALLA, MOLNÁR 2004) were conducted. These well groups are situated in the valleys which are closest to the Site. The binding, the mixing and the dispersion which influence the transport processes were studied separately (BALLA et al. 2002).

The constructing of the hydrogeological *flow models* was started synchronously with the field observations. The modelling was also used in order to define more precisely some parameters of the transport process.

When clarifying the groundwater flow conditions it is of particular importance to get a true picture of the water balance of the study area. This picture is significantly influenced by the recharge and discharge processes. The *infiltration* — which is one of the most important input parameters — was determined by analysing of these parameters and the water balance (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

From a distinct depth, the infiltrating water fills in the total volume of the cavities in the rocks and forms the *ground water*. Above the unconfined ground water it was found that most of the cavities are occupied by a gas (air or its derivatives). This is referred to as the *unsaturated zone* in contrast to the *saturated zone* below the groundwater level. The position of these zones and that of the surface of the unconfined ground water are controlled by the infiltration conditions and properties of the rocks.

In the infiltration areas of the Bábaapáti (Üveghuta) Site, the groundwater level (Figure 2) is usually located in the upper part of the weathered granite (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). Only locally does it get higher, in the lowermost part of the Quaternary sediments (MÁRSI et al. 2004). Consequently, here the unsaturated zone covers the Quaternary sequence.

The deeper zones of the ground water are named *fissure water*. They fill in the deeper zones of the weathered granite and the fresh granite.

The unconfined ground water situated in the weathered granite is itself also a fissure water. The boundary between them cannot be drawn in an objective way. The uppermost horizons of the ground water move principally in a lateral direction, towards the neighbouring valleys. The flow becomes directed dominantly downwards only several dozens of metres deeper. In the following discussion the term “fissure water” is used to describe this downward moving ground water. Its boundary with the laterally moving ground water is not sharp but transitional.

The water balance

Data from the meteorological stations in the villages of Bábaapáti and Véménd give a 658 mm value as the long-term average of the precipitation (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). 92% of the precipitation evaporates from the ground surface or soil or plants (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). The analysis of the tritium profile of the dug wells, the recording of the base flow of the streams and the calculations for the transvaporisation process of the precipitation result in a 24.4 mm/year value as the long-term average of the effective infiltration (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). Water-balance studies show that a similar part of the precipitation is removed by the surface runoff.

20–70 m thick unsaturated sequences (see above) are situated below the hills. The infiltration in them has a velocity of 100–200 m/year (HORVÁTH et al. 2003a). In the flat valley bottoms the groundwater level is at a depth of about 0.5–2.0 m. Due to the dynamic oscillation of the groundwater level the infiltration and the evaporation are in a long-term equilibrium (HORVÁTH et al. 2003a).

The water which gets into the soil on the hilltops infiltrates down and reaches the weathered zone of the granites. Over most of the area the granites are aquifers. The hydraulic conductivity of the weathered granites is 2–3 times more than that of the fresh granites below them (TAKÁCS et al. 2002). Therefore, 95–96% of the infiltrated water moves laterally in the weathered granite (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). It appears on the ground surface in small springs and seepages in the upper sections of the steep valleys. 4–5% of the infiltrated water gets into fresh granites. This corresponds to 1.0–1.2 mm/year and forms 0.2% of the precipitation (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

The porosity and hydraulic conductivity of the weathered granite gradually increases upwards (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003). As a consequence, the groundwater level is not

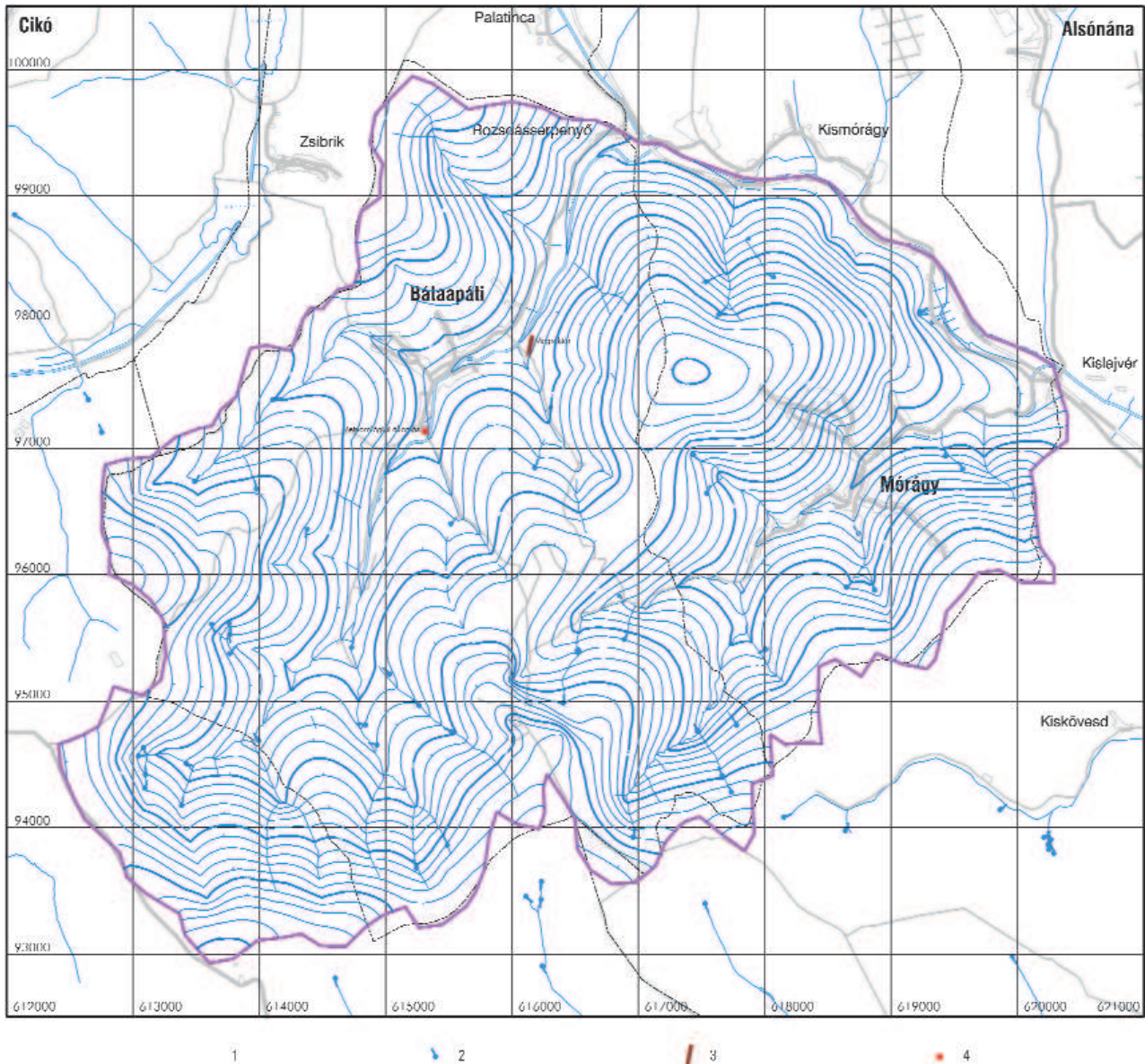


Figure 2. The relief of the ground water in the surface area

1 – contour line of the groundwater table, 2 – spring, 3 – field laboratory and core store, 4 – meteorological station

2. ábra. A talajvíztükör domborzata a kutatási területen

1 – talajvízdomborzat szintvonala, 2 – forrás, 3 – terepi laboratórium és magraktár, 4 – meteorológiai állomás

sensitive to changes in precipitation and annually oscillates within 1-2 m (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). For the same reason, the location and the yield of the small springs which discharge the water from the weathered granite are very stable. The main discharge in the surroundings of the Site occurs through the following: Huta Creek, Lajvér Creek and Mórág Creek.

In the steep valleys the yields at low water level do not increase downwards along the streams. Moreover, they frequently decrease in this direction and frequently the streams are absorbed in the lower sections of the valleys. All these show that there are significant groundwater flows along the valley bottoms. The flat valleys are filled in with a 4.2–13.0 m thick dominantly clayey-silty se-

quence of low hydraulic conductivity. The measurements of the yields show that there is a significant groundwater flow in the weathered granites below the pelitic valley fills. The water-balance calculations (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a) indicated that the ground water which comes from the fresh granite into the weathered granite below the valleys gives 3.3-4.3% of the water balance of the weathered granite. This means that here the upward-moving waters are diluted about 25-30 times. This value corresponds well with the results of the calculation for the mixing based on the hydrogeochemical parameters of the well-pair M6–6. This calculation showed that the ratio of the old water which comes from the depths is a maximum of 5-6% (BALLA et al. 2002).

Hydrogeological characteristics of the weathered granite

Below the hilltops at the Site approximately 50 m of the uppermost section of the granite are weathered. The thickness of the weathering zone probably decreases below the slopes; however, the relevant thickness is unknown here. The bottom of each of the big valleys falls practically into that level in which there already are slightly weathered rocks below the hills. However, below the alluvial-proluvial sediments in the valleys, 5-15 m thick strongly weathered granite was penetrated by boreholes. At its bottom a sharp boundary of slightly weathered or fresh granite appears. It can be concluded that the weathering is different below the hilltops and valleys: it gradually decreases then disappears below the hilltops, whereas a weathering channel can be traced below the valley bottoms (BALLA et al. 2003b).

Below the hilltops the unconfined ground water is usually situated in the lower part of the uppermost, strongly weathered section of the weathering zone. In the hydrogeological models a 30 m thick, conductive layer was introduced here. The groundwater topography map computed with this truly simulates the reality.

Consequently, the hydraulic conductivity of the weathering zone varies in terms of space. This can be explained as follows. The flow starts from below the hilltops where hills in the groundwater topography are located. Here the water moves in the lower part — albeit with bad hydraulic conductivity — of the weathering zone. Towards the valleys the yield increases and the water uses higher and higher parts of the weathering zone with better and better conductivity. Below the valley bottoms, the water flow is concentrated in the weathering channels. In the latter the highest mean hydraulic conductivity can be expected.

For the modelling, a specific concept was needed which would account for all these phenomena. Such a concept had been elaborated earlier by GERHARDT, LAZORCHICK (1988) for the feeding area of the Lower Susquehanna river (USA). Here, the relative hydraulic conductivities for the hilltops, slopes and valleys were — after calibration — 0.2, 1.0 and 1.5, respectively. At the Bábaapáti (Üveghuta) Site and its surroundings, the hydraulic conductivities — also after calibration — were 1.5×10^{-7} , 2.5×10^{-7} and 1×10^{-6} m/s for the hilltops, slopes and valleys, respectively. (For the valleys, even higher values — e.g. 1×10^{-5} m/s — appear to be possible but the model is not sensitive to these.) They give a series of relative values — 0.6, 1.0 and ≥ 4.0 — this series is in quite good harmony with the previous one. The difference can be interpreted in the following terms: the hydraulic conductivity below the slopes is about three times higher, relative to the two others (0.2:1.5 ~ 0.6: ≥ 4.0), at the Bábaapáti (Üveghuta) Site and its surroundings than in the feeding area of the Lower Susquehanna river.

During the modelling the position of the unconfined ground water in the wells on the hilltops was computed. It corresponded well to the data measured. This confirmed

that the hydraulic conductivities defined in the calibration are true. A significant deviation was only recorded in one area: *i.e.* in Boreholes Üh-2, Üh-25A and Üh-36A. Here the measured levels were 15-25 m lower than the computed ones. In order to lower the computed values, the hydraulic conductivity of the rocks of the unconfined aquifer was set higher than in the surrounding area: 2.4×10^{-6} m/s below the slopes (which in any case is an anomalous value). Here, the generation of the anomaly in the unconfined groundwater zone can probably be related to the damming effect of the Main Isolating-Damming Zone which has low hydraulic conductivity (this zone was explored by drilling — see BALLA, MOLNÁR 2004).

Summarising, it can be stated that the lateral flow of the unconfined ground water below the hilltops and slopes generates a deviating effect which is a significant component of the geological barrier at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (comp. BALLA 2004).

Hydrogeological characterisation of the fresh granite

The term “fresh granite” refers to rocks below the weathering zone. Here, the term “fresh” serves to distinguish that granite from the weathered granite: the fresh granite can bear strongly brecciated, fractured and hydrothermally altered, argillised zones.

The fresh granite is a fractured aquifer. The water flows in this aquifer mainly along distinct open fissures, the hydraulic conductivity of which is several orders of magnitude higher than that of the rock matrix with small fractures. The transmissivity of the packer sections of the single-hole hydrodynamic tests varies over more than six orders of magnitude (BALLA, MOLNÁR 2004). This clearly reflects the difference between the hydraulic conductivities of the rock matrix and fissures. In small-scale, short-term processes, the hydraulic conductivity of the fresh granite depends on the size, aperture and frequency of the fissures and their connections with other fissures — *i.e.* on the connectivity of the fracture system.

On the basis of interference testing and single-borehole testing of the structures with the highest conductivity it seems that the fissure system of the granite at the Bábaapáti (Üveghuta) Site is hierarchic. In this system the main conductive structures, which are several hundreds of metres long, are accompanied by extensive background fracturing (BRADLEY et al. 2000).

It can be concluded from the packer tests that the hydraulic conductivity of the fractured granite varies between 10^{-6} and 10^{-12} m/s; it is of lognormal distribution with a mean of 3×10^{-9} m/s (BALLA, MOLNÁR 2004). The mean hydraulic conductivities of the boreholes differ from each other 5-10 times (BALLA, MOLNÁR 2004). The columns of some boreholes can be divided into sections and each section has a very different hydraulic conductivity from those of the other sections. The distribution of the hydraulic conductivities with respect to depth

— within the explored 200–400 m deep interval — does not display any trend. Sections having high hydraulic conductivity occur at significant depths as well.

The structures which generate 5–20 m groundwater-head steps in the borehole sections are characteristic and they are also rather frequent components of the Bátaapáti (Üveghuta) granite (BALLA, MOLNÁR 2004). These damming-isolating zones are most probably connected with the strongly altered, argillised fracture zones located in the surroundings of the groundwater-head steps.

Modelling shows that these zones are at least several hundred metres long and their hydraulic conductivity does not exceed 10^{-10} – 10^{-11} m/s (TÓTH et al. 2003b). The damming-isolating zones are more frequent in the southern part of the Site, especially in Boreholes Üh-4, Üh-5 and Üh-26. In the northern part, in the groundwater-head profiles of Boreholes Üh-27 and Üh-37, there are no steps which could indicate damming-isolating zones.

The zones of low hydraulic conductivity subdivide the flow system of the fresh granite into more-or-less distinct entities. These zones impede hydraulic connections and depress the flow velocity (TÓTH et al. 2003b). Behind some of the damming zones “dead areas” in the flow appear and they display a very low flow.

On the rims of the damming-isolating zones, on one or both sides, conductive fissure systems are frequently located. Flowmetry data show that influxes also occur far from the isolating structures. However, the most intense influxes are located close to the damming zones, maximum distances being between 10–20 m. In the boreholes the influxes are mostly connected with fissures which dip towards the SE at 60 – 80° and towards the NW at 70 – 80° . Less frequent are the conductive fissures which dip towards the E at 70 – 80° (SZONGOTH et al. 2004). Fissures of the same orientation also dominate in the shallow boreholes.

The transmissivity of the main conductive structures vary between 8×10^{-6} and 2×10^{-5} m²/s (BALLA, MOLNÁR 2004). On average this is two and a half magnitudes higher than that of the granite (BALLA, MOLNÁR 2004). On the basis of the effective radius of the single-borehole tests and distances in the interference tests the main conductive structures are planar and they are a minimum of several hundred metres long. The 380–411 m section of Borehole Üh-27 and the 232–265 m section of Borehole Üh-29 — both of extremely high (at the Site) hydraulic conductivity — are related to systems of fissures which are connected with each other and located around trachyandesite dykes.

It can be concluded that, with regard to the scale of the Site, the hydraulic conductivity of the granite is still rather variable. The main conductive zones are 1–2 orders of magnitude higher conductivity than the background fracture system, while the damming-isolating zones are 1–2 orders of magnitude lower. Both sets of zones significantly affect the flow system. The hydrogeological modelling of the Site is only possible when these zones are taken into account.

In large-scale, long-term processes the fresh granite appears to be much less heterogeneous. In a hydrogeological

model for the surroundings of the Site, the granite was assumed to be homogeneous, isotropic, with a hydraulic conductivity of 1×10^{-9} m/s. With these parameters the groundwater-head distribution, the water balance and the water ages were successfully simulated for the wide surroundings of the Site (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). In a hydro-geochemical model (HORVÁTH et al. 2003b) the hydrochemical parameters (which gradually change along the flow paths) could also be incorporated into a uniform system. Consequently, from the viewpoint of the processes in a several km sized medium, over several hundreds or thousands of years the fresh granite behaves as a homogeneous system.

Summarising, it can be concluded that the flow of the fissure waters is very slow. Therefore, it will strongly retard the arrival of the accidentally released (from the repository) radioactive materials to the ground surface and form an essential component of the geological barrier of the Bátaapáti (Üveghuta) Site (comp. BALLA 2004).

The groundwater-head field

At the Site the surface of the unconfined ground water dips from the S (230 m asl) towards the N (190 m asl). The Site is located at the S-like axis of a ridge in the groundwater topography; this connects the main range in the groundwater topography, between the villages of Bátaapáti and Véménd, with the gentle hill between the villages of Bátaapáti and Mórógy.

In the boreholes at the Site the groundwater heads usually decrease with the depth. This shows a downward-directed flow, although the spatial groundwater-head pattern is rather variable. For the most of the boreholes, several dozens of up to 100–150 metres-long sections with almost constant heads are characteristic; 5–20 m head steps which are related to the damming-isolating zones separate them (BALLA, MOLNÁR 2004).

In the surroundings of the Site (*i.e.* in Boreholes Üh-29 and Üh-30) upward-directed flow components can be observed (BALLA, MOLNÁR 2004).

The distribution of the hydraulic conductivities of the fresh granite, as well as the damming-isolating and conductive zones in them, and the groundwater heads, were earlier characterised by BALLA, MOLNÁR (2004). Here the groundwater-head fields are described — these fields generated from the primary data using various methods.

The methods of generation of the groundwater-head fields and the general characteristics of the latter

By means of spatial interpolation, the following four data systems were generated (ÁCS et al. 2003): the head field of the homogeneous FeFlow model, the interpolated head field, the difference field and the gradient field.

The *homogeneous FeFlow model* accounts for a completely homogeneous (from a hydrogeological point of view) granite. This means that with this model neither the

conductive nor the damming-isolating zones within the granite are taken into consideration. The modelled values are controlled by the topography of the area and the surface streams as discharge points, and also by the average hydraulic conductivity of the fresh granite which is assumed to be homogeneous. In this model it is exclusively regional effects that are displayed.

For constructing the *interpolated head field* the groundwater-head data from the boreholes were also used. The data for the streams were also incorporated into the interpolation, even though, they were also used in the input of the homogeneous FeFlow model. For the edges of the modelled area, the data generated in the homogeneous FeFlow model were taken into account. The head field was computed by means of the interpolation between the values listed. In contrast to the homogeneous FeFlow model, this head field also reflects local effects besides the regional ones. In the 3D head field generated using interpolation, the blocks of good conductivity appear with scarcer contour lines, whereas the blocks of bad conductivity occur with denser ones.

The *difference field* was computed from the data of the two previous head fields. It filters out the regional effects and accentuates those areas where the 3D head field shows significant local anomalies.

The *gradient field* emphasises the concentration or drop in the number of the contour lines of the interpolated head field. The damming-isolating zones appear as maxima whereas the

conductive zones as minima. As a consequence, the gradient field displays in the clearest way the hydrogeological structures which are responsible for local effects.

In the following, the features which can be derived from the analysis of the four head field are summarised.

The main hydrogeological structures controlling the head fields

Among the *regional* features reflected in the homogeneous FeFlow model the topographical effects primarily appear at the 200 m asl horizon. The near-surface effects are attenuated with depth, and the head field of the homogeneous model is rather flat at the -50 m asl horizon. The main groundwater flow is directed towards the N. At the S rim of the modelled area the flow is directed mainly downwards whereas it is almost horizontal at the N rim. From the area of the boreholes drilled on the ridge at the Site in the groundwater topography, the ground water flows not only towards the N but also laterally, towards the neighbouring valleys.

Among the *local* features the Main Damming-Isolating Zone (BALLA, MOLNÁR 2004) is the most remarkable. It is related to the most significant, ENE–WSW directed fracture zone of the Site (BALLA 2003; MAROS et al. 2004). It appears as a contour line concentration in the interpolated head field (Figure 3) and as a boundary between a head high and a head low in the difference field. It forms a

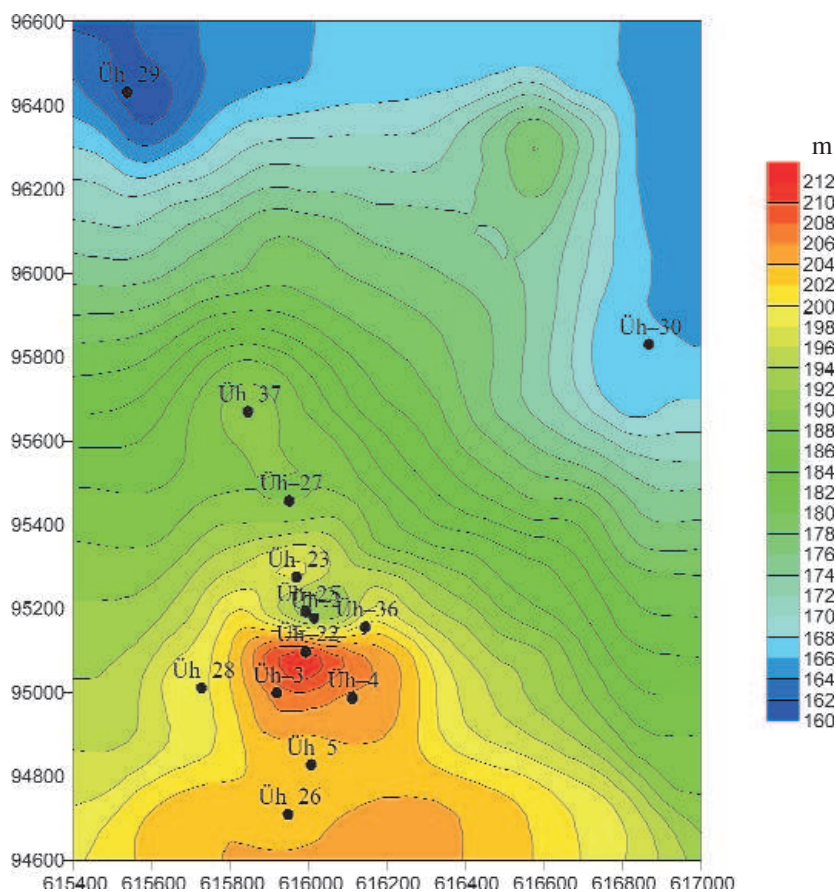


Figure 3. Groundwater heads generated by means of 3D interpolation for the 0 m asl horizon (Figure 8, b in Ács et al. 2003)

3. ábra. Térbeli interpolációval számított potenciálok a 0 m Bf szintben (Ács et al. 2003 – 8. ábra, b)

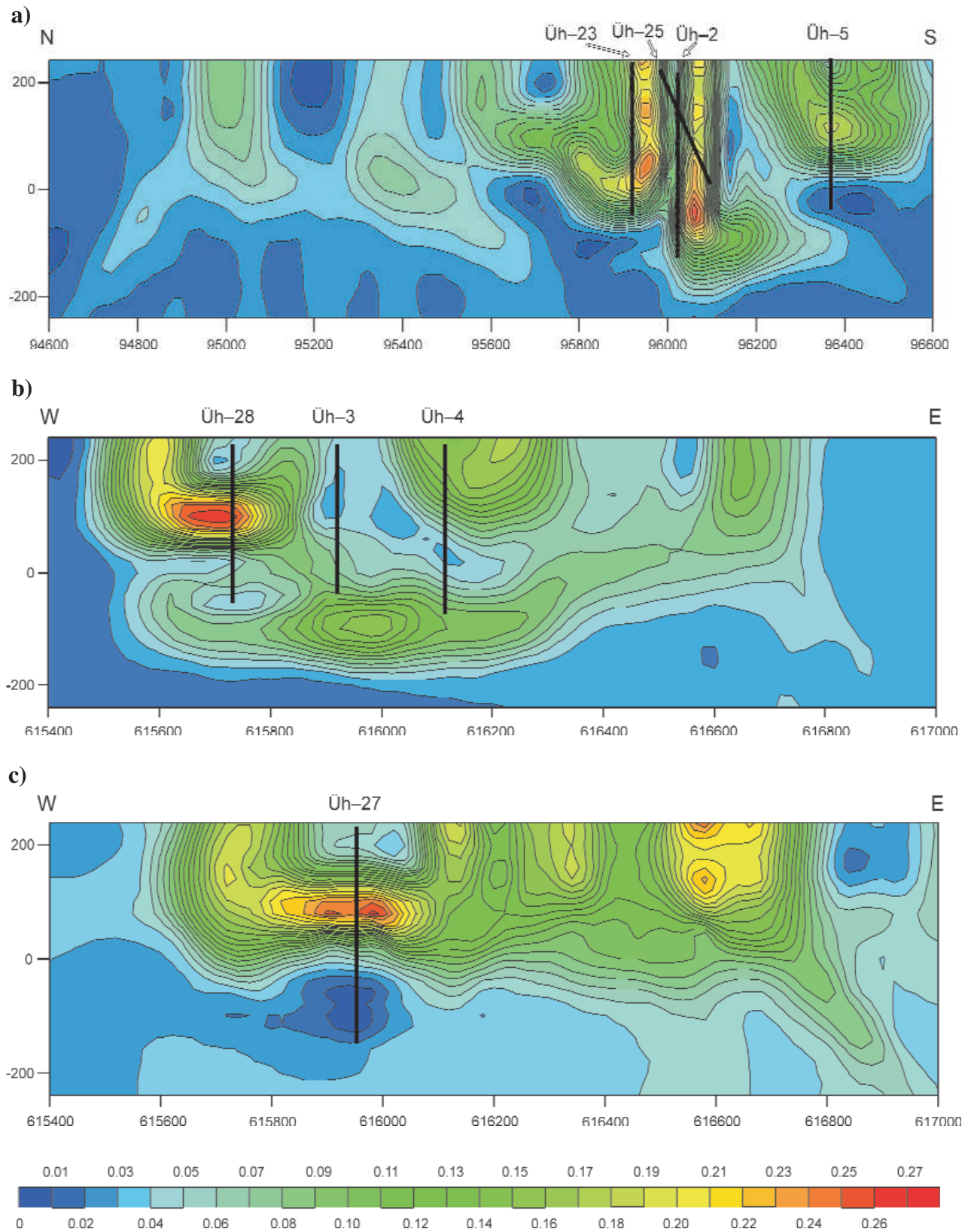


Figure 4. The gradients of the groundwater heads generated by means of 3D interpolation in vertical sections (Figures 10, g-i in Ács et al. 2003, simplified)

a – N-S section ($Y_{EOV} = 616,000$), b – E-W section ($X_{EOV} = 95,050$), c – E-W section ($X_{EOV} = 95,450$)

4. ábra. A térbeli interpolációval számított potenciálok gradiense függőleges szelvényekben (Ács et al. 2003 – 10. ábra, g-i, egyszerűsítve)

a – É-D-i szelvény, $Y_{EOV} = 616\ 000$; b – K-Ny-i szelvény, $X_{EOV} = 95\ 050$; c – K-Ny-i szelvény, $X_{EOV} = 95\ 450$

very big maximum in the gradient field where it is displayed at the -50 m asl horizon and at all horizons above it at the same place and in the same contours (Figure 4). This shows that this damming structure has a significant vertical extension and a very steep position. This zone subdivides the Site into two parts: a northern domain and a southern domain.

Within the northern domain, in the vicinity of Borehole Üh-2, a very significant head minimum can be observed. It is bordered in the N (at the 50 m asl horizon and higher) by a NE-SW directed damming-isolating zone. This zone, together with the previous one, closes the head minimum into a wedge which opens towards the ENE. The head minimum is also clearly observable in the N-S section of the difference field.

Beyond this second fracture zone Borehole Üh-23 is strikingly elevated out of the surroundings due to its rather high head values (at the 50 m asl horizon). In the gradient field, a spot-like maximum is visible here (at the 0 m asl horizon). This maximum is not displayed on the neighbouring horizons.

Below it the head minimum of Borehole Üh-2 can be traced towards the deep sections of Boreholes Üh-27 and Üh-37. The head maximum, which is characteristic for the upper levels of Borehole Üh-23 in the E-W section of the difference field, is sharply cut from below around 0 m asl in the N-S section of the difference field. This head maximum can be connected with the high-head section of Borehole Üh-27 as well. The low head gradient between the two boreholes shows good hydraulic conductivity.

Within the southern domain the groundwater heads are remarkably higher than the average head of the study area. This can be related to the Main Damming-Isolating Zone which "dams" the ground water south of it. Upwards from the 50 m asl horizon the head highs extend more and more towards the S and SW. The most significant head highs at the 150 and 200 m asl horizons are displayed in the vicinity of Boreholes Üh-5 and Üh-28.

Rather high heads are characteristic for the lower section of Borehole Üh-22 (up to the 0 m asl horizon). However, the maximum disappears at the 50 m asl horizon. Between Borehole Üh-22, on the one hand, and Boreholes Üh-3 + Üh-4, on the other hand, a low-gradient — *i.e.* conductive zone — is displayed.

The upper section of Borehole Üh-28 can be characterised by a higher groundwater head (*i.e.* higher than the regional one). This head-high is suddenly cut from below in the E-W section of the difference field. In the gradient field, east from the borehole, a N-S striking and E dipping damming-isolating zone can be observed at the 50 m asl horizon and above it.

The biggest maximum within the N-S section of the difference field is visible in the upper section of Borehole Üh-5; it is sharply cut at deeper levels. In the gradient field, an E-W striking and S dipping damming-isolating zone can be distinguished. It was penetrated by the borehole at about 50-100 m asl.

A low groundwater-head gradient is displayed at the 0 m asl horizon between Boreholes Üh-5 and Üh-26. It could indicate a high conductivity.

In the following, the position and geometry of the hydrogeological structures outlined above will be discussed.

The position and geometry of the outlined hydrogeological structures

Hydrogeological structures have been outlined in the interpolated head field, as well as in the difference and gradient fields derived from it. All these structures reflect local features. These fields are based on direct measurements along the borehole axes and the traces of the streams. The traces of the streams, however, have been incorporated into the regional field as well; therefore, they do not give additional information about the local fields. As a consequence, the additional local information is only based on the drilling data.

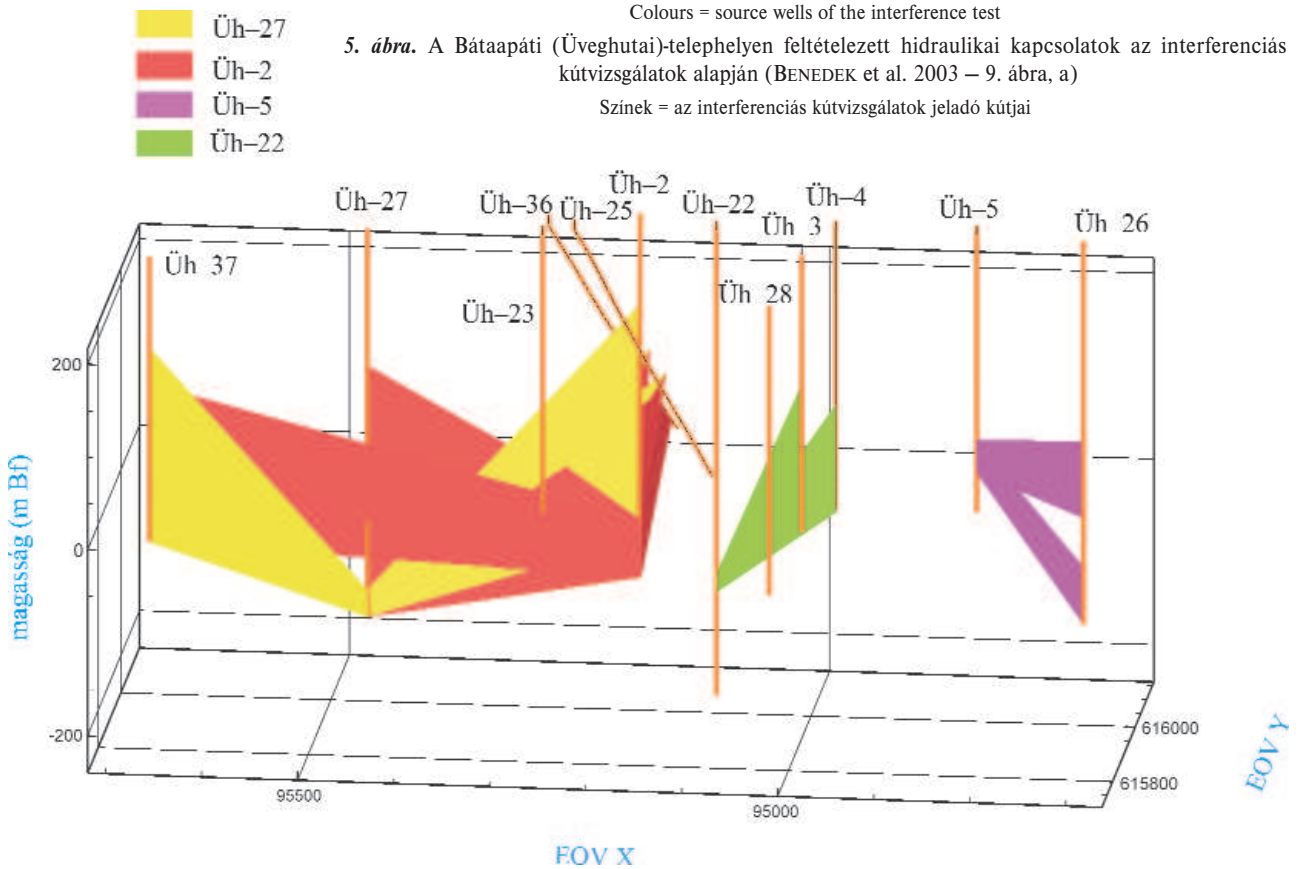
Accordingly, the pattern of the groundwater-head field and its derivatives highly depends on the distribution of the boreholes. This pattern is more correct where the boreholes are close to each other and are spread horizontally (*i.e.* Üh-2, Üh-25, Üh-22, Üh-3 and Üh-4). It is more uncertain in the vicinity of all boreholes which are located along lines (*i.e.* Üh-23, Üh-27 and Üh-37; Üh-3 and Üh-28; Üh-5 and Üh-26). As it comes from the method outlined above, when moving away from the boreholes the picture is more and more smoothed into the regional one and the influence of the local structures gradually diminishes.

The course of the interpolation generates a further problem which involves the fact that the 3D head fields are based vertically on the data series (in two cases boreholes are inclined at 60°) whereas they are based horizontally on the series of interpolation results. On the basis of the dominantly steep position of the geological-tectonic structures in the boreholes, it could be expected that the variability of the groundwater-head fields is much more intense in a horizontal (or close to it) than in a vertical (or close to it) direction. This can easily be observed where the boreholes are close to each other, *i.e.* in the vicinity of Borehole Üh-2. However, further away from this borehole, where the distances between the boreholes are comparable with the drilled thickness of the saturated zone, the groundwater-head fields display an opposite trend. This means that the local structures can be seen to be losing their correctness within the sections between the boreholes.

However, the position and geometry of the hydrogeological structures outlined in the groundwater-head fields obviously have to be evaluated on the basis of the above circumstances.

The steep position of the Main Damming-Isolating Zone and its approximately ENE-WSW strike can precisely be outlined at the given distribution of the boreholes. Its extension along the strike seems to be limited in the interpolated groundwater-head field. It is not clear, however, whether this phenomenon is independent of the position of the boreholes or not.

Figure 5. Hydraulic connections assumed to exist at the Bátaapáti (Üveghuta) Site on the basis of the interference tests (Figure 9, a in BENEDEK et al. 2003)



There is a concentration of the groundwater-head contour lines in the section of Borehole Üh-23. Sharp closures towards the depth of the head-high exist in the sections of the difference field at Boreholes Üh-27, Üh-28 and Üh-5. Both phenomena seem to indicate the effects of rather low-angle structures on the groundwater-head field. In all these cases, however, there are no boreholes beyond the drilling line. This may have caused the sudden change due to a steep structure which was penetrated in this singular point; the shape and the lateral extension of the corresponding anomaly could have been distorted by the course of the interpolation (due to distant, regional effects). In the groundwater-head field itself, both at Boreholes Üh-28 and Üh-5, steep damming-isolating zones can be supposed (see above); these could have caused the effect in question.

The only anomaly which seems to dip at a low angle over several boreholes can be seen in Boreholes Üh-2, Üh-23, Üh-27 and Üh-37. In the given distribution of the boreholes it can be interpreted in terms of a structure (or structures) which is (are) almost parallel with the line across the boreholes and which runs (run) into the section from outside.

In the vicinity of Boreholes Üh-27 and Üh-37 the horizontal sections of the groundwater-head fields seem to display a NNW–SSE directed conductive zone. On the basis of the geological-structural data a steep dip has to be favoured. Suspicions are, however, generated by the fact that these two boreholes — which were located accidentally from a struc-

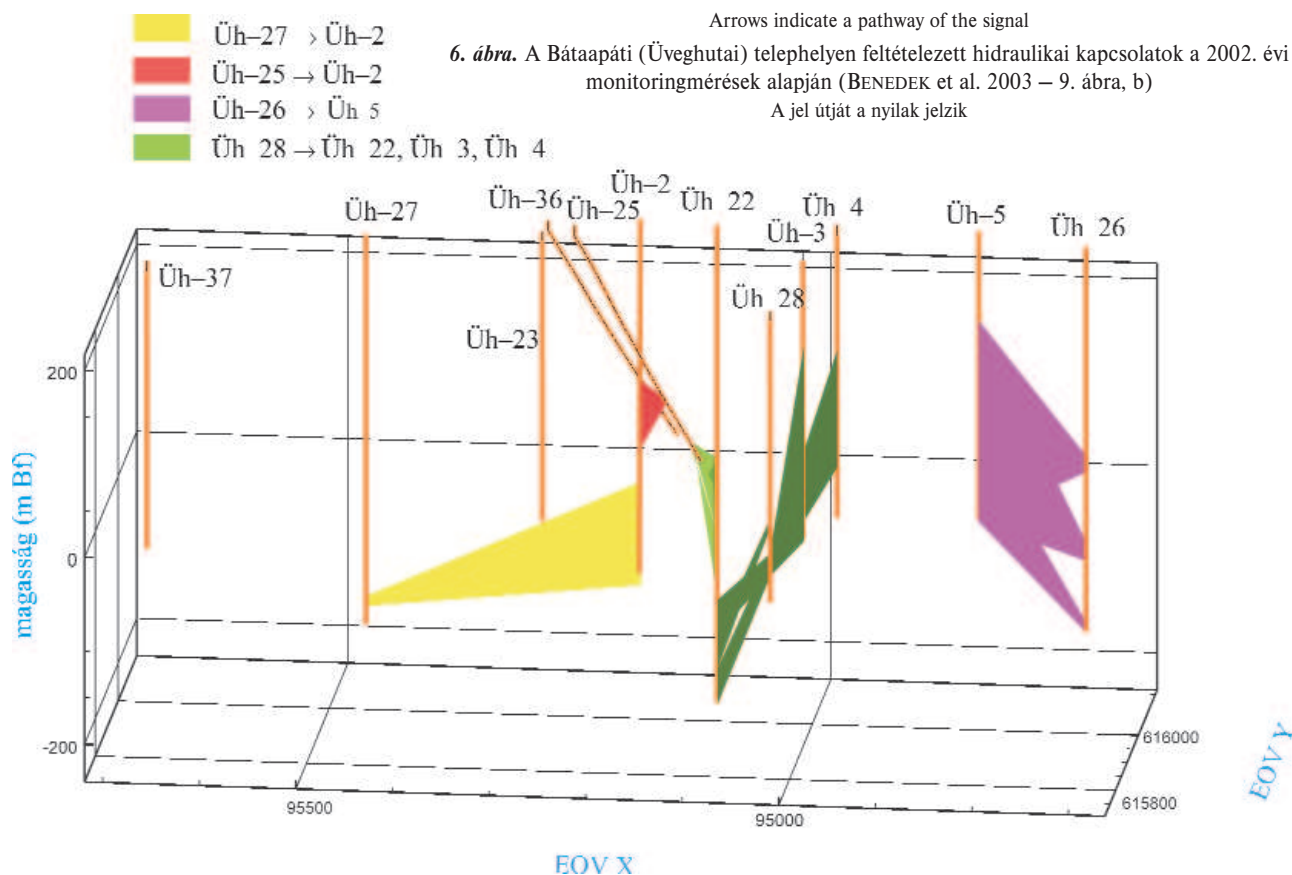
tural point of view — fall on the axis of the same anomaly. Besides, the interpretation of the features within the same area from another point of view (see above) would result in the outlining of a low-angle hydrogeological structure.

With regard to the vertical section of the gradient field in the N–S directed structure nearly vertical anomalies are displayed, while in the E–W directed ones the anomalies are nearly horizontal (Figure 5). This can be explained in terms of the head steps in which the generated anomalies are mainly connected with approximately E–W running structures. The latter are cut by the N–S directed section almost perpendicularly and run at low angles from outside into the E–W oriented sections. Consequently, most of the hydrogeological structures (similarly to the geological structures) consist of steep dips with strikes which are approximately W–E. However, the position of the distinct structures can only be evaluated in the frame of working hypotheses due to the disadvantageous (from this point of view) distribution of the boreholes.

Direct connections of the ground waters

The direct connections of the ground waters were characterised on the basis of the data acquired from active and passive measurements. In these characteristics, relationships with the hydrogeological structures detected during the analysis of the groundwater-head fields are demonstrat-

Figure 6. Hydraulic connections assumed to exist at the Bataapati (Üveghuta) Site on the basis of monitoring carried out in 2002 (Figure 9, b in BENEDEK et al. 2003)



ed. The interference tests are understood as “active measurements”. The effects of the drilling and the examination of the boreholes in 2002 were recorded by applying long-term monitoring systems in Boreholes Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22 and Üh-23. This recording was regarded as consisting of “passive measurements”.

The hydraulic connections assumed to exist in the close surroundings of the Bataapati (Üveghuta) Site were spatially displayed using the code TecPlot 10 of the Amtec Engineering Inc. (BENEDEK et al. 2003). In the field generated from both active (Figure 6) and passive (Figure 7) data, the study area can be subdivided into three domains. The boundary between the Northern and Middle Domains falls on the Main Damming-Isolating Zone (see above). The Northern Domain comprises Boreholes Üh-27, Üh-37, Üh-23 and Üh-2; the Middle Domain consist of, the lower section of Borehole Üh-22 as well as Boreholes Üh-28, Üh-3 and Üh-4. The inclined Boreholes Üh-25 and Üh-36 started in the Northern Domain and then penetrated the Zone and finished in the Middle Domain. The possible connections between the boreholes listed have already been revealed on the basis of the analysis of the groundwater-head fields (see above).

The Northern Domain cannot be regarded as homogeneous. The upper sections of Boreholes Üh-23 and Üh-27 did not react to any signal. In the passive data the upper section of Borehole Üh-2 showed a connection with Borehole

Üh-25, whereas its lower section indicated a connection with Borehole Üh-27.

The boundary between the Middle and Southern Domains could not be delineated in the groundwater-head fields. It may follow a nearly E–W striking, steep damming-isolating zone such as the boundary between the Northern and Middle Domains. This zone, however, “fell through” the drilling network which is less dense than in the vicinity of Borehole Üh-2. The Southern Domain comprises Boreholes Üh-26 and Üh-5. In the groundwater-head fields they are connected with each other (see above).

Transport modelling

The hydrogeological structures mentioned above have been displayed in the Site models as 3D bodies adjusted to the model network (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). During the calibration of the models the hydraulic conductivity of the fresh granite was locally varied inside these bodies in order to get the best matching with the borehole profiles. Using damming structures with conductivity worse and conductive structures with conductivity better than the mean helped to simulate the groundwater-head profiles of the boreholes.

In the model which resulted from the calibration, transport modelling computations were carried out. By means of trans-

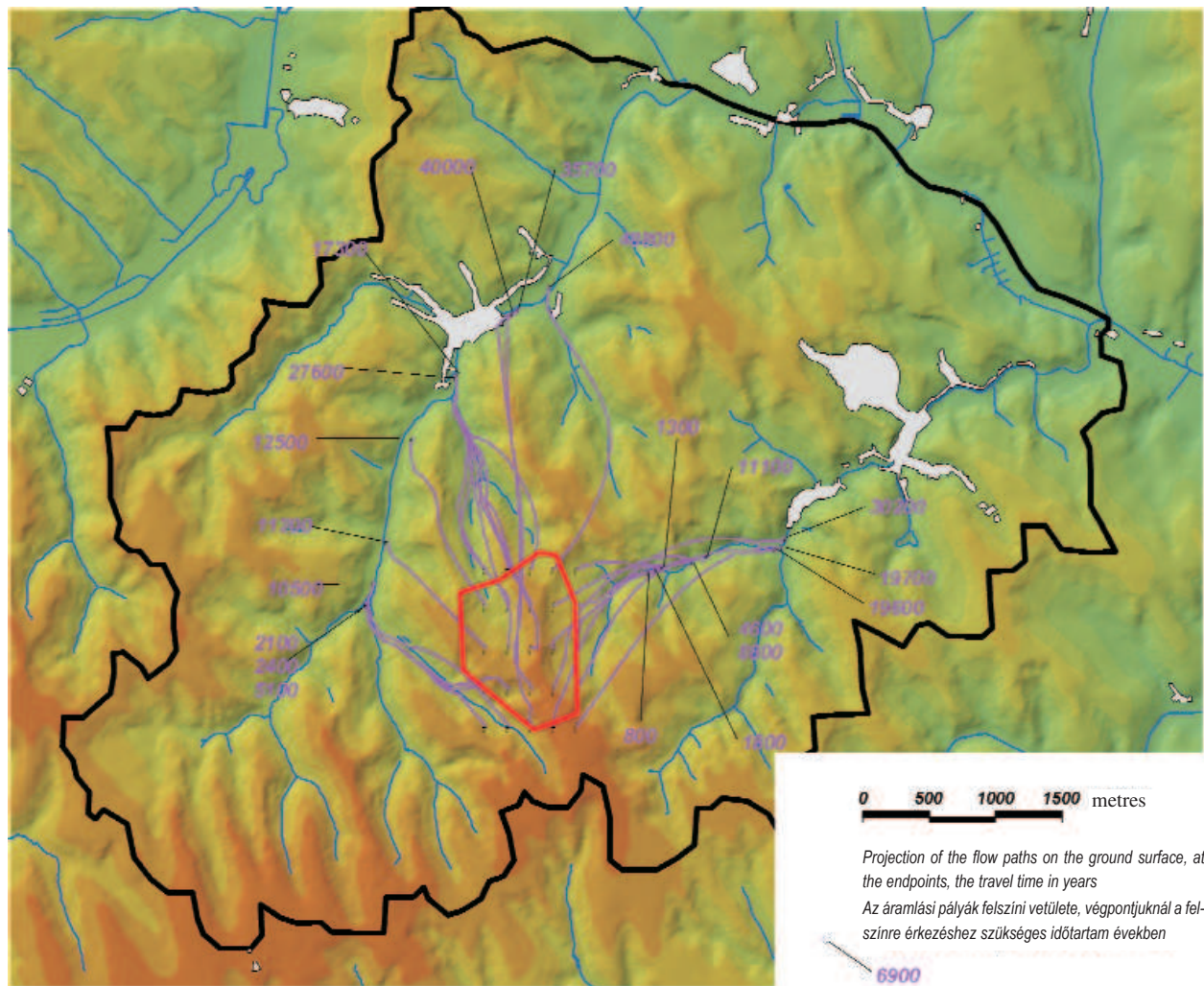


Figure 7. Paths and travel times of the water particles which started from the 0 m asl horizon of the Site (Figure 16 in MEZŐ, MOLNÁR 2003)
Red line = contours of the Site, black = the contour of the modelled area

7. ábra. A telephely területéről, 0 m Bf szintről indított vizrészecskék áramlási pályája és felszínre érkezési ideje (MEZŐ, MOLNÁR 2003 – 16. ábra)
Piros = a telephely körvonala, fekete = a modellezett terület körvonala

port modelling the travel time and site of the water particles which started from the 0 m asl horizon of the Site were determined (Figure 7). The flow paths from the repository area reach the ground surface at the section of the Huta Valley between the mouth of the Hosszú Valley and the village of Bábaapáti, and the section of the valley of the Mórógy Creek between the Henrik Spring and the village of Mórógy. The travel time for the nearest points varies between 800 and 5000 years. The water particles reached the farthest discharge areas over a period between 20,000–50,000 years. All these confirm the geological suitability of the Site.

A map of travel times was constructed for the vicinity closest to the Site (Figure 9). The travel times exceeded 10,000 years for the NE, middle and SE parts of the area. Of these parts, only the latter is explored by boreholes. Rather short — *i.e.* less than 600 years — travel times are observable along the conductive structures which are displayed through Boreholes Üh–2 and Üh–36 towards the NE (*i.e.* the Éva Valley), and from Borehole Üh–28 to-

wards the WSW (*i.e.* the Mészkenemence Valley). In those sectors of the Site that have not been explored by boreholes the map could be significantly modified by new conductive or damming-isolating structures.

For three assumed 100×100 m repositories on the 0 m asl horizon W of Borehole Üh–37, N of Borehole Üh–23 and W of Borehole Üh–3 the temporal and spatial behaviour of a conservative and a decaying pollutant was studied by means of an advective dispersive type of transport modelling (MEZŐ, MOLNÁR 2003). It was revealed that the conservative pollutant would reach significant distances over a 3000 years time span and would be diluted significantly. In the case of the pollutant with a 20-year half-life it was shown that the pollutant would not be able to get at a sensible distance from the repository and would disappear almost *in situ*. Concentrations above the computation threshold (about 0.001%) were not indicated anywhere after 600 years. In the case of both pollutants, their concentration in the near-surface waters did not exceed 0.01% of the primary concentration. An especially strong dilution

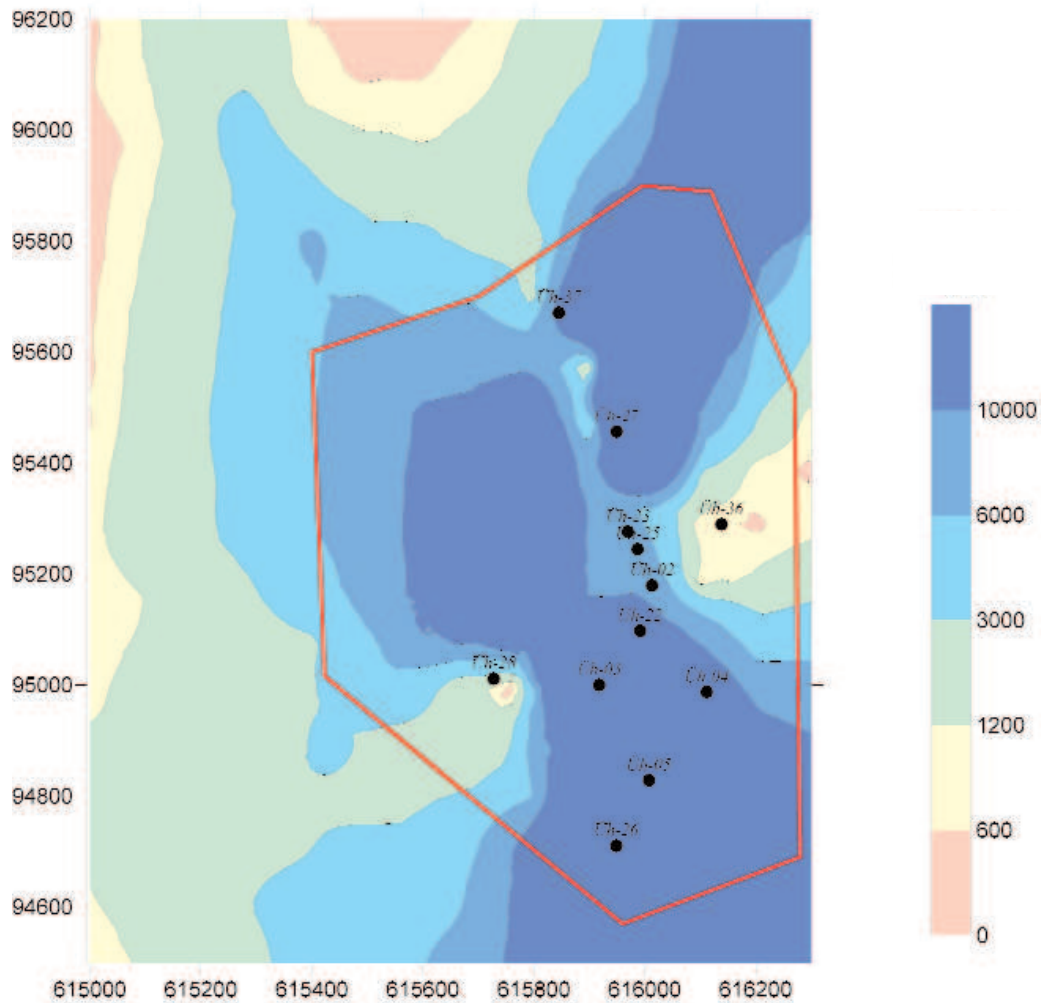


Figure 8. Travel times for the flow paths from the 0 m asl. horizon of the Site (Figure 17 in MEZŐ, MOLNÁR 2003)

8. ábra. Felszínre érkezési idők a telephelyen 0 m Bf szintről indított áramvonalak esetén (MEZŐ, MOLNÁR 2003 – 17. ábra)

took place in the zones of ascending waters below the valleys and within the weathering zone of the granite.

Summary

At the Bataapáti (Üveghuta) Site a hydrogeological survey large-scale was carried out using various methods. This survey enabled the main features of the water balance were established. It was revealed that 5-6% of the infiltrated water and 0.2% of the precipitation can get into the granite which will host the repository. This has two important consequences for the safety assessment: most of the water moves laterally and it remains close to the ground surface. The first impedes the filtration of the water towards the repository, whereas the second dilutes the water arriving from the repository. The diluted water can contain radioactive pollution. The system is not sensitive to the variations of the infiltration — *i.e.* it is very stable.

The granite which will host the repository is a fissured aquifer with a low, 3×10^{-9} m/s average hydraulic conductivity. The low velocity of the flow is further decreased by damming-isolating zones which have low hydraulic conductivity.

By analysing of the groundwater-head fields it was revealed that the Site can be subdivided into two main domains. The latter are separated by the Main Damming-Isolating Zone which is related to a steeply dipping and E-W striking fracture zone. It seems probable that the main hydrogeological structures are of similar strike and also steep. However, the drilling network is not dense enough to be able to determine the position of the distinct structures. Both domains are heterogeneous and can be further subdivided.

The hydrodynamic connections which were established using of interference tests and monitoring during the drilling and testing activity fit in well with the groundwater-head fields.

By means of flow modelling it was established that most of the waters which can transport the possible radioactive

pollution reach the near-surface zones after several thousands or several tens of thousands of years. Only towards the NE and WSW can flow paths with rather short (*i.e.* less than 600 years) travel times be observed. By means of transport modelling it was concluded that radioactive elements with a

20-year half-period do not leave the vicinity of the repository at all and decay almost *in situ*.

Consequently, the hydrogeological flow system of the Bábaapáti (Üveghuta) Site complies with the requirements of the geological suitability.

References — Irodalom

- ÁCS V., BENEDEK K., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely dinamikus potenciáltere (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Dynamic groundwater-head field of the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z. 2003: Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykörnyezet modellezésének előkészítése (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Preparation of the modelling of the surroundings of the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z. 2004: Geological suitability and concept of the further exploration of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bábaapáti (Üveghutai) telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [Kútvizsgálatok a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003a: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2000: Hydrogeological characteristics of the Üveghuta Site (Az üveghutai telephely hidrogeológiai viszonyai). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 379–406.
- BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH GY., MÉSZÁROS F., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2002: Izotóptranszport-vizsgálatok a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen. Zárójelentés a P200V-4-06/01. sz. szerződés teljesítéséről [in Hungarian: Isotope transport studies at the Bábaapáti (Üveghuta) Site. Final report on the fulfilment of the Contract No. P200V-4-06/01]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ZILAHÍ-SEBESS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M. 2003b: Mállási kéreg (in Hungarian: Weathering crust). — In: BALLA Z. et al. 2003a, 3.1.2.4. fejezet (Chapter 3.1.2.4.), pp. 132–137.
- BENEDEK K., ÁCS V., ANDRÁSSY M., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely hidraulikus kapcsolatai (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Hydraulic connections at the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BRADLEY, G. J., ENACHESCU, C., MACDONALD, B., MOLNÁR, P. 2000: Hydrogeological interference testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta, in South-west Hungary (Az üveghutai telephely gránitos összetételének lyukközi interferenciás kútvizsgálata). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 427–445.
- GERHARDT, J. M., LAZORCHICK, G. J. 1988: Evaluation of the ground-water resources of the Lower Susquehanna River Basin, Pennsylvania and Maryland. — *U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2284*, 128 p.
- GYALOG, L., SZEGŐ, I. 2004: Boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Fúrások a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., HAVAS, G., MAROS, GY., TURCZI, G., SZEBÉNYI, G. 2004a: Geological-tectonic documentation in the Bábaapáti (Üveghuta) site [A földtani dokumentálás rendszere a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I., SZIEBERT, GY. 2004b: Implementation and examination of mining and technical facilities in the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Bányászati és műszaki létesítmények mélyítése és vizsgálata a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- HORVÁTH I., MARSÓ K., MURÁTI J., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY. 2003a: Integrált vízföldtani értelmezés. Jelentés (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH I., SZŐCS T., TÓTH GY., MURÁTI J. 2003c: Integrált értelmezés, vízgeokémia (in Hungarian: Integrated interpretation, hydrogeochemistry). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH, I., SZŐCS, T., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2004: Water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A vízkorok alakulása a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BARÁTH-SINYEI K. 2003: A gránit mállási zónájának komplex értelmezése (in Hungarian: Complex interpretation of the weathered zone of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAHÍ-SEBESS, L., BÁN-GYÓRY, E. 2004:

- Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórági-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., HORVÁTH, I., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAHÍ-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórági-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Vízföldtani modellezés. FeFlow modell. Jelentés (in Hungarian: Hydrogeological modelling. The FeFlow modell. Report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., BÁNYAI L., HORVÁTH I., MARSÓ K., MENTES GY., SZŐCS T., TÓTH GY. 2002: Üveghuta tágabb térségében kialakított környezeti monitoring-rendszer működtetése (2002. július-december). Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Jelentés a RHK Kht.-val kötött P200V-402/01 rendelési számú szerződés teljesítéséről [in Hungarian: Operating an environmental monitoring system in wide surroundings of Üveghuta (July–December, 2002). Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Report on the Contract No. P200V-402/01 concluded with Puram). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004a: Recharge and discharge processes in the north-eastern Mórág Block (Utánpótlódási és megcsapolási viszonyok a Mórági-rög ÉK-i részén). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004b: Hydrogeological monitoring system at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Vízföldtani megfigyelőhálózat a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SZONGOTH, G., ZILAHÍ-SEBESS, L., SZÜCSI, P. 2004: Well logging at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TAKÁCS T., TÓTH GY., MEZŐ GY. 2002: Összegző biztonsági értékelés előkészítése, Vízföldtani modellezés, jelentés (in Hungarian: Preparation of a summarising safety assessment, Hydrogeological modelling, report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T. 2003a: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Jelentés a vízföldtani észlelésekről, Bataapáti (Üveghuta) [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Report on the hydrogeological survey, Bataapáti (Üveghuta)]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH GY., MEZŐ GY., BENEDEK K., TAKÁCS T. 2003b: Vízföldtani al egységek jellemzése modellezés alapján, részjelentés (in Hungarian: Characteristics of the hydrogeological sub-units based on modelling, partial report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., RIGLER, GY., SZONGOTH, G. 2000: Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well-logging data (Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alapján). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 213–230.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe

BALLA ZOLTÁN¹, HORVÁTH ISTVÁN¹, TÓTH GYÖRGY¹, BENEDEK KÁLMÁN²,
MEZŐ GYULA² és MOLNÁR PÉTER²

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Hungary, Budapest, Stefánia út 14.

² Golder Associates (Magyarország) Kft. H-1021 Hungary, Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Tárgyszavak: áramlás, Délkelet-Dunántúl, felszín alatti vizek, gránit, háromdimenziós modell, hidrodinamika, Magyarország, modellezés, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, felszín alatti elhelyezés, vízföldtan

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen nagy volumenű, sokrétű vízföldtani kutatást folytattunk le. Mindennek eredményeképpen tisztáztuk a vízháztartás főbb vonásait. Kitént, hogy a leendő létesítményt magában foglaló gránittestbe a beszivárgott víz 5-6%-a és a lehullott csapadék 0,2%-a jut. Ennek a biztonság szempontjából két fontos következménye van: a beszivárgó víz nagy része oldalirányban mozog, s ez gátolja a csapadékvíz lejutását a tárolóba; emellett ez a nagymennyiségű, felszínközeli maradt víz felhigítja a tároló felől érkező, esetlegesen radioaktív szennyezést hordozó vizet. A rendszer kevésbé érzékeny a csapadék és a beszivárgás ingadozásaira, vagyis stabilitása igen nagy.

A tárolót befogadó gránittest hasadékos víztartó képződmény, kis, átlagosan 3×10^{-9} m/s szivárgási tényezővel. Az áramlás amúgy is kis sebességét rossz vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zónák csökkentik tovább.

A potenciáltér elemzésével kimutattuk, hogy a telephely két fő egységre tagolható, amelyeket egy közel K-Ny-i csapású, meredek dőlésű törésses övhöz kapcsolódóan a fő torlasztó-szigetelő zóna választ el egymástól. Valószínűnek látszik, hogy a fontosabb vízföldtani elemek nagyrészt hasonló lefutásúak, és ugyanígy meredek dőlésűek, azonban a fűrészi háló nem elég sűrű ahhoz, hogy az egyes elemek helyzetét és települését konkretizáljuk. Mindkét egység felépítése heterogén, s ennek alapján tovább tagolható.

Az interferenciás kútvizsgálattal, továbbá a fűrészi és kútvizsgálati tevékenység alatt üzemelő monitoringgal kimutatott vízáramlási kapcsolatok jól illeszkednek a potenciáltérbe.

Áramlási modellezéssel megállapítottuk, hogy az esetleges radioaktív szennyezést szállító mélységi vizek nagyrészt több ezer vagy több tízezer év alatt érnek felszínközeli, s csak ÉK és NyDNy felé figyelhetők meg viszonylag rövid (600 évnél kevesebb) idejű áramlási pályák. Transzportmodellezéssel arra a következtetésre jutottunk, hogy 20 éves felezési idejű radioelemek már a forrás (a tároló) közeléből sem jutnak ki, s szinte helyben elbomlanak.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízármlási rendszere tehát kielégíti a földtani alkalmasság követelményeit.

Bevezetés

A vízföldtani kutatások célja a telephely földtani alkalmasságának megítéléséhez szükséges adatok és értékelések biztosítása, feladata a vízföldtani kép pontosításához szükséges vizsgálatok elvégzése, s ennek nyomán a radioaktív izotópok felszínre jutási idejének és koncentrációjuk hígulási mértékének meghatározása.

A felszín alatti vízármlás bonyolult, töbttényezős térbeli folyamat. A vízföldtani viszonyok jellemzésének célszerű eszköze a transzportmodellezés és az azt megalapozó

áramlási modellezés. Az áramlási modellt úgy alakítottuk ki, hogy külön tudjuk vizsgálni a telephelyet, illetve tágabb környezetét. A környezet jellemzésére kialakított vízföldtani modell területét úgy jelöltük ki, hogy a kijelölt terület az áramlási rendszer teljes egészét magába foglalja (1. ábra). A vizsgált terület határát K-en, D-en és Ny-on a Hutai-patak és a Mórággyi-víz együttes vízválasztói, É-on a Lajvér-patak vonala adja (1. ábra).

Az áramlási modell kialakításához szükség volt a telephelyre és környezetére vonatkozó vízföldtani információ összegyűjtésére, a térség elméleti vízföldtani képének ki-

dolgozására. Ezért meg kellett határozni a felszín alatti vizek utánpótlási és természetes megcsapolási viszonyait, a felszín alatti térrész áramlást meghatározó jellemzőit — a képződmények átteresztőképességének paramétereit, illetve a nyomásviszonyokat —, valamint az áramlást jellemző vízminőségi viszonyokat.

A modellezési paraméterek meghatározásához több alkalommal terepbejárást végeztünk. A *terepi észlelések* (TÓTH et al. 2003a; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) eredményeként rendelkezésünkre álltak olyan alapvető mérési adatok, mint a *vízkielépési helyek*, illetve vízkielépések időbeli változásának pontos meghatározása. A *földtani kutató-árkokban* (GYALOG et al. 2004b) közvetlen vizsgáltuk a gránitban jelentkező törések, töréses övek és a vízkielépési helyek kapcsolatát. Részletes felmérések készültek a *víz-folyások* alapvízhozamára. A kutatás során létesített 13 db állandósított *vízhozammérő hely* (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) méréseiből a vízjárás változására, valamint a felszíni lefolyásra vonatkozóan kaptunk adatokat. *Vízmintákat* gyűjtöttünk, és elemeztük a felszíni vizek kémia jellegének térbeli és időbeli változását, amely szintén alapvető információt szolgáltatott az áramlási rendszer megismeréséhez (HORVÁTH et al. 2003c).

A felszíni kutatás során a telephelyen és környezetében mélyült *sekély- és mélyfúrásokból* (GYALOG, SZEGŐ 2004) megismertük a felszín alatti áramlási teret kitöltő képződményeket. Felhasználtuk a földtani megfigyelések (GYALOG et al. 2004a) és mélyfúrás-geofizikai mérések (SZONGOTH et al. 2004) eredményeit, emellett az egyes képződmények szivárgási paramétereinek megismerésére kútvizsgálatokat, a mélyfúrásokban *pakkeres kútvizsgálatokat*, a kutak között *interferenciavizsgálatot* végeztünk (BALLA, MOLNÁR 2004).

A fúrásokban megmértük a *talajvízszintet*, és pakkeres kútvizsgálatokkal meghatároztuk a különböző mélységekben uralkodó *nyomásviszonyokat*.

A beszivárgási paraméterek és a háromfázisú zóna megismerésére *ásott kutakat* létesítettünk (GYALOG et al. 2004b), amelyekben részletesen vizsgáltuk a kőzet vízföldtani paramétereit (laboratóriumi körülmények között), illetve a beszivárgás folyamatát vízkémiai jellemzők alapján.

A fúrásokból kialakított *észlelőkutak* vízjárásának értékelésével további információt szereztünk a felszín alatti vízháztartásról (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b).

A felszín alatti vizekben végbemenő transzportfolyamatok tanulmányozására a telephelyhez legközelebbi völgyekben létesített kútsoportokban *anyagáramlás-vizsgálatokat* végeztünk (BALLA, MOLNÁR 2004). Külön tanulmányokat folytattunk a transzportfolyamatokat befolyásoló megkötődés, keveredés, illetve diszperzió jellemzésére (BALLA et al. 2002).

A vízföldtani *áramlási modellek* kialakítását már a terepi megfigyelésekkel egy időben megkezdjük (TÓTH et al. 2003b). Modellezést használtunk az egyes paraméterek, transzportjellemzők pontosításához is.

A felszín alatti vizek áramlási viszonyainak tisztázásában döntő fontosságú, hogy helyes képünk legyen a terület vízháztartásáról, amelyet az utánpótlási és meg-

csapolási viszonyok jelentősen befolyásolnak. E viszonyok és a vízháztartás elemzésével határoztuk meg az egyik legfontosabb kiindulási paramétert, a *beszivárgást* (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

A beszivárgó víz egy bizonyos mélységtől kezdve kitölti a kőzetek teljes üregtérfogatát, *talajvizet* alkot. A talajvíztükör fölötti részt, ahol az üregek egy részét gáz (elsősorban levegő vagy annak származékai) foglalja el, *telítetlen zónának* nevezzük, szemben a talajvíztükörtől lefelé elhelyezkedő *telített zónával*. E zónák és a határukat képező talajvíztükör helyzetét a beszivárgási viszonyok mellett a földtani képződmények tulajdonságai határozzák meg.

A Bábaapáti (Üveghegyi)-telephely beszivárgási területein a talajvíztükör (2. ábra) többnyire a mállott gránit (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000) felső részén helyezkedik el, s csak néhol kerül feljebb, a negyedidőszaki üledékösszet (MARSJ et al. 2004) legalsó szintjeibe. A telítetlen zóna tehát itt negyedidőszaki üledékeket fog át.

A talajvíz mélyebb szintjeit *hasadékvíznek* nevezzük, ezek töltik ki a mállott gránit mélyebb szintjeit és az üde gránitot.

A mállott gránitban lévő talajvíz maga is hasadékvíz, s a kettő közötti határ nem vonható meg objektív módon. A talajvíztükör közelében lévő felszín alatti víz elsősorban oldalirányban, a szomszédos lejtők felé mozog, s mozgása csak néhány tucat m-rel mélyebben irányul főleg lefelé. A továbbiakban ezt a főleg oldalirányban mozgó részt nevezzük talajvíznek, a lefelé mozgót pedig hasadékvíznek. A kettő határa értelemszerűen nem éles, hanem átmeneti jellegű.

A vízháztartás

A vémei és a bábaapáti meteorológiai állomás adatai szerint az éves csapadékösszeg sokéves átlaga 658 mm (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). A lehullott csapadék mintegy 92%-a elpárolog a felszínről és a talajzónából, illetve a növényzet elpárologtatja (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). Az ásott kutak tríciumprofiljának elemzése, a felszíni vízfolyások alapvízhozamának mérése és a csapadék bepárlódására alapozott számítás alapján az effektív beszivárgás sokéves átlagos értéke 24,4 mm/év (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). A vízháztartás-vizsgálatok szerint a csapadék kb. ugyanekkora hányada felszíni lefolyással távozik a vízgyűjtőterületről.

A dombtetők alatt 20–70 m között változó vastagságban telítetlen képződmények (l. följebb) találhatóak, amelyekben a beszivárgás sebessége 100–200 mm/év (HORVÁTH et al. 2003a). A lapos völgytalpakon a talajvízszint 0,5–2,0 m mélyen húzódik; itt a beszivárgás és a párolgás a talajvízszint dinamikus változása következtében hosszabb távon egyensúlyban van (HORVÁTH et al. 2003a).

A dombtetőkön talajba jutó víz a telítetlen zónában lefelé szivárogva éri el a gránit mállási kérgét, amely a terület döntő részén talajvíztartó képződmény. A mállott gránit szivárgási tényezője 2–3 nagyságrenddel múlja felül a mélyebben települő üde gránit vízvezető képességét (TAKÁCS et al. 2002), ezért a beszivárgott víz 95–96%-a a mállott gránitban oldalirányban áramlik (ROTÁR-SZALKAI et

al. 2004a), és a meredek völgyek felső szakaszán kisebb forrásokban, szivárgásokban lép felszínre. Az üde gránitba a beszivárgott víz 4-5%-a jut, ami 1,0-1,2 mm/év értéknek adódik. Ez a lehullott csapadék 0,2%-a (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

A dombtetők alatt a mállott gránit porozitása és szivárgási tényezője felfelé fokozatosan növekszik (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003), emiatt a dombtetők alatt a talajvíz szintje a beszivárgás változására kevésbé érzékeny; a talajvízszint éves ingadozása 1-2 m (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). Ugyanilyen okból a mállott gránitból fakadó kisebb források kilépési helye és hozama rendkívül stabil. A telephely környezetében a felszín alatti vízáramlási rendszer fő megcsapolói a Hutai-patak, a Lajvér-patak és a Mórággyi-víz.

A meredek völgyekben a kisvízi hozamok a hosszszelvény mentén nem gyarapodnak, sőt, sok esetben csökkenő hozam figyelhető meg; az alsó szakaszon a patak gyakran elnyelődik. Mindez a völgytalpak mentén jelentős felszín alatti vízáramlásra utal. A lapos völgyekben 4,2–13,0 m vastag, uralkodóan agyagos–kőzetlisztes, rossz vízvezető képességű völgykitöltés található. A hozammérések szerint a pélytes völgykitöltés alatt a mállott gránit vízszállítása jelentős. A vízháztartási számítások (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a) szerint az üde gránitból a völgyek alatti mállott zónába feláramló vizek a mállott zóna ottani vízforgalmának 3,3–4,3%-át adják, vagyis a feláramló vizek hígulása 25-30-szoros. Ez az érték jól egyezik a Mó-6 kútárnál a vízgeokémiai paraméterek alapján végzett keveredési számítás eredményével, amely szerint a völgytalpi mállott zónában a mélységi eredetű idős víz aránya legfeljebb 5-6%-ra becsülhető (BALLA et al. 2002).

A mállott gránit vízföldtani jellemzése

A telephelyi dombtetők alatt a gránitkőzetek felső kb. 50 m-e mállott. A mállási kéreg vastagsága a domboldalak alatt valószínűleg csökken, de konkrét értéke ismeretlen. A nagyobb völgyek talpa gyakorlatilag abba a szintbe esik, amelyen a dombtetők alatt már kevésbé mállott kőzetek vannak. A völgykitöltő alluviális–proluviális üledékek alatt azonban igen erősen mállott granitoid kőzeteket harántoltunk többnyire 5-15 m vastagságban, talpukon éles határral kevésbé mállott vagy éppen üde granitoid kőzetek jelennek meg. A mállási kéreg kifejlődése tehát a dombtetők és a völgyek alatt nem egyforma: a dombtetők alatt a mállás lefelé fokozatosan gyengül, majd megszűnik, míg a völgytalpak alatt mállási csatorna körvonalazódik (BALLA et al. 2003b).

A dombtetők alatt a talajvíz általában a mállási kéreg felső, legerősebben mállott szakaszának alsó részén foglalt helyet. A vízföldtani modellekben 30 m-es vastagságú, az alatta lévőnél jóval nagyobb vízvezető képességű réteget vettünk fel, s az ezzel számított talajvíz-domborzati képhűen tükrözi a valóságot.

A mállási kéreg vízvezetése tehát térben változik, s ennek kézenfekvő magyarázata a következő. A dombtetők alól — ahol a talajvízdombhátak, vagyis az áramlás kezdetei

vannak — az itteni víz a mállási kéreg alsó, rossz vízvezető szakaszában áramlik. A völgyek irányában a vízhozam gyarapodik, és a víz egyre inkább igénybe veszi a mállási kéreg magasabb és jobb vízvezető részeit is. A völgytalpak alatt az ott lévő mállási csatorna bonyolítja a vízforgalmat, itt várható a legmagasabb átlagos szivárgási tényező.

A modellezéshez olyan eljárásra volt szükségünk, amely mindezeket a jelenségeket figyelembe veszi. Ilyen eljárást GERHARDT, LAZORCHICK (1988) mutatott be a Lower Susquehanna folyó (USA) vízgyűjtőjére, ahol a kalibrálással kapott relatív szivárgási tényező dombtetőkre 0,2, domboldalakra 1,0 és völgyekre 1,5 értékűnek adódott. A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyre és környezetére — ugyancsak kalibrálás után — dombtetőkre $1,5 \times 10^{-7}$, domboldalakra $2,5 \times 10^{-7}$ és völgyekre 1×10^{-6} m/s szivárgási tényezőt kaptunk (ez utóbbira ennél magasabb, pl. 1×10^{-5} m/s érték is elfogadható, mivel a modell erre már nem érzékeny), amely 0,6; 1,0 és $\geq 4,0$ relatív értéksorként az előzővel elég jól egyezik. Az eltérés úgy is felfogható, hogy a domboldalak alatti szivárgási tényező a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen és környezetében a másik kettőhöz (0,2; 1,5 ~ 0,6; $\geq 4,0$) viszonyítva kb. háromszor nagyobb, mint a Lower Susquehanna folyó vízgyűjtőjében.

A modellezéssel a talajvíztükör helyzetére kapott értékek a dombtetőkön lévő kutakban mért adatokkal nagyrészt jó egyezést mutattak, ami megerősítette, hogy a kalibrált szivárgási tényezők helyesek. Jelentős eltérés egy területen — az Üh-2, az Üh-25A és az Üh-36A kútban — mutatkozott, itt a mért érték a számítottnál 15-25 méterrel alacsonyabb. A számított értékek csökkentése érdekében a talajvíztartó alegység vízvezető képességét a környezeténél jobbnak tételeztük fel: a domboldalak alatt $2,4 \times 10^{-6}$ m/s-nek, ami mindenképpen anomális érték. Az anomália kialakításában itt feltételezhetően szerepet játszik az is, hogy a mélyfúrásokban itt megismert rossz vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zóna (BALLA, MOLNÁR 2004) a mállási kéregben is kifejti talajvízduzzasztó hatását.

Összességében megállapíthatjuk, hogy a talajvíznek a dombtetők és domboldalak alatti mállási kéregben lejátszó oldalirányú áramlása olyan elterelő hatást hoz létre, amely a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani gátjának jelentős komponense (vö. BALLA 2004).

Az üde gránit vízföldtani jellemzése

Üde gránitnak a gránittest mállási kérgé alatti képződményt nevezünk. Az „üde” kifejezés itt csupán a mállott gránittól való megkülönböztetést szolgálja: az üde gránit erősen zúzott, repedezett, hidrotermálisan bontott, agyagásványosodott zónákat is tartalmazhat.

Az üde gránit hasadékos víztartó képződmény: a vízáramlás főleg egyes nyitott repedések, hasadékok mentén történik, amelyek vízvezető képessége több nagyságrenddel jobb, mint a kisebb repedésekkel jellemezhető kőzetmátrixé. Az alapközet és a repedések vízvezető képessége közti különbséget jól tükrözi, hogy az egyedi

kútvizsgálatok pakkeres szakaszainak transzmisszivitása több mint hat nagyságrendet változik (BALLA, MOLNÁR 2004). Kis léptékben, rövid ideig tartó folyamatokban az üde gránit vízvezetése a repedések méretétől, nyitottságától, gyakoriságától, más repedésekkel való kapcsolatától, azaz a repedésrendszer konnektivitásától függ.

Az interferenciás vizsgálatok és a legjobb vízadó képességű szerkezetek egyedi kútvizsgálata szerint az üveg-hutai gránit repedésrendszere hierarchikus szerveződésűnek tűnik, amelyben a több száz méter kiterjedésű fő vízvezető elemekhez kiterjedt háttér-repedéshálózat kapcsolódik (BRADLEY et al. 2000).

A pakkeres kútvizsgálatok szerint a repedezett gránit szivárgási tényezője 10^{-6} és 10^{-12} m/s között változik, lognormál eloszlású, 3×10^{-9} m/s átlagos értékkel (BALLA, MOLNÁR 2004). A telephelyi mélyfúrások átlagos vízvezető képessége között 5-10-szeres különbségek adódtak (BALLA, MOLNÁR 2004). Egyes mélyfúrások szelvénye igen különböző vízvezető képességű szakaszokra tagolódik. A vízvezető képesség mélység szerinti eloszlása a fúrásokkal feltárt 200-400 m-es mélységintervallumban nem mutat semmiféle trendet; jó vízvezető képességű szakaszok nagyobb mélységben is előfordulnak.

Az üveg-hutai gránittest jellemző és viszonylag gyakori elemei lehetnek azok a szerkezetek, amelyek a fúrásokban észlelt 5-20 m-es potenciállépcsőket okozzák (BALLA, MOLNÁR 2004). E torlasztó-szigetelő zónák nagy valószínűséggel a potenciállépcsők körzetében kimutatott, erősen bontott, agyagosodott törésszerű övek.

A modellezés szerint a torlasztó zónák legalább néhány száz méter kiterjedésűek, szivárgási tényezőjük nem haladja meg a 10^{-10} – 10^{-11} m/s-ot (TÓTH et al. 2003b). Torlasztó-szigetelő zónák gyakrabban fordulnak elő a telephely D-i részén, különösen az Üh-4, Üh-5 és Üh-26 fúrásokban. Az É-i részen, az Üh-27 és Üh-37 fúrások potenciálszelvényében nincs olyan ugrás, amely torlasztó-szigetelő zónára utalna.

Az alacsony vízvezető képességű torlasztó zónák többé-kevésbé elkülönülő egységekre tagolják az üde gránit áramlási rendszerét, gátolják a hidraulikai kapcsolatokat és csökkentik az áramlási sebességet (TÓTH et al. 2003b). Egyes szigetelő zónák mögött áramlási „holtterek” alakultak ki, igen lassú vízmozgással.

A torlasztó-szigetelő zónák szélein gyakran csak az egyik vagy mindkét oldalon jó vízvezető képességű repedésrendszer húzódik. Az áramlásmérések szerint beáramlások a szigetelő elemektől távolabb is előfordulnak, de a legjelentősebb vízbelépések a torlasztó zónákhoz közel, azoktól legfeljebb 10-20 m távolságra találhatóak. A mélyfúrásokban a beáramlások elsősorban DK-i dőlésű, 60–80°-os és ÉNy-i dőlésű, 70–80°-os repedésekhez kapcsolódnak, kisebb számban megjelennek É-i dőlésű, 70–80° meredekségű vízvezető törések is (SZONGOTH et al. 2004). Ezek az irányok a sekélyfúrásokban is dominálnak.

A fő vízvezető elemek transzmisszivitása 8×10^{-6} és 2×10^{-5} m²/s között alakul (BALLA, MOLNÁR 2004), ami két és fél nagyságrenddel múlja felül a repedezett gránit átlagos

vízvezető képességét (BALLA, MOLNÁR 2004). Az egyedi kútvizsgálatok hatósugara és az interferenciás hatások távolsága alapján a fő vízvezető elemek síkszerűek, kiterjedésük elérheti a több száz métert. Az Üh-27 fúrás 380–411 m és az Üh-29 fúrás 232–265 m közötti, itteni viszonylatban kiemelkedően jó vízvezető képességű szakasza trachian-dezit-teléreik körüli, egymással összeköttetésben álló repedések alkotta zónához kapcsolódik.

A telephely léptékében tehát az üde gránit vízvezető képessége még mindig meglehetősen változékony. A háttér repedéshálózatnál 1-2 nagyságrenddel jobb vízvezető képességű fő vízvezető szerkezetek, illetve 1-2 nagyságrenddel rosszabb vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zónák jelentősen befolyásolják az áramlási rendszert. A telephely vízföldtani modellezése csak e szerkezetek figyelembevételével lehetséges.

Nagy léptékben, hosszú távú folyamatokban vizsgálva azonban az üde gránit jóval kevésbé mutatkozik heterogénnek. A telephely környéki vízföldtani modellben az üde gránitot homogén, izotróp képződményként kezelve, 1×10^{-9} m/s szivárgási tényezőt feltételezve, megfelelő módon sikerült reprodukálni a telephely távolabbi környezetének potenciálviszonyait, vízforgalmát és a vízkorokat (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). A víz-geokémiai modellben (HORVÁTH et al. 2003b) is sikerült az áramlási pálya mentén fokozatosan változó vízkémiai paramétereket egységes rendszerbe illeszteni. A térben több kilométert átölő, több száz vagy több ezer év időtartamú folyamatok szempontjából tehát az üde gránit homogén rendszerként viselkedik.

Összességében megállapíthatjuk, hogy a hasadékvizek áramlása igen lassú, így az üde gránitba helyezett tárolóból esetlegesen kiszabaduló radioaktív szennyeződés felszínre jutását erősen késlelteti, s ezzel a Bátaapáti (Üveg-hutai)-telephely földtani gátjának jelentős komponensét képezi (vö. BALLA 2004).

A felszín alatti vizek potenciáltere

A telephelyen a talajvízszint D-ről É felé 230 m-ről 190 m Bf szintig csökken. A telephely a Bátaapáti és Véménd között K–Ny-i irányban húzódó fő talajvízdombhátat a Bátaapáti és Mórág közötti lapos talajvízdombmal összekapcsoló, S alakban hajló talajvízgerinc tengelyében helyezkedik el.

A telephelyi mélyfúrásokban a potenciálszintek a mélységgel általában csökkennek, ami lefelé irányuló áramlást jelez, de a térbeli potenciálkép meglehetősen változatos. A fúrások döntő részére a több tíz métertől száz-százötven méterig terjedő hosszúságú, közel állandó potenciálú szakaszok a jellemzők, amelyeket — a torlasztó-szigetelő zónákhoz kötődő — 5-20 m-es potenciállépcsők választanak el (BALLA, MOLNÁR 2004).

A telephely környéki mélyfúrásokban (Üh-29 és Üh-30) már felfelé irányuló áramlási komponensek is megjelennek (BALLA, MOLNÁR 2004).

Az üde gránit vízvezető képességének eloszlását, valamint a benne lévő torlasztó-szigetelő zónákat és fő vízvezető szer-

kezeteket, továbbá a potenciálszintek alakulását BALLA, MOLNÁR (2004) jellemzi. Itt az alapadatokból különböző módszerekkel képzett potenciáltreket jellemezzük.

A potenciáltrekek előállítási módszere és általános jellege

Térbeli interpolációs eljárásokkal négy adatrendszerrel állítottunk elő (Ács et al. 2003): a homogén FeFlow modell potenciáltreket, interpolált potenciáltreket, különbségteret és gradiensteret.

A *homogén FeFlow modell* vízföldtani szempontból teljesen homogén gránittal számol, azaz a gránittesten belül sem jó vízvezető, sem rossz vízvezető zónákat nem vesz figyelembe. A modellben kapott értékeket csakis a vizsgált terület domborzata, valamint a területen elhelyezkedő felszíni vízfolyások, mint megcsapolási pontok határozzák meg. Ebben a modellben kizárólag regionális hatások jelentkeznek.

Az *interpolált potenciáltre* szerkesztéséhez már használtuk a fúrás potenciáladatokat is. Az interpolálásba a felszíni vízfolyások vízszintadatait is beépítettük, amelyek azonban a homogén FeFlow modell bemeneti adatai között is szerepeltek. A vizsgált térrész peremeire a homogén FeFlow modellben számított adatokat vettük fel. A potenciáltreket mindezen adatok közötti térbeli interpolálással állítottuk elő. A homogén FeFlow modellel szemben ez a potenciáltre a regionális hatásokon túl lokális hatásokat is tükröz. Az interpolálással kapott 3D potenciáltreben a jobb vízvezető képességgel rendelkező blokkok ritkább, a rossz vízvezető képességgel rendelkező blokkok viszont sűrűbb potenciálközökkel jelennek meg.

A *különbségteret* a két előző potenciáltre adataiból számoltuk. Ez a regionális hatások kiszűrésével azokat a helyeket emeli ki, ahol a térbeli potenciáltre jelentős helyi anomáliákat mutat.

A *gradienster* a térbeli interpolációval számított potenciáltre izovonalainak sűrűsödését, illetve ritkulását emeli ki. A torlasztó-szigetelő elemek maximumként, a jó vízvezető zónák viszont minimumként jelentkeznek. Így a gradienster jeleníti meg a legtisztábban a lokális hatásokat előidéző vízföldtani elemeket.

Az alábbiakban a négyféle tér elemzésével kimutatható jelenségeket összegezzük.

A potenciáltrekekből körvonalazható főbb vízföldtani elemek

A *regionális* jellegeket tükröző homogén FeFlow modellben a domborzati hatások elsősorban a +200 m Bf szinten jelentkeznek. A felszíni hatások a mélységgel csillapodnak, és a -50 m Bf szinten a homogén modell potenciáltre már meglehetősen egyenletes. A felszín alatti vizek fő áramlási iránya északi. A vizsgált terület D-i szegélyén az áramlás még meredeken lefelé irányul, az É-i peremen viszont már közel vízszintes. A talajvízdombháton mélyült telephelyi fúrások körzetéből a talajvíz nemcsak É felé, hanem oldalirányba, a völgyek felé is áramlik.

A *lokális* elemek közül legmarkánsabban a telephely legnagyobb jelentőségű, KÉK–NyDny csapású töréses övéhez (BALLA 2003; MAROS et al. 2004) köthető fő torlasztó-szigetelő zóna (BALLA, MOLNÁR 2004) jelentkezik potenciálsűrűsödés-ként az interpolált potenciáltreben (0 m Bf, 3. ábra), valamint nyomásmaximum és nyomásminimum határaként a különbségterben (0 m Bf). Igen nagy maximumként mutatkozik a gradiensterben, ahol a -50 m Bf szinten és feljebb az összes többi szinten gyakorlatilag változatlan formában és helyen jelentkezik (4. ábra, a), ami e torlasztó elem jelentős függőleges kiterjedésére és igen meredek településére mutat. Ez a zóna a telephelyet két részre — északi és déli részre — osztja.

Az *északi részen* az Üh–2 fúrás környezetében igen jelentős potenciálmínimum figyelhető meg, amelyet a gradiensterben É-ről — a +50 m Bf szinten és feljebb — egy ÉK–Dny-i csapású torlasztó-szigetelő zóna határol. Ez a zóna az előzővel együtt egy KÉK felé nyíló ékbe fogja a potenciálmínimumot, amely a különbségter É–D-i szelvényében is jól elkülönül.

Ezen a második töréses övön túl az Üh–23 fúrás viszonylag magasabb potenciálértékeivel erőteljesen kiemelkedik a környezetéből a különbségterben (+50 m Bf), és környezetében nagy, foltszerű maximum látható a gradiensterben (0 m Bf). Ez a maximum a szomszédos szinteken már nem rajzolódik ki.

Ez alá húzódik be az Üh–2 fúrás potenciálmínimuma, amely a mélységben az Üh–27, majd az Üh–37 fúrás felé folytatódik. A különbségter K–Ny-i szelvényében az Üh–23 fúrás felső részére jellemző, a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciálú rész a különbségter É–D-i szelvényében 0 m Bf körül hirtelen zárul le a mélység felé. A felső, magasabb potenciálú rész összeköthető az Üh–27 ugyancsak magas potenciálú szakaszával. Ezen a szinten a két fúrás közötti kis nyomásgradiens jó vízvezetésre mutat.

A *déli részen* a potenciálok markánsan magasabbak, mint a vizsgált terület átlagos potenciálja, ami arra vezethető vissza, hogy a fő torlasztó-szigetelő zóna mintegy „felduzzasztja” a tőle délre elhelyezkedő térrészek felszín alatti vizeit. A +50 m Bf szinttől szelvényben felfelé a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciálú részek egyre jobban kiterjednek D és Dny felé, s a +150 és +200 m Bf szinten a legjelentősebb potenciálmaximumok az Üh–5 és Üh–28 fúrás környékén rajzolódnak ki.

Az Üh–22 fúrás alsó részére (a 0 m Bf szintig) viszonylag magas potenciálszintek jellemzők, a pozitív anomália azonban a +50 m Bf szinten eltűnik. Az Üh–22, valamint az Üh–3 + Üh–4 fúrás között közel K–Ny-i csapásban keskeny, alacsony gradienstű, azaz vízvezető öv húzódik.

Az Üh–28 fúrás felső részére a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciál jellemző, s ez a különbségter K–Ny-i szelvényében a mélység felé hirtelen zárul. A gradiensterben a fúrástól Ny-ra, közel É–D-i csapású és K-i dőlésű torlasztó-szigetelő zóna figyelhető meg a +50 m Bf szinten és felette.

Az Üh–5 fúrás felső részén észlelhető a különbségter É–D-i szelvényének legnagyobb potenciálmaximuma,

amely a mélység felé hirtelen zárul. A gradienstérben a fúrástól É-ra húzódó, közel K–Ny-i csapású, D felé dőlő, a fúrást az 50–100 m Bf szinttájton harántoló torlasztó-szigetelő elem ismerhető fel.

Az Üh–5 és Üh–26 fúrás között kis potenciálgradiens mutatkozik a 0 m Bf szinten, ami jó vízvezetést jelezhet.

A továbbiakban megvizsgáljuk, hogy mit állapíthatunk meg a körvonalazott vízföldtani elemek településéről és geometriájáról.

A körvonalazott vízföldtani elemek települése és geometriája

Vízföldtani elemeket a lokális hatásokat tükröző interpolált potenciáltérben, valamint az abból képzett különbség- és gradienstérben mutattunk ki. Ezek a terek közvetlenül mérési adatokra a fúrások tengelye és a felszíni vízfolyások nyomvonalára mentén támaszkodnak. A felszíni vízfolyások adatai azonban beépültek a regionális térbe is, ezért lokális többletinformációt nem szolgáltatnak. Így a lokális többletinformáció kizárólag fúrási adatokból ered.

A potenciáltérnek és deriváltjainak képe tehát nagyban függ a fúrások elrendeződésétől. A rajzolat megbízhatóbb ott, ahol a fúrások viszonylag közel vannak egymáshoz, és térképen szóródnak (Üh–2, Üh–25, Üh–22, Üh–3 és Üh–4), kevésbé megbízható mindazon fúrások környezetében, amelyek csak vonal mentén helyezkednek el (Üh–23, Üh–27 és Üh–37; Üh–3 és Üh–28; Üh–5 és Üh–26). A szerkesztési módból (l. följebb) következően a fúrási vonalaktól távolodva a kép egyre inkább belesimul a regionális képbe, azaz fokozatosan eltűnik benne a lokális elemek hatása.

További problémát jelent az interpolálás menete, amely azt eredményezi, hogy a 3D potenciálterek függőleges — két esetben meredek (60° alatt dőlő) — vonalak (fúrástengelyek) mentén mérési adatsorokra, vízszintes és dőlt irányokban viszont interpolálási eredményekre épülnek. Annak ismeretében, hogy a fúrásokban megismert földtani-szerkezeti elemek döntően meredek településűek, azt várhatnánk, hogy a valóságos potenciálterek változékonysága vízszintes és ahhoz közeli irányokban sokkal nagyobb, mint függőleges vagy meredek vonalak mentén. Ezt magukban a potenciálterekben is jól látjuk ott, ahol a fúrások elég közel vannak egymáshoz, nevezetesen az Üh–2 fúrás körzetében. Az innen kifelé eső területeken azonban, ahol a fúrások egymástól való távolsága összemérhető a fúrásokban feltárt telített zóna vastagságával, a potenciálterek képe ezzel ellentétes jelleget mutat, így a lokális elemek már a fúrások közé zárt szakaszokon is veszítenek megbízhatóságukból.

A potenciálterekben körvonalazott vízföldtani elemek települését és geometriáját azonban kétségtávol a vázolt körülmények ismeretében kell megítélnünk.

A fő torlasztó-szigetelő zóna szelvénybeli meredek települése és kb. KÉK–NyDNY-i csapása a fúrások adott elrendeződésénél megnyugtatóan körvonalazódik. Csapás menti kiterjedése az interpolált potenciáltérben korláto-

zottnak tűnik, azonban nem világos, mennyire független ez a jelenség a fúrások elrendeződésétől.

A potenciálvonalak sűrűsödése az Üh–23 fúrás szelvényében, valamint a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciálú részek hirtelen lezárulása a mélység felé a különbségtér szelvényeiben az Üh–27, Üh–28 és Üh–5 fúrásnál azt a benyomást kelti, hogy mindez viszonylag lapos dőlésű szerkezeteknek a potenciáltérre gyakorolt hatását tükrözi. Annak következtében azonban, hogy mindezen esetekben nincsenek fúrások a szelvényvonalon kívül, könnyen előfordulhat, hogy a hirtelen változást olyan, meredek dőlésű elem okozza, amelyet ezen az egy ponton harántoltunk, de a hozzá tartozó anomália alakját és laterális kiterjedését az interpolálás menete (távoli, regionális adatok hatása) eltorzítja. Magában a potenciáltérben mind az Üh–28, mind az Üh–5 fúrásnál olyan, meredek dőlésű torlasztó-szigetelő zónát lehet feltételezni (l. följebb), amely a kérdéses hatást létrehozhatja.

Az egyetlen, szelvényben több fúrásnál lapos dőlésűnek látszó anomália (Üh–2, Üh–23, Üh–27 és Üh–37) az adott elrendeződésben úgy is értelmezhető, hogy olyan elem (vagy elemek) hatását tükrözi, amely (vagy amelyek) közel párhuzamos(ak) a fúrások vonalával, és oldalról fut(nak) be az e vonal mentén szerkesztett szelvénybe.

Az Üh–27 és Üh–37 fúrás körzetében a potenciálterek vízszintes metszetei alapján úgy tűnik, hogy a két fúrást ÉÉNY–DDK-i csapású vízvezető zóna köti össze. A földtani-szerkezeti adatok alapján a meredek dőlést kellene előnyben részesítenünk, azonban gyanakvásra ad okot az a körülmény, hogy a szerkezeti szempontból véletlenszerűen telepített két fúrás egyazon anomália tengelyébe esik. Emellett az ugyanezen körzet jellegeinek más szempontból történő értelmezése (l. följebb) lapos dőlésű vízföldtani elemet körvonalazna.

A gradienstér függőleges metszetei (4. ábra) közül az É–D-iben közel függőleges, a K–Ny-i-akban közel vízszintes anomáliák mutatkoznak. Ez a kép úgy értelmezhető, hogy az anomáliákat kiváltó potenciálugrások zömmel közel K–Ny-i szerkezetekhez kötődnek, amelyeket az É–D-i szelvény kb. merőlegesen harántol, s amelyek a K–Ny-i szelvényekbe oldalról, dőlés mentén futnak be. A vízföldtani elemek zöme tehát a földtani szerkezetekhez hasonlóan meredek dőlésű és közel K–Ny-i csapású, bár a konkrét elemek települését illetően a fúrásoknak ebből a szempontból többnyire kedvezőtlen elrendeződéséből következően többnyire csak munkahipotéziseket lehet felállítani.

A felszín alatti vizek közvetlen kapcsolatai

A felszín alatti vizek közvetlen kapcsolatait aktív és passzív mérések alapján, a potenciáltér elemzésével kimutatott vízföldtani elemekkel kapcsolatot keresve mutatjuk be. Aktív mérések alatt az interferenciás kútvizsgálatokat értjük. Passzív méréseknek tekintjük az Üh–2, Üh–3, Üh–4,

Üh-5, Üh-22 és Üh-23 fúrásba beépített monitoringrendszer működését, amelynek során regisztráltuk a 2002. évi fúrások mélyítésének és kútvizsgálatának hatását.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely szűkebb környezetében a feltételezett hidraulikai kapcsolatokat az Amtec Engineering Inc. által kifejlesztett TecPlot 10 szoftverrel térben jelenítettük meg (BENEDEK et al. 2003). A vizsgált terület-rész mind az aktív (5. ábra), mind a passzív (6. ábra) adatokból képezett térben három nagyobb egységre bontható. Az É-i és a középső egység határa a fő torlasztó-szigetelő zóna (l. följb). Az É-i egységbe az Üh-27, Üh-37, Üh-23 és Üh-2 fúrás, a középsőbe az Üh-22 fúrás alsó szakasza, valamint az Üh-28, Üh-3 és Üh-4 fúrás tartozik. Az Üh-25 és Üh-36 ferdefúrás az északi egységből indult, és a zónát átütve a középső egységbe jutott át. Mind az É-i, mind a középső egységen belül a nevezett fúrások közötti lehetséges kapcsolatok már a potenciáalterek elemzéséből kitűntek (l. följb).

Az É-i egység nem tekinthető homogénnek. Az Üh-23 és az Üh-27 fúrás felső szakasza semmilyen jelre nem reagált, s a passzív adatokban az Üh-2 fúrás felső része az Üh-25, alsó része pedig az Üh-27 fúrással mutatott kapcsolatot.

A középső és D-i egység határát a potenciáalterekben nem sikerült körvonaloznunk. Lehetséges, hogy egy ugyancsak közel K-Ny-i lefutású, meredek dőlésű torlasztó-szigetelő zónára esik, mint a középső és É-i egység határa, amely azonban a jóval ritkább fúrási hálón „átesett”. A D-i egységbe az Üh-26 és Üh-5 fúrás tartozik, amelyek mélységi vizei a potenciáltérből ítélve kapcsolatban állhatnak egymással (l. följb).

Transzportmodellezés

A fentiekben említett vízföldtani elemeket a telephelyi modellekben a modellháléhoz igazított térbeli testek formájában jelenítettük meg (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). A modellek kalibrációja során az üde gránit szivárgási tényezőjét e térbeli testeken belül lokálisan változtattuk oly módon, hogy a mélyfúrások potenciálszervényére minél jobban illeszkedő értékeket kapjunk. Az átlagosnál rosszabb vízvezető képességű torlasztó elemek, illetve az átlagosnál jobb vízvezető képességű zónák alkalmazásával a fúrások potenciálszervényét megfelelően sikerült leképezni.

A kalibráció eredményeként kapott modellváltozat segítségével transzportmodell-számításokat végeztünk. Aadvatív transzportmodellezéssel határoztuk meg a telephely területéről, 0 m Bf szintről indított vízrészecskék felszínre érkezési idejét és helyét (7. ábra). A tároló térségéből indított áramvonalak a Hutai-völgynek a Hosszú-völgy torkolatától Bátaapátiig, illetve a Mórági-víz völgyének a Henrik-forrástól Mórágiig tartó szakaszán érik el a felszínre. A felszínre érkezési idő a közelebbi megcsapolási pontok esetében 800-tól 5000 évig terjed. A távolabbi megcsapolási területekig 20 000–50 000 év alatt érnek el a vízrészecskék. Mindez igazolja a telephely vízföldtani alkalmasságát.

A telephely közvetlen környezetére elérési-idő-térképet szerkesztettünk (8. ábra). Tízezer évet meghaladó felszínre érkezési idők adódtak a terület ÉK-i, középső és DK-i részén. Közülük csak az utóbbi van fúrásokkal megkutatva. Viszonylag rövid, 600 évnél rövidebb elérési időt eredményeztek az Üh-2 és Üh-36 fúrásokon keresztül ÉK, az Éva-völgye, valamint az Üh-28 fúrástól NyDNy felé tartó, a Mészkenyecske-völgytel kapcsolat teremtő, jó vízvezető képességű elemek. A telephely fúrásokkal még nem vizsgált részein a térképet jelentősen módosíthatják az eddig megismertekhez hasonló, viszonylag rövid elérési idejű áramlási pályákat eredményező jó vízvezető szerkezetek vagy az újabb torlasztó-szigetelő zónák.

Az Üh-37 fúrástól Ny-ra, az Üh-23 fúrástól ÉNy-ra és az Üh-3 fúrástól Ny-ra a 0 m Bf szinten felvett, 100×100 m kiterjedésű feltételezett tárolóhelyszín esetében advatív-diszperzív transzportmodellel vizsgáltuk meg, hogyan változik a tárolótól induló konzervatív, illetve lebomló szennyezőanyag koncentrációja térben és időben (MEZŐ, MOLNÁR 2003). Azt tapasztaltuk, hogy a konzervatív szennyezőanyag 3000 év alatt a jó vízvezető zónák mentén jelentős távolságra eljut, ugyanakkor jelentős mértékben fel is hígul. A 20 éves felezési idejű, lebomló szennyeződés esetében azt állapíthatjuk meg, hogy a szennyeződés már a forrás közeléből sem képes nagyobb távolságra eljutni, szinte helyben elbomlik. 600 év elteltével már sehol sem lehetett kimutatni a számítási hibahatár (kb. 0,001%) nagyságrendjénél magasabb koncentrációkat. A felszíni vizekbe egyik szennyezőforrás esetén sem kerül a kiinduló koncentráció 0,01%-ánál magasabb koncentrációjú szennyeződés. Különösen erős a hígulás a völgyek alatti feláramlási övben, a gránit mállott zónájában.

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen nagy volumenű, sokrétű vízföldtani kutatást folytattunk le. Mindennek eredményeképpen tisztáztuk a vízháztartás főbb vonásait. Kitént, hogy a leendő létesítményt magában foglaló gránittestbe a beszivárgott víz 5-6%-a és a lehullott csapadék 0,2%-a jut. Ennek a biztonság szempontjából két fontos következménye van: a beszivárgó víz nagy része oldalirányban mozog, s ez gátolja a csapadékvíz lejutását a tárolóba; emellett ez a nagymennyiségű, felszínközeli maradt víz felhígítja a tároló felől érkező, esetlegesen radioaktív szennyezést hordozó vizet. A rendszer kevésbé érzékeny a csapadék és a beszivárgás ingadozásaira, vagyis stabilitása igen nagy.

A tárolót befogadó gránittest hasadékos víztartó képződmény, kis, átlagosan 3×10^{-9} m/s szivárgási tényezővel. Az áramlás amúgy is kis sebességét rossz vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zónák csökkentik tovább.

A potenciáalter elemzésével kimutattuk, hogy a telephely két fő egységre tagolható, amelyeket egy közel K-Ny-i csapású, meredek dőlésű törésses övhöz kapcsolódóan a fő torlasztó-szigetelő zóna választ el egymástól. Valószínűnek látszik, hogy a fontosabb vízföldtani elemek nagyrészt hasonló lefutásúak, és

ugyanígy meredek dőlésűek, azonban a fúrési háló nem elég sűrű ahhoz, hogy az egyes elemek helyzetét és települését konkretizáljuk. Mindkét egység felépítése heterogén, s ennek alapján tovább tagolható.

Az interferenciás kútvizsgálattal, továbbá a fúrési és kútvizsgálati tevékenység alatt üzemelő monitoringgal kimutatott vízáramlási kapcsolatok jól illeszkednek a potenciáltérbe.

Áramlási modellezéssel megállapítottuk, hogy az esetleges radioaktív szennyezést szállító mélységi vizek nagy-

részt több ezer vagy több tízezer év alatt érnek felszínközelbe, s csak ÉK és NyDNY felé figyelhetők meg viszonylag rövid (600 évnél kevesebb) idejű áramlási pályák. Transzportmodellezéssel arra a következtetésre jutottunk, hogy 20 éves felezési idejű radioelemek már a forrás (a tároló) közeléből sem jutnak ki, s szinte helyben elbomlanak.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízáramlási rendszere tehát kielégíti a földtani alkalmasság követelményeit.

Earthquake hazard assessment of the Bataapáti (Üveghuta) Site

VLADIMÍR SCHENK¹, ZOLTÁN BALLA², ZDEŇKA SCHENKOVÁ¹, PAVEL KOTTNAUER¹,
ANTONINA DUDKO², GYULA MAROS², RICHARD PICHL¹, ZUZANA JECHUMTÁLOVÁ¹ and MICHAL JECHUMTÁL¹

¹ Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holesovickach 41, 182 09, Prague 8, Czech Republic

² Geological Institute of Hungary, H-1143, Hungary, Budapest, Stefánia út 14.

Key words: earthquakes, epicenters, Hungary, Mórógy Block, radioactive waste, seismic intensity, seismicity maps, seismic risk, seismic sources, South-eastern Transdanubia, waste disposal site

Abstract

This study deals with the problem of defining probabilistic earthquake hazard assessment for the Bataapáti (Üveghuta) Site, corresponding to recent requirements of engineering practice for radioactive waste disposal. A catalogue of earthquakes up to distance of 400 km was compiled, and seismic source regions considered from geological and geophysical materials were delineated. For every source region seismic input data (*i.e.* activity rate, the maximum earthquake) and the regional attenuation law of seismic waves were evaluated, and then earthquake hazard values for a requested return period of 600 years were calculated. The applied approach extends the procedure of input data standardisation earlier published by V. SCHENK (1983, SCHENK et al. 1997, 2000). In the presentation four hazard outputs were calculated in order to estimate reliable hazard assessments for the surface level and for a depth of 250 metres. The results are presented and discussed from a viewpoint of recent safety regulations to confirm that the Bataapáti (Üveghuta) Site is suitable for underground radioactive waste disposal.

Introduction

The probabilistic earthquake hazard assessment follows statistical conditions adopted in many national seismic building codes and international recommendations (*e.g.* Eurocode 8 1998, IAEA 1972). The reliability of earthquake hazard calculation depends on input data and, therefore, their evaluations both by statistical approximations and by expert estimates are necessary. Statistical methods frequently applied for the input data determination allow their mean values and standard deviations to be calculated. In the paper the standard deviations of the input data were taken as measures allowing for a 90% probability of hazard values to be taken into account.

The earthquake hazard is a conditional probability of the following input data and these are used for its calculation (CORNELL 1968):

- seismogenic rates of a source region expressed by their recurrence graphs,
- the maximum expected earthquakes determined for every source region, and

— an attenuation relationship of seismic waves given in macroseismic intensities and/or in particle ground accelerations.

The conditional probability $P_{\text{eq-haz}}$ is then expressed in the form

$$P_{\text{eq-haz}} = P_{\text{rate}} \times P_{\text{max-eq}} \times P_{\text{atten}} \quad (1)$$

It is assumed that the input data introduced to the hazard calculations follow the normal distribution — *i.e.* for each of them the mean value and standard deviation (σ) can be determined. The standard deviation σ describes how tightly all approximated values are quantitatively clustered around the mean in a set of data. The interval “mean value $\pm \sigma$ ” involves 68.3% of occurrences of these events, the interval “mean value $\pm 2\sigma$ ” involves 95.7%, *etc.* If only one-side distribution levels are investigated — *e.g.* the side of the maximum values (called the safety-margin side) — then the interval “mean value $\pm \sigma$ ” will involve 84.1% of occurrences of these values; *i.e.* all values from the smallest one up to the level “mean value $+\sigma$ ”. Likewise, the interval “mean value $+2\sigma$ ” will involve 97.7%, *etc.* This standard deviation concept was

applied in order to determine the P_{rate} , $P_{\text{max-eq}}$ and P_{atten} of related input data quantities; this would guarantee the hazard calculation of their safety-margin approximations with respect to the required conditional probability $P_{\text{eq-haz}} = 0.9$. Under such conditions the individual estimates of the probabilities P_{rate} , $P_{\text{max-eq}}$ and P_{atten} could only lie in the interval 0.9–1.0. For example, if one of these input data probabilities is equal to 0.9, the other two probabilities already have to be equal to 1 only.

Earthquake hazard input data for the Bábaapáti (Üveghuta) Site

Seismic source regions

Usually a radius of around 200 km is applied for an earthquake hazard assessment. The Bábaapáti (Üveghuta) Site is the subject of a very long-term operation — *i.e.* a final underground radioactive waste repository is planned. Hence we decided to enlarge the radius up to 300–400 km to preclude omitting any pronounced seismoactive zone and to make to a better correlation with any dominant regional structures displayed on geological and geophysical maps with earthquake occurrences.

For earthquakes which have occurred up to a distance of 200 kilometres there are catalogues compiled by seismologists of related countries: Bosnia and Herzegovina (CVIJANOVIĆ 1981), Croatia (CVIJANOVIĆ 1981; HERÁK 1995), Hungary (ZSÍROS et al. 1988; MÓNUS et al. 2002), Romania (ONCESCU et al. 1999), Serbia (CVIJANOVIĆ 1981), Slovakia (LABÁK, BROUČEK 1995) and Slovenia (RIBARIĆ 1982, ŽIVČIĆ 1993). For a 300–400 kilometre distance selected parts of catalogues for Austria (DRIMMEL, FIEGWEL 1995), Czech Republic (SCHENKOVÁ et al. 2000), Italy (OGS 1987; POSTPISCHL 1985) and Poland (GUTERCH 1995) were referred to. In this way the earthquake catalogue for the Bábaapáti (Üveghuta) Site also comprises data from national and international/regional catalogues (SHEBALIN et al. 1974; SCHENKOVÁ, KÁRNÍK 1993).

Earthquake occurrences near country borders were clarified in accordance with the catalogues mentioned above. The compilation of the working seismicity file for the Bábaapáti (Üveghuta) Site included the careful merging of all catalogue data in order to exclude double (triple, *etc.*) events. The parameters were then checked with the international catalogues covering territories of more countries and all the details were finally homogenised.

Before starting the source region delineation, the physical grounds of the delineation were pointed out. It was evident that an optimal balance between “seismological” and “earthquake-engineering” strategies should also be defined.

A *seismological strategy* endeavours to find a consonance between a source region and a seismogenic zone. The term seismogenic zone usually refers to a structural tectonic element which produces practically the same type of earthquakes with very similar focal mechanisms. Yet in contrast

to this fact, nobody can be sure that seismogenic zones identified by this approach are really all possible zones of the area under study, even if all known data have undergone their identification process. Further, nobody can exclude a case in future in which another new zone could originate there, or that any contemporary weak seismic activity in a certain zone could increase. It is known that a preparatory process leading to a strong earthquake, especially in areas of moderate seismicity, lasts a long time (*i.e.* several hundreds or thousands years). Therefore, if a relatively large geological structure exists, and inside it many similar seismogenic zones are identified, it is advantageous to place all the zones into one source region. On the one hand this simplifies the hazard calculations and, on the other hand, it is a rather important factor which allows a new (and still unknown) earthquake-prone zone to be also included in the source region.

In the *earthquake-engineering strategy* the earthquakes are taken as sources of mechanical vibrations which affect buildings and other engineering structures. From this viewpoint, the main aspects for delineating the source region include a clustering of earthquakes and their epicentre density. In general, engineering structures are not significant for defining the type of earthquake but rather the intensity of vibrations.

It is evident that in both strategies the reliability of the source region delineation depends on the number of earthquake occurrences: the lower the amount of earthquake events located in one source region, the lower the credibility of the approximations obtained by the statistical processing of data which characterise the source region. It means that not only an optimal balance between the two strategies but also a statistical balance among the data is needed.

From the viewpoint of the earthquake hazard assessment, analyses and correlations between the earthquake epicentres and geological structures should be more detailed for distances near to the investigated site; as the distance increases not so much detail is required. The source regions close to the site have to be delineated more precisely (*i.e.* small regions and/or sub-regions have to be introduced). Consequently, maps of different scales are needed: from 1:50,000 (near to the site), to 1:100,000 (for distances of 70–200 km), and up to 1:200,000 or 1:500,000 (for distant regions 300–400 km away). If no such maps exist, other related materials have to be used.

Problems could appear if, within the area of the investigated radius, there are territories of other countries, and their geological and geophysical data have been processed and compiled in different ways. Expert estimations must then be introduced. Since such case represents a particular task, it must be solved individually with respect to the local and regional conditions of the area. In this investigation, from geological and geophysical materials and databases the following data were applied: geological, structural and tectonic maps and selected cross-sections; data on sedimentary covers and, if possible, their seismic P- and S-wave velocities and bulk densities; and maps of Bouguer anomalies, Moho discontinuity and recent crustal movements. Other geologi-

cal information that could contribute to understanding the seismicity and geodynamical pattern of the area up to 200 and 300-400 kilometres were also applied.

The earthquake data file allowed *source regions* to be delineated in accordance with earthquake epicentre distribution and geological structures (Figure 1). The principal

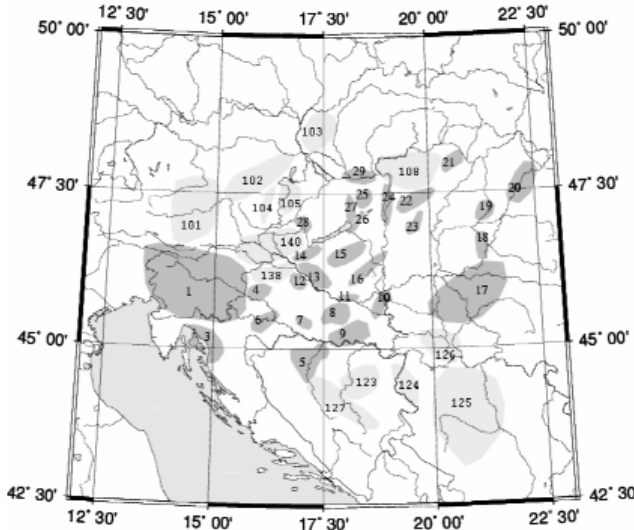


Figure 1. Source regions for the Bataapati (Üveghuta) Site
Dark grey = major source regions (listed in text), light grey = additional source regions (not listed in text)

1. ábra. A Bataapati (Üveghutai)-telephely forrásterületei
Sötétszürke = fő forrásterületek (a szövegben felsorolva), világosszürke = kiegészítő forrásterületek (a szövegben nem említve)

source regions were delineated carefully because of their direct influence on the earthquake hazard assessment of the Bataapati (Üveghuta) Site. A list of the source regions applied for the Bataapati (Üveghuta) Site is given below:

- | | | |
|-------------------------------|-------------------|---------------|
| 1. Slovenian | 12. Koprivnica | 23. Kecskemét |
| 2. Peri-Adriatic ¹ | 13. Dráva | 24. Duna |
| 3. Kvarner | 14. Buzsák | 25. Zámoly |
| 4. Medvednica | 15. Kapos-Tamási | 26. Polgárdi |
| 5. Banja Luka | 16. East Mecsek | 27. Berhida |
| 6. Sisak | 17. Banat | 28. Nagyörbő |
| 7. Pakra | 18. Békés | 29. Komárom |
| 8. Papuk | 19. Szeghalom | |
| 9. Slavonski Brod | 20. Érmellék | |
| 10. Osijek | 21. Southern Bükk | |
| 11. West Villány | 22. Bogyi | |

Earthquake activity rates and maximum earthquakes

The earthquake sub-catalogues for every region were created and normalised with respect to the time occurrence of individual events (SCHENK 1983). Then the cumulative annual recurrence graphs of all source regions were assessed. They characterise the earthquake activity rates in accordance with the following relations:

¹It is not indicated separately; runs along the northern rim of 1.

$$\log \sum N_y(I_0) = (a \pm \sigma_a) - (b \pm \sigma_b) \times I_0 \quad (2)$$

where N_y is the annual occurrence rate of earthquakes and the epicentre intensity is I_0 .

The regression coefficients a and b were determined together with their standard deviations σ_a and σ_b with the least square method being applied for all source regions. Individual approximations obtained for every source region and used in the hazard calculation distinctly display the safety-margin probability level with respect to the standard deviations of 1σ (0.68 or 68%). To introduce that level (SCHENK et al. 1997) into the earthquake hazard calculations, the mean values of coefficients a have to be enlarged for σ_a . On the other hand, the mean values of coefficients b must be decreased for σ_b . An example of this approximation for the source region No. 4 Medvednica can be seen in Figure 2.

The source region sub-catalogues were individually analysed to obtain estimates of the maximum possible epicentre intensity I_0 . The theory of extreme values — the Gumbel III statistic procedure (GUMBEL 1958) — allows asy-

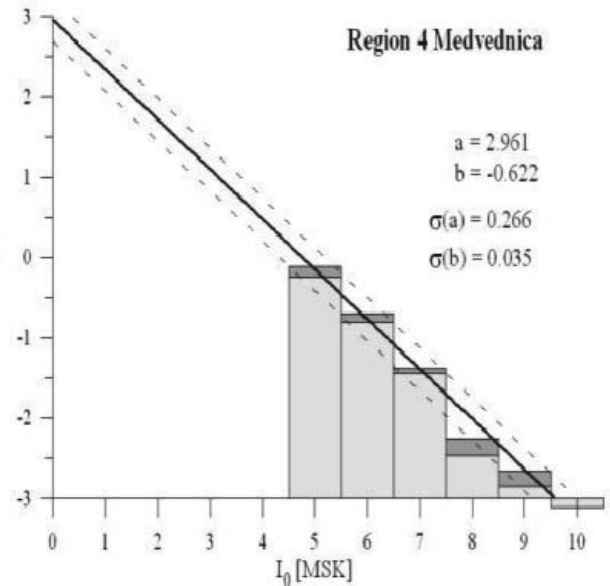


Figure 2. The cumulative annual recurrence graph for the source region No. 4 Medvednica

Light grey columns = standard distribution, dark grey columns = cumulative distribution, bold line = mean approximation of the cumulative distribution, dashed lines = standard deviation σ_a limits

2. ábra. A 4. sz., Medvednicai forrásterület kumulatív éves visszatérési diagramja

Világosszürke oszlop = standard eloszlás, sötétszürke oszlop = kumulatív eloszlás, vastag vonal = a kumulatív eloszlás középértékének közelítése, szaggatott vonal = a standard szórás σ_a határa

mptotic approximations of the maximum expected earthquakes to be found both for various time intervals (sequentially increasing from a one year up to a several years time interval) and for various intensity levels of sub-catalogue data (SCHENK, KOTTNAUER 1991).

The maximum earthquake probability $P_{\max\text{-eq}}$ was evaluated for every source region by the mean value of Gumbel III approximations calculated for the return period of 10,000

years (SCHENK et al. 1997). Standard deviation σ was obtained for each mean value, and finally the “mean value + 2” σ ” was adopted for the probability $P_{\text{max-eq}} = 0.99$ (as the maximum expected earthquake). If the Gumbel III statistics gave any indistinct solution, the maximum expected intensity was determined by an expert estimate which took into ac-

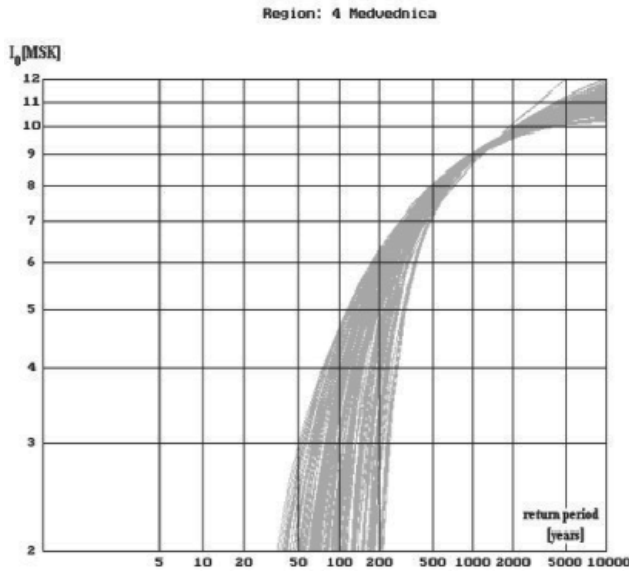


Figure 3. The Gumbel III extreme distributions for the source region No. 4 Medvednica

Gray lines = individual solutions of the Gumbel III distributions obtained for various combinations of interval durations and for a given period of observation

3. ábra. A 4. sz., Medvednicai forrásterület Gumbel III kiugró eloszlásai
Szürke vonalak = a Gumbel III eloszlás egyedi megoldásai adott megfigyelési időszakra és különböző intervallumokra

count the maximum observed intensity. An example of the Gumbel III distribution for the source region No. 4 Medvednica is shown in Figure 3.

Macroseismic intensity attenuation law

Attenuation relations greatly influence the earthquake hazard assessments. For the hazard calculations the intensity attenuation laws were compiled from all available isoseismal maps of Hungary and neighbouring countries up to a distance of 300 kilometres from the Bábaapáti (Üveghuta) Site (Table 1).

The dashed lines on Figure 4 were approximated by the relation applied for the earthquake hazard assessment in the various forms with respect to standard deviation σ

$$I - I_0 = (2.79 \pm 1.76) - 1.69 \log R \text{ (km)},$$

i.e. for the mean values

$$I - I_0 = 2.79 - 1.69 \log R \text{ (km)} \dots (P = 50\%),$$

for the mean values plus σ

$$I - I_0 = 4.55 - 1.69 \log R \text{ (km)} \dots (P = 84\%),$$

for the mean values plus 1.5 σ

$$I - I_0 = 5.43 - 1.69 \log R \text{ (km)} \dots (P = 90\%), \text{ etc.}$$

Table 1. List of the isoseismal maps analysed

Date	I_0	Date	I_0
28 June 1763	9.5	3 July 1925	5.0
14 Jan 1810	8.0	28 Sept 1926	6.5
1 July 1829	7.0	8 Oct 1927	7.9
15 Oct 1834	8.0	18 Mar 1928	7.0
15 Oct 1834	8.5	25 Aug 1928	7.5
1 July 1851	7.5	6 Mar 1930	6.0
10 Oct 1879	8.0	11 Apr 1930	5.0
11 Oct 1879	8.0	20 July 1930	5.0
22 June 1892	7.0	22 Aug 1930	6.0
11 Mar 1893	7.0	31 Aug 1934	6.5
14 Apr 1895	8.5	4 Mar 1936	5.0
29 Jan 1900	6.5	6 Sept 1936	7.0
16 Feb 1901	5.5	10 June 1937	6.0
17 Dec 1901	7.0	27 Mar 1938	8.0
26 June 1903	8.0	23 Mar 1939	5.5
23 May 1905	7.0	14 May 1942	6.0
17 Dec 1905	7.5	30 Sept 1942	6.0
22 Mar 1907	6.0	21 Nov 1942	5.0
19 Feb 1908	6.5	14 Mar 1949	6.0
28 May 1908	7.5	31 Aug 1950	8.0
29 May 1909	6.0	19 Feb 1951	7.0
8 Oct 1909	8.5	13 Sept 1953	6.5
11 May 1910	6.0	27 May 1959	7.5
8 July 1911	9.0	22 Oct 1960	6.0
1 May 1916	7.0	13 Apr 1964	8.0
29 Jan 1917	8.0	31 Dec 1969	7.0
24 Nov 1922	7.0	15 Aug 1985	6.5
31 Jan 1925	8.5		

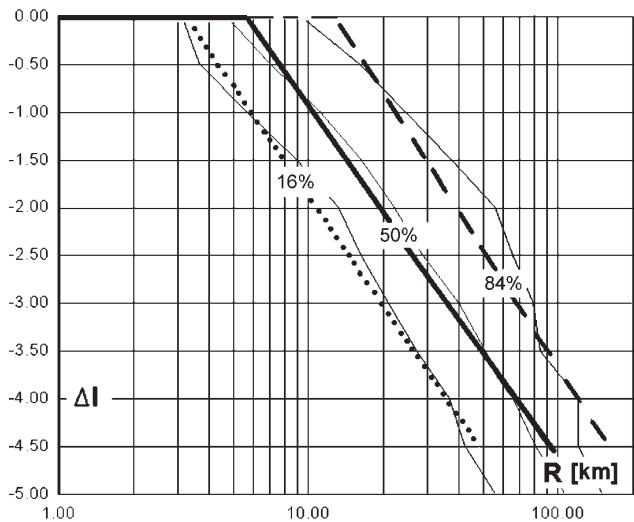


Figure 4. Macroseismic intensity attenuations determined for the broad Bábaapáti (Üveghuta) Site

Bold line = mean values ($P = 50\%$), dotted line = mean values minus standard deviation σ ($P = 16\%$), dashed line = mean values plus standard deviation σ ($P = 84\%$)

4. ábra. A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely széles körzetére meghatározott makroszeizmikus intenzitás-csillapodások

Vastag vonal = középértékek ($P = 50\%$), pontozott vonal = középértékek mínusz σ standard szórás ($P = 16\%$), szaggatott vonal = középértékek plusz σ standard szórás ($P = 84\%$)

Only relations with “plus σ ’s” are mentioned because they were applied in the hazard calculations to obtain resulting values for “safety-margin” sides.

Probabilistic earthquake hazard calculations

The earthquake hazard calculations were performed with respect to the Decree 62/1997 (XI. 26.) IKIM of the Ministry of Industry, Trade and Tourism. This states: “the seismic stability of the site must be studied in a geological scale and predicted for 600 years”. Therefore, the hazard calculations had to involve input data probabilities (see above) satisfying a return period of 600 years. Since the constructions in the Bataapati (Üveghuta) Site are assumed to be more durable, their life-time was increased to 150 years. Under such conditions the earthquake hazard assessment for the return period 600 years, and which determine the seismic stability of the Bataapati (Üveghuta) Site, was calculated for the non-exceedance probability $P_{eq-haz} = 78\%$. To illustrate trends of hazard output dependence up to the resulting probability $P_{eq-haz} = 78\%$, four solutions for the earthquake hazard assessments are given in Table 2.

The earthquake hazard calculations for the Bataapati (Üveghuta) Site were accomplished by the program SERIAL (SCHENK 1979), based on Cornell’s algorithm (CORNELL 1968). The hazard curves were expressed in macroseismic intensities and calculated for conditional probabilities P_{eq-haz} of 25, 58, 70 and 78% to obtain a set of hazard solutions related to the non-exceedance probability 78% in 150 years and corresponding to the return period of 600 years.

Figure 5 demonstrates the resulting hazard values for the Bataapati (Üveghuta) Site: one can see that the maximum earthquake hazard value which can be expected at the Bataapati (Üveghuta) Site on its ground surface reaches principally a macroseismic intensity around 6 °MSK. When P_{eq-haz} increases, the maximum hazard values shift towards higher values, since the macroseismic intensity decrease ΔI is less intensive as the distance increases. Most of the source regions have at some time affected the Bataapati (Üveghuta) Site up to a principal value of 6 °MSK. Only source region No. 4 Medvednica for $P_{eq-haz} \leq 70\%$ shifted the hazard value to $6^{3/4}$ °MSK. In the case of $P_{eq-haz} \approx 78\%$, the Medvednica

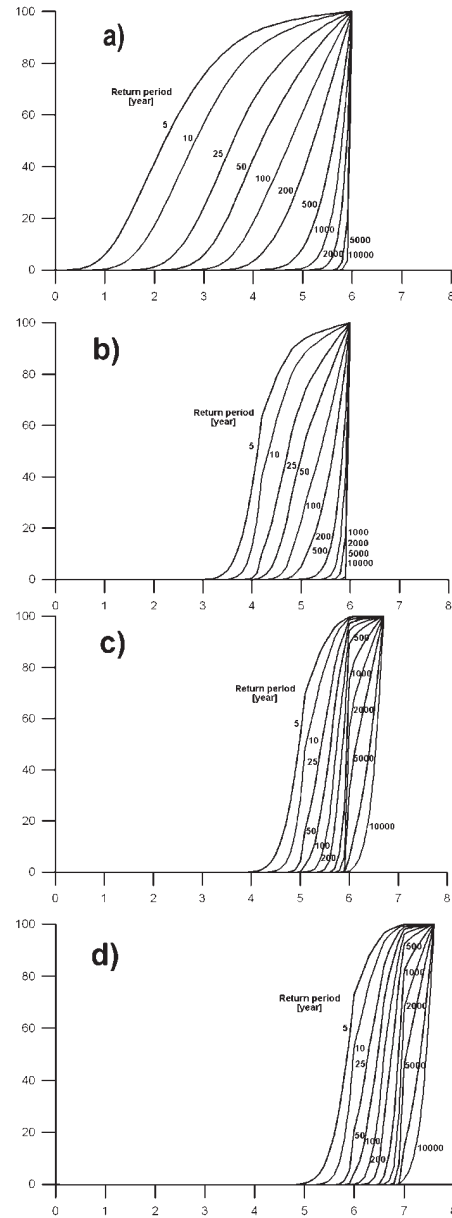


Figure 5. Earthquake hazard assessment for the Bataapati (Üveghuta) Site

a) $P_{eq-haz} = 25\%$, b) $P_{eq-haz} = 58\%$, c) $P_{eq-haz} = 70\%$ and d) $P_{eq-haz} = 78\%$

5. abra. A Bataapati (Üveghutai)-telephely földrenéskockázatának értékelése

a) $P_{frkoc} = 25\%$, b) $P_{frkoc} = 58\%$, c) $P_{frkoc} = 70\%$, d) $P_{frkoc} = 78\%$

Table 2. Earthquake hazard calculations

Input data		Solution 1	Solution 2	Solution 3	Solution 4
Coefficients of the recurrence graphs	a	mean (P = 50%)	mean + 1 σ (P = 84.1%)	mean + 1 σ (P = 84.1%)	mean + 1 σ (P = 84.1%)
	b	mean (P = 50%)	mean - 1 σ (P = 84.1%)	mean - 1 σ (P = 84.1%)	mean - 1 σ (P = 84.1%)
Maximum earthquake	E_{max}	mean + 2.5 σ (P = 99.4%)	mean + 2.5 σ (P = 99.4%)	mean + 2.5 σ (P = 99.4%)	mean + 2.5 σ (P = 99.4%)
Attenuation	ΔI	mean (P = 50%)	mean + 0.5 σ (P = 69.2%)	mean + 1 σ (P = 84.1%)	mean + 1.5 σ (P = 93.3%)
Probability	P_{eq-haz}	24.85%	57.84%	70.30%	78.00%

source region together with some other regions (Nos. 12+13, 15, 25+26+27, 104+105, 126, 138 and 140) contribute to an increase in the hazard value towards 7° MSK.

The shifting of the hazard values for the Bábaapáti (Üveghuta) Site to greater values of macroseismic intensity 7–7° MSK is connected with an increase of P_{eq-haz} to 78%. This is due to the source region of Medvednica with its maximum observed intensity of 10° MSK and maximum expected intensity of 10.9° MSK; the latter was applied in the hazard calculations. Similar situations were observed for other source regions: their maximum observed intensities were often 1° MSK lower than their statistically expected ones.

At the beginning of the probabilistic earthquake hazard assessment for the Bábaapáti (Üveghuta) Site, it was decided to keep strictly to the conservative approach — *i.e.* to realise the earthquake hazard evaluation for the “safety-margin side” of $P_{eq-haz} \approx 78\%$. Therefore, in accordance with the hazard calculations (Figure 5) the two following statements can be made:

— for 95–98% earthquake events, the earthquake hazard for the ground surface at the Bábaapáti (Üveghuta) Site will not reach of 7° MSK and

— only in exceptional cases (2–5%), could the earthquake hazard for the Bábaapáti (Üveghuta) Site surface reach 7 to 7° MSK.

Earthquake hazard assessment for a depth of 250 metres

In 1980s the problem of how to transfer earthquake hazard values determined for the ground surface to a given level was solved for a radioactive waste disposal site near Basel, Switzerland (Nagra 1985a, 1985b). The site was monitored by a local seismic network and the earthquake hazard was assessed for the peak ground accelerations (PGA). Two criteria were found:

A) during the Friuli earthquake in 1976 the Central Alps were shaken by a macroseismic intensity of approximately 8° MSK and the horizontal PGA on the ground surface reached values between 1 to 2 m/s². It was found that for depths of around 1200 metres the PGA values were — at a maximum — half the value of the surface one — *i.e.* the PGA only reached 7° to 1 m/s² and

B) investigations in underground tunnels showed that

1. for macroseismic intensities of around 8° MSK no breakage in underground constructions occurred while
2. for intensities greater than 8° MSK small breakages appeared.

These criteria were applied to the Bábaapáti (Üveghuta) Site and allowed quantitative dynamic seismic effects for a depth of 250 metres (below the pre-Cenozoic basement level at the Site) to be assessed. The considerations mentioned below were taken into account.

One can see in Figure 4 that seismic vibrations and dynamic effects are attenuated in accordance with an exponential law. To apply criterion A) for a depth different to 1200 m

(in our case, for a depth of 250 m), the 50% attenuation value found for seismic effects at 1200 m must be corrected by the ratio of $\log 1200/\log 250 \approx 1.3$. It means that instead of the 50% attenuation of seismic effects observed at a depth of 1200 m only a 35% attenuation can be applied for the depth 250 m. This solution corresponds to the Mesozoic rocks (limestones, dolomites, *etc.*) of the Central Alps.

To introduce an analogous approach for the Bábaapáti (Üveghuta) Site, the changes of PGA values had to be converted into macroseismic data. Two general facts were considered: (i) the earthquake hazard values expressed as a macroseismic intensity are based on data observed on the ground surface and (ii) the basement hard rocks in Hungary, Croatia and Serbia are covered by Cenozoic sediments softer than Alpine limestones and dolomites. Some studies of the seismic effect amplifications caused by soft sediments (SCHENK et al. 1994; SHAPIRA, FELDMANN 1995; TODD, HARRIS 1995) demonstrated that the PGA effects can be amplified even more than 100% for what corresponds to a macroseismic intensity enlargement of 1° MSK. Under such conditions the correction ratio found for the Basel Site can be lowered to 1.1–1.2 for the Bábaapáti (Üveghuta) Site. Besides, since the earthquake hazard for the Bábaapáti (Üveghuta) Site was calculated as “safety-margin side values” a worse correction ratio of 1.2 was introduced. This means that the 40% attenuation would convert the hazard values given in the macroseismic intensity for the surface level of the Bábaapáti (Üveghuta) Site to the 250 m depth level of the repository. This means that the resulting earthquake hazard would have to be lowered by approximately 1° MSK, and the converted hazard values to a depth of 250 m at this site can be assessed consecutively:

— for more than 95–98% earthquake events the earthquake hazard of the Bábaapáti (Üveghuta) Site at a depth of 250 metres will reach a maximum of 6 to 6° MSK and

— only in a few cases (2–5%) would the earthquake hazard at this depth reach 6° to 7° MSK.

The PGA values related to the macroseismic intensities can be assessed according to materials given in IAEA (1972) and in the Report (1981) where conversion relations between both these quantities were published. The previous discussion showed that the earthquake hazard at a depth of 250 m could never exceed 7° MSK. It means, in accordance with the second criterion (B), that no breakage and damage of the waste disposal facility can be expected.

It was also taken into account that possible attenuation changes, caused by a propagation of seismic vibrations through fracture zones in the basement of the Bábaapáti (Üveghuta) Site, could occur. In a case in which seismic vibrations spread along the zone, these would be less attenuated and their dynamic effects could be more intensive at the Site. This indicates that the expected differences could reach a half of the macroseismic intensity degree. Since the hazard calculations for the Bábaapáti (Üveghuta) Site were performed for “safety-margin” conditions, it can be assumed that these differences are already involved in the hazard evaluations.

Conclusion

The earthquake hazard assessments for the Bábaapáti (Üveghuta) Site show that the hazard determined for the 250 metres depth level can hardly exceed 7 °MSK. The value 7 °MSK — in accordance with IAEA (1972) and Report (1981) — relates to a PGA of 0.05–0.1 g. The IAEA regulations and

many national codes in Europe and other countries all over the world stipulate 0.1 g (which closely corresponds to 7 °MSK) as the obligatory minimal earthquake hazard level for constructions of nuclear facilities. In other words, the Bábaapáti (Üveghuta) Site fully corresponds to recent safety regulations and can be confirmed as a suitable site for the construction of an underground radioactive waste disposal repository.

References — Irodalom

- CORNELL, C. A. 1968: Engineering seismic risk analysis. — *Bulletin of the Seismological Society of America* 58 (5), pp. 1583–1606.
- CVIJANOVIĆ, D. 1981: Seizmičnost područja SR Hrvatske. Disertacija. — *Manuscript*, Sveučilište u Zagrebu, Physical and Mathematical Faculty, Zagreb University, Zagreb.
- DRIMMEL, J., FIEGWEL, E. 1995, Earthquake catalogue of Austria. — *Unpublished computer file* of the Austrian Geophysical Service, Central Institute for Meteorology and Geodynamics, Vienna.
- Eurocode 8 1998: *EN (European Nations) Eurocode 8: Design provisions for earthquake resistance of structures*. — www.setra.fr/euronormes/anglais_francais/EN/EurocodesEnGbFr_98.htm
- GUMBEL, E. J. 1958: *Statistics of Extremes*. — Columbia University Press, New York (<http://www.xycoon.com/Gumbel.htm>).
- GUTERCH, B. 1995: Earthquake catalogue of Poland. — *Unpublished computer file*, Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warszawa.
- HERÁK, M., 1995: Earthquake catalogue of Croatia and adjacent regions. — *Archives of the Andrija Mohorovičić Geophysical Institute*, Zagreb.
- IAEA 1972: Earthquake guidelines for reactor siting. — *Technical reports series No. 139*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 26 p.
- LABÁK, P., BROUČEK, I. 1995: Catalogue of macroseismically observed earthquakes on the territory of Slovakia started from the year 1034. — *Unpublished file*, Geophysical Institute, Slovakian Academy of Sciences, Bratislava.
- MÓNUS, P., ZSÍROS, T., TÓTH, L. 2002: Hungarian earthquake catalogue, 1995–2002. — *Web-sites* of the Geo-Risk Ltd., Budapest.
- Nagra 1985a: *Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) NGB 85-05 Projekt Gewähr. Endlager für Hochaktiveabfälle. Sicherheitsbericht*. — Nagra, Baden, Switzerland.
- Nagra 1985b: *Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) NGB 85-06 Projekt Gewähr. Endlager für Schwach- und Mitteaktiveabfälle. Bautechnik und Betriebsphase*. — Nagra, Baden, Switzerland.
- OGS 1987: Alpor: Catalogo delle Alpi Orientali. — *Computer printout*, Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS), Trieste.
- ONCESCU, M. C., MARZA, V. I., RIZESCU, M., POPA, M. 1999: The Romanian earthquake catalogue between 984–1997, catalogue under continuous update. — In: WENZEL, F., LUNGU, D., NOVAK, O. (eds): Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation. Contributions from the first international workshop on Vrancea earthquakes. *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 11. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Boston, London, pp. 43–47.
- POSTPISCHL, D. (ed.) 1985: *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. — Consiglio Nazionale della Ricerche, Bologna, 239 p.
- Report 1981: Report on the ad-hoc panel meeting of experts on updating of the MSK–64 Seismic Intensity Scale, Jena, 10–14 March 1980. — *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 90 (3), pp. 261–268.
- RIBARIĆ, V. 1982: *Seizmicnost Slovenije, I. Katalog postupov (792 n. e. – 1981)* [in Slovenian: Seismicity of Slovenia, Catalogue of Earthquakes (792 A. D. – 1981)]. — Publikacije Seizmološkega Zavoda [Seismological Survey of the] SR Slovenije, Serija A, Ljubljana, 649 p.
- SCHENK, V. 1979: Computer program SERIAL for evaluation of the earthquake hazard at chosen site. — *Manuscript*, Geophysical Institute of the Czechoslovakian Academy of Sciences, Prague.
- SCHENK, V. 1983: On the problem of time-normalization of the magnitude-frequency relation. — *Annales Geophysicae* 1 (6), pp. 439–442.
- SCHENK, V., KOTTNAUER, P. 1991: Probabilistic methods in maximum earthquake assessment. — In: *Soil dynamics and earthquake engineering 5*. Computational Mechanics Publications and Elsevier, Southampton, Boston, London, New York, pp. 15–21.
- SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P. 1994: Earthquake Hazard Map Corrections of Effects of Near-Surface Sediments: an Example of the Bílina District, Czech Republic. — *Abstracts, 24th ESC (European Seismological Commission) General Assembly, Athens, September 19–23, 1994*, University of Athens, p. 109.
- SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P. 1997: Categorisation and harmonisation of probabilistic earthquake hazard assessments with respect to statistic representation of input data. — In: *New phenomena in ground motion, earthquake hazard and risk evaluation*, *Natural Hazards* 15 (2–3), pp. 121–137.
- SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., GUTERCH, B., LABÁK, P. 2000: Earthquake hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia. Contribution to the ILC/IASPEI (International Law Commission / International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) Global Seismic Hazard Assessment Program. — In: *Natural hazards; state-of-the-art at the end of the second millennium*, *Natural Hazards* 21 (2–3), pp. 331–345.
- SCHENKOVÁ, Z., KÁRNÍK, V. (eds) 1993: Catalogue of earthquake for Central and Eastern Europe. — *Unpublished computer file*, Geophysical Institute, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague.

- SCHENKOVÁ, Z., SCHENK, V., GUTERCH, B., LABÁK, P., KOTTNAUER, P. 2000: Earthquake catalogue of the Czech Republic. — *Unpublished computer file*, Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague.
- SHAPIRA, A., FELDMANN, L. 1995: Macroseismic Zonation in Israel. — *Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Zonation, Nice (France), October 17–19, 1995*, volume 1, pp. 484–492.
- SHEBALIN, N. V., KARNÍK, V., HADZIEVSKI, D. 1974: *Catalogue of Earthquakes. Balkan Region, Part II: prior to 1900*. — UNDP/UNESCO (United Nations Development Programme / United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation) Survey of the Seismicity of the Balkan Region. Skopje, 600 p.
- TODD, D., HARRIS, J. R. 1995: De facto microzonation through the use of soils factors in design triggers. — *Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Zonation, Nice (France), October 17–19, 1995*, volume 1., pp. 510–517.
- ŽIVČIČ, M. 1993: *Seismicity of Slovenia, Catalogue of earthquakes (1981–1993)*. — Seismological Survey of the SR of Slovenia, Geophysical Survey of Slovenia, Ljubljana.
- ZSÍROS, T., MÓNUS, P., TÓTH, L. 1988: *Hungarian earthquake catalogue, 456–1986*. — Geodetical and Geophysical Research Institute, Budapest, 182 p.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázatának értékelése

SCHENK, VLADIMÍR¹, BALLA ZOLTÁN², SCHENKOVÁ, ZDEŇKA¹, KOTTNAUER, PAVEL¹, DUDKO ANTONYINA², MAROS GYULA², PICHL, RICHARD¹, JECHUMTÁLOVÁ, ZUZANA¹, JECHUMTÁL, MICHAL¹

¹Ústav struktury a mechaniky hornin Akademie Věd České Republiky, V Holesovickách 41, 182 09, Prague 8, Česká Republika.

²Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, epicentrumok, földrengések, földrengéstérképek, hulladék-elhelyezési telephely, Magyarország, Mórágymű, radioaktív hulladék, szeizmikus források, szeizmikus intenzitás, szeizmikus kockázat

Összefoglalás

A tanulmány a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázatának a radioaktív hulladék elhelyezés jelenlegi mérnöki gyakorlatával kapcsolatos valószínűségi értékelési problémáját érinti. 400 km távolságig terjedő földrengés-katalógust készítettünk, s a földtani és geofizikai anyagok alapján szeizmikus forrásterületeket jelöltünk ki. Minden forrásterületre értékeltük a szeizmikus bemeneti adatokat (aktivitás, maximális földrengés) és a szeizmikus hullámok regionális csillapodási törvényszerűségeit, majd földrengés-kockázati értékeket számítottunk a megkövetelt 600 éves visszatérési időre. Alkalmazott módszerünk kiterjeszti a SCHENK (1983; SCHENK et al. 1997, 2000) által korábban kidolgozott műveleteket és a bemeneti adatok szabványosítását. A tanulmányban négyféle kockázati modellt számítottunk, hogy reális földrengéskockázatot kapjunk a felszínre és 250 m-es mélységre. Az eredményeket az érvényes biztonsági előírások szemszögéből mutatjuk be és tárgyaljuk, s ezzel igazoljuk, hogy a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely alkalmas radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére.

Bevezetés

A valószínűségi földrengés-kockázati értékelés statisztikus feltételeket követ, amelyeket számos nemzeti építkezési előírásban és nemzetközi ajánlásban (pl. Eurocode-8, IAEA 1972) fogadtak el. A földrengés-kockázati számítás realitása a bemeneti adatoktól függ, így szükség van az utóbbiak értékelésére mind statisztikai megközelítéssel, mind szakértői becslésekkel. A bemeneti adatok meghatározására gyakran használt statisztikai módszerek lehetővé teszik, hogy meghatározzuk az adatok középértékét és standard szórását. Cikkünkben a bemeneti adatok standard szórását olyannak vettük, hogy azok mértékül szolgáljanak a kockázati értékek 90%-os valószínűségének megítéléséhez.

A földrengéskockázat meghatározásához fölhasznált alábbi bemeneti adatok szükségesek (CORNELL 1968):

1. egy forrásterület szeizmikus hatása visszatérési grafikonok formájában kifejezve,
2. a minden egyes forrásterületre meghatározott maximális várható földrengés és

3. a szeizmikus hullámok makroszeizmikus intenzitásokban megadott csillapodási viszonyai, illetve talajgyorsulásai.

Ezután a P_{frkoc} feltételezett valószínűségét az alábbi formában fejeztük ki:

$$P_{\text{frkoc}} = P_{\text{hatás}} \times P_{\text{max-fr}} \times P_{\text{csill}} \quad (1)$$

Feltételezzük, hogy a kockázati számítás bemeneti adatai normális eloszlásúak, vagyis mindegyikre meghatározható a középérték és a standard szórás (σ). A σ standard szórás az értékek csoportosulását adja az adathalmaz középértéke körül. A „középérték $\pm \sigma$ ” intervallum az értékek 68,3%-át foglalja magában, a „középérték $\pm 2\sigma$ ” intervallum 95,7%-ukat stb. Ha csak egyoldali eloszlási szinteket tanulmányozunk, pl. a maximumok oldalát (amelynek neve biztonságiküszöb-oldal), a „középérték $\pm \sigma$ ” intervallum már az események 84,1%-át foglalja magában, ami valamennyi értéket jelenti a legkisebbtől a „középérték $\pm \sigma$ ” értékig. Hasonlóképpen a „középérték $\pm 2\sigma$ ” intervallum 97,7%-ot jelent stb. A $P_{\text{hatás}}$, $P_{\text{max-fr}}$ és P_{csill} meghatározásában a standard eltérés eme koncepcióját alkalmaztuk annak ér-

dekében, hogy garantáljuk a kockázati számítás biztonságiküszöb-oldali megközelítéséhez szükséges $P_{\text{fkoc}} = 0,9$ szintű feltételezett valószínűséget. Ilyen feltételek mellett a $P_{\text{hatás}}$, $P_{\text{max-fr}}$ és P_{csill} valószínűségek egyedi becslései csak a 0,9–1,0 intervallumba eshetnek. Ha például a bemeneti adatok egyik valószínűsége 0,9, a másik kettőé már csak 1,0 lehet.

Földrengés-kockázati bemeneti adatok a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyre

Szeizmikus forrásterületek

A földrengéskockázat értékeléséhez általában 200 km-es sugarat szoktak felvenni. A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen egy igen hosszú működési idejű objektumot, radioaktív hulladékok felszín alatti tárolóját tervezik. Ezért úgy döntöttünk, hogy ezt a szokásos sugarat 300–400 km-re növeljük annak érdekében, hogy figyelembe vegyünk minden kifejezetten szeizmoaktív övet és jobban korreláljuk a földtani és geofizikai térképeken látható szerkezeteket a földrengésekkel.

A 200 km távolságig előforduló földrengésekre az illető országok szeizmológusai által készített katalógusokat használtuk fel: Boszniára és Hercegovinára CVIJANOVIĆ (1981), Horvátországra CVIJANOVIĆ (1981) és HERÁK (1995), Magyarországra ZSÍROS et al. (1988) és MÓNUS et al. (2002), Romániára ONCESCU et al. (1999), Szerbiára CVIJANOVIĆ (1981), Szlovákiára LABÁK, BROUČEK (1995), valamint Szlovéniára RIBARIĆ (1982) és ŽIVČIĆ (1993) munkáját. 300–400 km távolságig az Ausztriára DRIMMEL, FIEGWEL (1995), Csehországra SCHENKOVÁ et al. (2000), Olaszországra az OGS (1987) és POSTPISCHL (1985), továbbá Lengyelországra GUTERCH (1995) katalógusának megfelelő részét használtuk fel. Ily módon a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földrengés-katalógusa tartalmazza a nemzetközi és regionális katalógusok (SHEBALIN et al. 1974 és SCHENKOVÁ, KÁRNÍK 1993) adatait is.

Az országhatárokhoz közeli földrengések adatait a fenti katalógusok alapján tisztáztuk. Miután összeállítottuk a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földrengés-katalógusának munkaállományát, amely valamennyi katalógus összeolvasztásával és az ismétlődő események kiszűrésével készült, paramétereit a több ország területét lefedő nemzetközi katalógusok alapján ellenőriztük, majd végül homogenizáltuk.

Mielőtt kijelöltük volna a forrásterületeket, a kijelölés fizikai alapját elemeztük. Nyilvánvaló volt, hogy az ún. „szeizmológiai” és „földrengés-mérnöki” stratégiák között optimális egyensúlyt kell teremtenünk.

A *szeizmológiai stratégia* arra irányuló törekvés, hogy kapcsolatot találjunk forrásterület és szeizmogén öv között. Szeizmogén öv alatt általában egy olyan szerkezeti elemet értenek, amely gyakorlatilag azonos típusú földrengéseket vált ki igen hasonló fészekmechanizmusokkal. Azonban senki nem lehet biztos abban, hogy az ily módon kijelölt szeizmogén övek valóban képviselik a vizsgált terület vala-

mennyi lehetséges övét, még akkor sem, ha azonosításukhoz valamennyi rendelkezésre álló adatot felhasznált. Továbbá senki sem zárhatja ki azt az esetet, hogy a jövőben egy másik, új öv keletkezik, vagy hogy valamelyik öv ma gyenge szeizmicitása a jövőben megerősödik. Ismeretes, hogy egy erős földrengést előkészítő folyamat, különösen a mérsékelt szeizmicitású területeken, hosszú ideig, évszázadokig vagy évezredekig tart. Ezért ha egy nagyobb földtani szerkezeten belül több hasonló szeizmogén övet azonosítunk, célszerű mindezen öveket egyazon forrásterületbe összevonni. Ez a lépés egyrészt egyszerűsíti a kockázati számításokat, másrészt viszont ez egy eléggé fontos tényező, amely lehetővé teszi, hogy új, még ismeretlen, kisebb méretű földrengés-öveket is bevonjunk a forrásterületekbe.

A *földrengés-mérnöki stratégiában* a földrengéseket épületekre vagy más mérnöki létesítményekre ható mechanikai vibráció forrásának tekintik. Ebből a szempontból a forrásterületek kijelölésének legfontosabb aspektusa a földrengések csoportosulása és epicentrumaik sűrűsége. Egyszerűen szólva, a mérnöki létesítményeket nem érdekli a földrengések típusa, de érdekli a vibrációk intenzitása.

Nyilvánvaló, hogy mindkét stratégiában a forrásterületek kijelölésének realitása a földrengések számától függ. Minél kisebb az egy forrásban előforduló földrengések száma, annál kisebb az ezt a forrásterületet jellemző adatok statisztikai feldolgozásával kapott közelítések megbízhatósága. Ez azt jelenti, hogy nemcsak a két stratégia közötti optimális egyensúlyra, hanem az adatok közti statisztikai egyensúlyra is kell törekednünk.

A földrengés-kockázati értékelés szempontjából a földrengés-epicentrumok és a földtani szerkezetek elemzése és korrelálása részletesebb kell, hogy legyen a vizsgált telephely közelében, s általánosabbá válhat a távolság növelésével. A telephelyhez közeli forrásterületeket pontosabban kell kijelölnünk (kisebb egységeket, illetve alegységeket kell bevezetnünk). Ezzel összhangban különböző térképekre van szükségünk: 1:50 000 léptékűekre a telephely közelében, 1:100 000 léptékűekre 70–200 km távolságig, és 1:200 000 vagy 1:500 000 léptékűekre 300–400 km távolságig. Ha nincsenek ilyen térképek, más idevonatkozó anyagokat kell használnunk.

Problémák léphetnek föl, ha a vizsgált távolságig más országok területeit is érintjük, ahol a földtani és geofizikai adatokat eltérő módon dolgozták föl és összesítették. Ekkor szakértői becslésekre kell hagyatkoznunk. Mivel ez az eset különleges feladatokat támaszt, a megoldás minden esetben egyedi lesz, az illető terület helyi vagy regionális jellegeinek figyelembevételével. A földtani és geofizikai anyagok és adatbázisok közül az alábbiakat használtuk fel: földtani, szerkezeti és tektonikai térképek, valamint kiválasztott szelvények, adatok az üledékösszeletről, ha lehetséges, szeizmikus P és S hullám sebességekkel, Bouguer-anomália térképek, Moho-térképek és jelenkori felszínmozgási térképek. Egyéb földtani információt is használtunk, amely elősegítette a 200 és 300–400 km távolságig terjedő területek szeizmicitásának és geodinamikai jellegeinek megértését.

A földrengések adatállománya lehetővé tette, hogy *forrásterületeket* jelöljünk ki a földrengés-epicentrumok és a földtani szerkezetek eloszlásával összhangban (1. ábra). A fő forrásterületeket igen alapos munkával jelöltük ki, mivel ezek közvetlen hatással vannak a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázatára. A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely értékeléséhez felhasznált forrásterületek jegyzéke a következő:

- | | | |
|----------------------------|---------------------|-----------------|
| 1. Szlovéniai | 11. Nyugat-villányi | 21. Dél-bükki |
| 2. Periadriai ¹ | 12. Koprivnicai | 22. Bugyi |
| 3. Kvarneri | 13. Drávai | 23. Kecskeméti |
| 4. Medvednicai | 14. Buzsáki | 24. Dunai |
| 5. Banja lukai | 15. Kaposi-tamási | 25. Zámolyi |
| 6. Sisaki | 16. Kelet-mecseki | 26. Polgárdi |
| 7. Pakrai | 17. Bánsági | 27. Berhidai |
| 8. Papuki | 18. Békési | 28. Nagycseréti |
| 9. Slavonski brodi | 19. Szeghalmi | 29. Komáromi |
| 10. Eszéki | 20. Érmelléki | |

A szeizmikus aktivitás és a maximális földrengések

A lokális földrengés-katalógusokat minden egyes területre az egyedi események időpontjának figyelembevételével hoztuk létre és normáltuk (SCHENK 1983). Ezután kumulatív éves visszatérési görbéket szerkesztettünk minden forrásterületre. Ezek a szeizmikus aktivitást az alábbi függvényekkel jellemzik:

$$\log \Sigma N_y(I_0) = (a \pm \sigma_a) - (b \pm \sigma_b) \cdot I_0, \quad (2)$$

ahol N_y az I_0 epicentrális intenzitású földrengések éves gyakorisága.

Az a és b regressziós együtthatót ezek σ_a és σ_b standard szórásával együtt határoztuk meg minden egyes forrásterületre a legkisebb négyzetek módszerével. A kockázati számításba bevont minden egyes forrásterületre kapott egyedi közelítés külön-külön mutatja az 1σ standard eltérésre vonatkozó biztonságoldali valószínűségi szintet (0,68 vagy 68%). Annak érdekében, hogy ezt a szintet (SCHENK et al. 1997) bevezessük a földrengés-kockázati számításba, az a együttható középértékét a σ_a értékkel meg kellett növelnünk. Ezzel ellentétben, a b együttható középértékét a σ_b értékkel csökkentenünk kellett. Az ilyen közelítést a 4. sz., Medvednica forrásterület példájával a 2. ábrán mutatjuk be.

Az egyes területek lokális földrengés-katalógusait egyenként elemeztük annak érdekében, hogy meghatározzuk a maximálisan lehetséges I_0 epicentrális intenzitást. A kiugró értékek elmélete, a Gumbel III statisztikai művelet (GUMBEL 1958) lehetővé teszi, hogy a maximális várható földrengést aszimptotikusan közelítsük mind különböző időtartamokra (azokat fokozatosan egyévesről többévesre növelve), mind a lokális katalógusok adatainak különböző intenzitásaira (SCHENK, KOTTNAUER 1991).

¹ Nincs külön föltüntetve, az 1 É-i szegélyén húzódik.

A $P_{\max-fr}$ maximális földrengés-valószínűséget minden egyes forrásterületre a 10 000 éves visszatérési időre számított Gumbel III közelítések középértékével határoztuk meg (SCHENK et al. 1997). Minden egyes középértékhez meghatároztuk a σ standard szórást, végül pedig a $P_{\max-fr} = \leq 0,99$ valószínűséghez a „középérték + 2” σ ” értéket fogadtuk el mint maximális várható földrengést. Ha a Gumbel III statisztika határozatlan eredményt adott, a maximális várható intenzitást szakértői becsléssel határoztuk meg, amely a maximális észlelt intenzitást veszi figyelembe. A Gumbel III eloszlást a 4. sz., Medvednica forrásterület példájával a 3. ábrán mutatjuk be.

Makroszeizmikus intenzitás-csillapodási törvényszerűségek

A csillapodási viszonyok jelentősen befolyásolják a földrengés-kockázati értékelést. A kockázati számításokhoz az intenzitáscsillapodási törvényszerűségeket valamennyi, a Magyarország és a szomszédos országok területére elérhető izoszeszta-térképek alapján határoztuk meg a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelytől számított 300 km-es távolságig (1. táblázat).

1. táblázat. Az elemzett izoszeizmatérképek jegyzéke

Dátum	I_0
1763. június 28.	9,5
1810. január 14.	8,0
1829. július 1.	7,0
1834. október 15.	8,0
1834. október 15.	8,5
1851. július 1.	7,5
1879. október 10.	8,0
1879. október 11.	8,0
1892. június 22.	7,0
1893. március 11.	7,0
1895. április 14.	8,5
1900. január 29.	6,5
1901. február 16.	5,5
1901. december 17.	7,0
1903. június 26.	8,0
1905. május 23.	7,0
1905. december 17.	7,5
1907. március 22.	6,0
1908. február 19.	6,5
1908. május 28.	7,5
1909. május 29.	6,0
1909. október 8.	8,5
1910. május 11.	6,0
1911. július 8.	9,0
1916. május 1.	7,0
1917. január 29.	8,0
1922. november 24.	7,0
1925. január 31.	8,5

Dátum	I_0
1925. július 3.	5,0
1926. szeptember 28.	6,5
1927. október 8.	7,9
1928. március 18.	7,0
1928. augusztus 25.	7,5
1930. március 6.	6,0
1930. április 11.	5,0
1930. július 20.	5,0
1930. augusztus 22.	6,0
1934. augusztus 31.	6,5
1936. március 4.	5,0
1936. szeptember 6.	7,0
1937. június 10.	6,0
1938. március 27.	8,0
1939. március 23.	5,5
1942. május 14.	6,0
1942. szeptember 30.	6,0
1942. november 21.	5,0
1949. március 14.	6,0
1950. augusztus 31.	8,0
1951. február 19.	7,0
1953. szeptember 13.	6,5
1959. május 27.	7,5
1960. október 22.	6,0
1964. április 13.	8,0
1969. december 31.	7,0
1985. augusztus 15.	6,5

A 4. ábrán látható szaggatott vonalat a földrengés-kockázati értékelésre vonatkoztatott alábbi összefüggés segítségével, a σ standard eltérés figyelembevételével határoztuk meg:

$$I - I_0 = (2,79 \pm 1,76) - 1,69 \log R \text{ (km)},$$

azaz a középértékekre

$$I - I_0 = 2,79 - 1,69 \log R \text{ (km)} \dots (P = 50\%),$$

a középérték plusz σ értékekre

$$I - I_0 = 4,55 - 1,69 \log R \text{ (km)} \dots (P = 84\%),$$

a középérték plusz $1,5\sigma$ értékekre

$$I - I_0 = 5,43 - 1,69 \log R \text{ (km)} \dots (P = 90\%) \text{ stb.}$$

Csak a „plusz σ -át” tartalmazó értékeket említjük, mivel ezeket használtuk a földrengés-kockázati értékelésben a „biztonságiküszöb-oldali” eredményértékek meghatározásához.

Valószínűségi földrengés-kockázati számítás

A földrengés-kockázati számítást a 62/1997 (XI. 26.) IKIM rendeletnek megfelelően végeztük, amely szerint „a telephely [...] szeizmikus [...] stabilitása földtörténeti léptékben, [...] hatszáz éves időtávlatban vizsgálendő és bizonyítandó”. Ezért a kockázati számításba a 600 éves visszatérési időt kielégítő valószínűségű bemeneti adatokat (1. följebb) használtunk. Mivel a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen tervezett építmények ennél jóval hosszabb életűek, élettartamukat 150 évre növeljük. Ilyen körülmények között a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely szeizmikus stabilitását jellemző, 600 éves visszatérési időszakra vonatkozó földrengés-kockázati számítást $P_{\text{frkoc}} = 78\%$ -os meg nem haladási valószínűsége folytattuk le. Annak érdekében, hogy illusztráljuk a kimeneti összefüggések trendjét a $P_{\text{frkoc}} = 78\%$ -os valószínűségig, a 2. táblázatban a földrengés-kockázati értékelésre négy megoldást vázolunk.

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyre vonatkozó földrengés-kockázati számítást a Cornell-algoritmusra (CORNELL 1968) épülő SERIAL programmal (SCHENK 1979) végeztük. A kockázati görbéket makroszeizmikus intenzitásban fejeztük ki, és 25, 58, 70 és 78%-os P_{frkoc} feltételes valószínűsége számítottunk annak érdekében, hogy a 600 éves visszatérési időnek megfelelő 150 évet jellemző 78%-os meg nem haladási valószínűségű kockázati megoldásokat kapjunk.

Az 5. ábrán mutatjuk be a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyre kapott kockázati értékek görbéit: láthatjuk, hogy a

maximális földrengés-kockázat a telephely felszínén elvileg eléri a 6 °MSK makroszeizmikus intenzitást. Ha a P_{frkoc} megnő, a maximális kockázati érték nagyobbá válik, mert a makroszeizmikus intenzitás ΔI csökkenése kisebb lesz a távolsággal. A forrásterületek többsége a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyre 6 °MSK-ig terjedő hatást gyakorol. Csak a 4. sz., Medvednicai forrásterület emelte meg $P_{\text{frkoc}} = 70\%$ esetén a földrengés-kockázatot 6l °MSK értékre. $P_{\text{frkoc}} \approx 78\%$ esetén a Medvednicai forrásterület egyes más forrásterületekkel (12+13., 15., 25+26+27., 104+105., 126., 138. és 140.) együtt a földrengés-kockázatot 7" °MSK-ra növeli.

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyre kapott földrengés-kockázat eltolódása a nagyobb, 7-7" °MSK értékek felé a $P_{\text{frkoc}} = 78\%$ -ra növelésével kapcsolatos. Ez annak következménye, hogy a kockázati számításba a Medvednicai forrásterületet 10 °MSK maximális megfigyelt intenzitással és 10,9 °MSK maximális várható intenzitással vontuk be. Hasonló volt a helyzet más forrásterületeken is: maximális megfigyelt intenzitásuk gyakran 1 °MSK-kal voltak alacsonyabbak, mint amit statisztikailag várhatunk.

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely valószínűségi földrengés-kockázati értékelésének kezdetétől fogva a megközelítésünk szigorúan konzervatív volt, vagyis a földrengés-kockázatot a $P_{\text{frkoc}} \approx 78\%$ „biztonsági küszöb oldalára” számítottuk. Így a kockázati számításunk (5. ábra) alapján a következő megállapításokat tehetjük:

— a földrengések 95-98%-ában a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely felszínén a földrengés-kockázatot nem fogja elérni a 7 °MSK-ot, és

— a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely felszínén a földrengés-kockázatot csak kivételes esetekben (2-5%) érheti el a 7-7" °MSK-ot.

Földrengés-kockázati értékelés 250 m-es mélységre

A nyolcvanas években azt a kérdést, hogy a felszínre meghatározott földrengés-kockázatot hogyan lehet megadott mélységre vonatkoztatni, egy Bazel (Svájc) közelében lévő radioaktív hulladék-tárolóra megoldották (Nagra 1985a, 1985b). A telephelyet lokális szeizmikus hálózattal monitorozták, s a földrengés-kockázatot talajgyorsulási

2. táblázat. Földrengés-kockázati számítások

Bemeneti adatok		1. megoldás	2. megoldás	3. megoldás	4. megoldás
A visszatérési görbék együttműködési	a	középérték (P = 50%)	középérték + 1σ (P = 84,1%)	középérték + 1σ (P = 84,1%)	középérték + 1σ (P = 84,1%)
	b	középérték (P = 50%)	középérték - 1σ (P = 84,1%)	középérték - 1σ (P = 84,1%)	középérték - 1σ (P = 84,1%)
Legnagyobb földrengés	F_{max}	középérték + $2,5\sigma$ (P = 99,4%)	középérték + $2,5\sigma$ (P = 99,4%)	középérték + $2,5\sigma$ (P = 99,4%)	középérték + $2,5\sigma$ (P = 99,4%)
Csillapodás	ΔI	középérték (P = 50%)	középérték + $0,5\sigma$ (P = 69,2%)	középérték + 1σ (P = 84,1%)	középérték + $1,5\sigma$ (P = 93,3%)
Kockázati valószínűség	P_{frkoc}	24,85%	57,84%	70,30%	78,00%

csúcsértékekben (TGYCS) vizsgálták. Az alábbi két kritériumot ismerték föl:

A) Az 1976-os friuli földrengés során a Központi-Alpokokat kb. 7 °MSK makroszeizmikus intenzitású földrengés rázta meg, s a felszínen a vízszintes TGYCS 1 és 2 m/s² közé esett. Kimutatták, hogy 1200 m körüli mélységben a TGYCS a felszínnek legfeljebb a fele volt, vagyis 1 és 0,5 m/s² között volt.

B) Felszín alatti vágatokban végzett vizsgálatok során tisztázódott, hogy

1. 8 °MSK körüli makroszeizmikus intenzitásnál nem lépett fel törés a felszín alatti építményekben, míg

2. 8 °MSK-t meghaladó makroszeizmikus intenzitásnál már kis törések jelentek meg.

A Bataapáti (Üveghutai)-telephelyre alkalmazva ezek a kritériumok lehetővé tették, hogy minőségileg értékeljük a szeizmikus hatást 250 m mélységben (a telephelyi alaphegység felszíne alatt). Emellett az alábbi megfontolásokkal éltünk.

A 4. ábrán láthatjuk, hogy a szeizmikus rezgések és a dinamikus hatások exponenciálisan csillapodnak. Ahhoz, hogy az A) kritériumot 1200 m-estől eltérő (esetünkben 250 m-es) mélységre alkalmazzuk, az 1200 m-es mélységre vonatkozó 50%-os csillapodást a $\log 1200 / \log 250 \sim 1,3$ értékkel kell korrigálnunk. Ez azt jelenti, hogy az 1200 m-es mélységre érvényes 50% helyett 250 m-es mélységre csak 35%-ot alkalmazhatunk. Ez a megoldás a Központi-Alpokban mezozoos kőzetekre (mészkö, dolomit stb.) vonatkozik.

Ahhoz, hogy hasonló értékelést folytassunk le a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyre, a TGYCS-t makroszeizmikus adatokká kell alakítanunk. Két fő ténytet vettünk figyelembe: (1) a földrengéskockázatot a Föld felszínén észlelt makroszeizmikus intenzitásban fejeztük ki és (2) Magyarországon, Horvátországban és Szerbiában a kemény alaphegységi kőzeteket kainozoos üledékek fedik, amelyek lazábbak, mint az alpi mészkövek vagy dolomitok. A szeizmikus hatás laza üledékek által történő megsokszorozódását tanulmányozva SCHENK et al. (1994), SHAPIRA, FELDMANN (1995), valamint TODD, HARRIS (1995) kimutatta, hogy a TGYCS akár több mint 100%-kal is megnövekedhet, ami a makroszeizmikus intenzitás 1 °MSK-os növekedésének felel meg. Ezért a bázei telephelyről kapott korrekciós tényezőt a Bataapáti (Üveghutai)-telephely esetében 1,1-1,2 körülire kell csökkentenünk. Emellett, mivel a Bataapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázatát „biztonságiküszöb-oldali” értékekre számítottuk, a rosszabb — 1,2-es — korrekciós tényezőt vettük fel. Ez azt jelenti, hogy 40%-os csillapodás konvertálná a Bataapáti

(Üveghutai)-telephely felszínére kapott, makroszeizmikus intenzitásban kifejezett földrengéskockázatát a létesítmény 250 m-es mélységére. A földrengéskockázatot tehát kb. 1 °MSK-kal csökkentenünk kell, s az így kapott, konvertált földrengéskockázatot kell használnunk a 250 m-es mélységszint értékeléséhez, ami az alábbiakat jelenti:

— a földrengések 95-98%-ában a Bataapáti (Üveghutai)-telephely 250 m-es mélységében a földrengéskockázat legfeljebb 6-6 °MSK-ot fog elérni, és

— a Bataapáti (Üveghutai)-telephely felszínén a földrengéskockázat csak kivételes esetekben (2-5%) érheti el a 6-7 °MSK-ot.

A makroszeizmikus intenzitással kapcsolatos TGYCS-t az IAEA (1972) és a Report (1981) alapján értékelhetjük, amely az e két mennyiség közötti konverziós kapcsolatot közölte. A fenti elemzéssel kimutattuk, hogy 250 m-es mélységben a földrengéskockázat soha nem lépheti túl a 7 °MSK-ot. Ez azt jelenti, hogy a B) kritériummal összhangban a hulladéktároló létesítményben nem várható törés vagy sérülés.

Azt is figyelembe vettük, hogy a Bataapáti (Üveghutai)-telephely töréses öveiben terjedő szeizmikus rezgések hatására előfordulhat a csillapodás esetleges változása. A szeizmikus rezgések, ha ilyen öv mentén terjednek, kevésbé csillapodnak, és dinamikus hatásuk intenzívebbé válhat a telephelyen. Ez azt jelenti, hogy a várt eltérés elérheti makroszeizmikus intenzitás egy fokának a felét. Mivel azonban a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyre a földrengéskockázatot „biztonságiküszöb-oldalra” számítottuk, ezeket az eltéréseket a kockázati számítás már magában foglalja.

Következtetések

A Bataapáti (Üveghutai)-telephely a földrengéskockázati értékelése során arra a következtetésre jutottunk, hogy a 250 m-es mélységre számított kockázat aligha fogja meghaladni a 7 °MSK-ot. Ez az utóbbi érték az IAEA (1972) és a Report (1981) szerint 0,05-0,1 g TGYCS-nek felel meg. A Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ — IAEA) szabályozása, továbbá számos európai és más ország nemzeti építési előírásai a nukleáris létesítményekre 0,1 g-t jelölnek meg (ami közel van a 7 °MSK-hoz) mint kötelező minimumot. Ez azt jelenti, hogy a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyre teljes mértékben teljesülnek a biztonsági szabályozás követelményei, és a telephely alkalmasnak minősíthető radioaktív hulladékok felszín alatti tárolójának létesítésére.

Geological suitability of the Bábaapáti (Üveghuta) Site and the concept for its further exploration

ZOLTÁN BALLA

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: fracture zones, granites, ground water, Hungary, hydraulic conductivity, low-level waste, Mórág Block, radioactive waste, site exploration, South-eastern Transdanubia, underground disposal

Abstract

In international practice “general suitability” only is known for a repository for radioactive waste and its determination depends on a process of safety assessment. “Geological suitability” was introduced in the terms of the official Hungarian regulations. Its practical role is to give relevant criteria to the geological authority so that a judgement can be made on the results of the geological exploration performed before the construction of a repository for radioactive waste.

Here, the existing legal criteria are listed and their fulfilment is demonstrated. On the basis of the analysis of site-selection and the static and dynamic site-characterisation criteria, it was concluded that all of them have been fulfilled. Consequently, it can be stated that the Bábaapáti (Üveghuta) Site is suitable for its intended purpose.

In harmony with the detailed nature of the exploration performed, the Site occupies 0.87 km², and its vertical extension is 80 m. At the same time, the expected values for the repository are 0.07 km² and its vertical extension is 10-30 m, respectively. It can be concluded from these figures that further exploration is needed for the selection of a rock volume for the repository.

Further exploration is planned mainly with underground methods from an incline (doubled for technical reasons) and a horizontal tunnel on the 0 m above sea level (maximum 270 m below the ground surface) horizon. Boreholes and various investigations are designed from the shaft and tunnel. The trace of the incline can be fixed only in its first section; the other sections can be located after additional drilling and geophysical surveying from the ground surface.

Introduction

In international practice with respect to radioactive waste disposal, the term “geological suitability” is unknown. Suitability in general is known and this is determined by safety assessment.

“Geological suitability” was introduced in the Decree 62/1997 (26. XI.) IKIM of the Ministry of Industry, Trade and Tourism: “Geological and mining criteria for siting and designing nuclear facilities and facilities for radioactive waste disposal”. This term made it possible for the Hungarian Geological Survey to pass judgement on the geological exploration related to radioactive waste disposal and its results not only from a purely scientific point of view but also from a viewpoint which is directly connected with the radioactive waste disposal.

In harmony with the regulatory formulation, *geological suitability* is “a positive qualification of geological parameters which are definitive for the safety conditions of the facility”, and *geological parameters* are “mineralogic-petrographic, geochemical, geomechanical, geophysical, tectonic, stratigraphic, hydrogeological, radiometric, historic parameters which control the designed repository and activity”.

Creation of the Decree was prescribed in the Law CXVI. of 1996 “on the atomic energy” (Atomic Law). This Law also prescribed the creation of a number of other orders, but that of them, which would have the most direct relation to the topic in question, only appeared in 2003. This was the Ministerial Decree 47/2003. (8. VIII.) ESZCSM of the Ministry of Health, Social and Family Affairs, named “on specific questions of the temporal storing and final disposal of radioactive waste as well as on the radiation-health ques-

tions of the radioactive materials which occur in nature and are enriched due to industrial activity". As is evident, when the IKIM (Ministry of Industry, Trade and Tourism) Decree appeared, there was no legal regulation based on the Atomic Law either on the suitability in general, or on the safety assessment which defines it.

Probably this forced the IKIM Decree to arrange questions which concern interactions between the geological environment on one hand, and radioactive waste and a repository for it on the other — which are all over the world issues for safety assessment, not for geological exploration — among the tasks for geological exploration. This led to a situation in which the interactions between the geological environment and waste + repository had to be evaluated with almost no data on the repository, and geologists were forced to answer questions which are beyond their competence.

The IKIM Decree has been under revision and correction for a long time. Geologists can only hope that the new regulation will be in harmony with the ESZCSM (Ministry of Health, Social and Family Affairs) Decree, and they will be relieved of all the tasks that are related to safety assessment. On the basis of this hope, below, only those aspects of geological suitability are discussed which are indeed geological and can be evaluated independently from the repository concept and waste package. Taking into account the absence of a new regulation, all these aspects are discussed in terms of the IKIM Decree. Information, which forms the basis for this discussion, is the result partly of earlier investigations (BALLA 1997, 2000), and partly from studies in this volume (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSÍ et al. 2004; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a; SCHENK et al. 2004).

Geological criteria for site selection

Peat and anhydrite, as well as *evaporite stocks* do not occur in wide surroundings of the Site. The *country rock is insoluble*. *Rocks capable of karstification* do not occur in the Site environment either on the ground surface, or below it. In the 10 km vicinity of the Site *existing drinking-water resources with areas holding reserve supplies* are marked by 22 wells in 13 active public waterworks, but the IKIM Decree only prescribes a study of them, and gives no information about how to use the data obtained. In the 10 km vicinity of the Site no *potential drink-water resources* are known. Existing or potential sites for producing *mineral, medicinal and thermal water* do not occur in the Site environment. *Recorded mineral deposits* do not occur in the first 10 km from the Site, but there are three *potential mineral deposits* (the closest is 4 km away): all three are coal deposits. IKIM Decree only prescribes a study of them, and gives no information about how to use the data obtained. *Natural cavities (i.e. open fissures in rocks, caves of karstic or other origin)* do not occur and cannot be expected in the geological environment of the future repository.

The situation in which there are *artificial cavities and facilities (abandoned or active mines, cellars, unfilled boreholes etc.)* can be outlined as follows. In the 10 km vicinity of the Site seven recorded concessions (clay, sand, granite) and three exploration areas occur, all of them several km from the Site contours. The cellars are mostly within the settlements and thus *ab ovo* could not be taken into account. Some cellars occur beyond the settlements, but exclusively at the foot of steep valley slopes, where construction of a repository is completely excluded. Of the boreholes drilled in the frame of the Site exploration Üh-1 and Üh-24 were back-filled; all the others are open and serve as monitoring wells. Of the former wells only two fall within the Site contour; both of them were backfilled by the drilling company Mecsekérc. There are no other artificial cavities in the surroundings of the Site.

Consequently, the selection of the Bábaapáti (Üveghuta) Site fulfilled the legal criteria.

Geological criteria for site characterisation

The fulfilment of the geological criteria formulated in the IKIM Decree for site characterisation is discussed below, with classification into static and dynamic criteria.

Static criteria

Those criteria are regarded as static which aim at the characterisation of present-day site conditions. Those of them which are valid for near-surface disposal but were erroneously prescribed for the underground disposal were abandoned.

The *spatial extension of the host rock* is sufficient, since the rock body of the whole of the Mórággy Granite Formation forms the host rock. The size of the latter on the ground surface and just below is 18×7 km, and its vertical thickness is a minimum of 2-3 km from the geophysical data.

Concerning the *homogeneity of the geological conditions of the host rock* the IKIM Decree only gives a prescription, but does not give any instructions about which parameters and what level of homogeneity are needed. In fact, homogeneity may cover anything: distribution of fracture zones, single fractures or open fissures, as well as distribution of hydraulic conductivity or of groundwater heads *etc.* From the point of view of the geological suitability the final resultant of all these parameters is the flow pattern. Hydraulic conductivity varies between 10^{-6} and 10^{-12} m/s, as known from hydrodynamic testing (BALLA, MOLNÁR 2004). Consequently, the environment is highly inhomogeneous locally, however, the natural flow pattern in big rock volumes is rather homogeneous. This is due to the finite size — around metres and dozens of metres — of conductive fractures. In a big rock volume the resulting conductivity of these fractures and the accompanying regional groundwater-head gradient controls the velocity of the water flow. The

same conclusion can be made from simple practical considerations as well. From the point of view of exploitable water resources, granites are uniformly bad aquifers; the water in them is insufficient even for the local water supply. Consequently, given that consideration, granites can also be classified as homogeneous.

The *distinguishable nature of the geological environment and of the host rock — i.e. the geological barrier —* is confirmed by the results of the exploration, and is outlined in numerous contributions in this volume (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004, KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSÍ et al. 2004; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a; SCHENK et al. 2004). The *possibility of modelling the geological environment and host rock* is best confirmed by the existing and successful hydrogeological models (BALLA et al. 2004).

Concerning the application of the criterion *thermal conductivity of the host rock* to low- and intermediate-level radioactive waste disposal, the IKIM Decree is controversial. One of its paragraphs prescribes application, the other does not. According to the 47/2003. ESZCSM Decree which regulates final disposal of radioactive waste “low- and intermediate-level waste is that radioactive waste from which the heat generation is negligible” during the disposal (and storage). As a consequence, the thermal conductivity of the host rock is of no significance in the case of the Bábaapáti (Üveghuta) repository.

Concerning the *low in situ temperatures*, the IKIM Decree also contains controversial specifications. The maximum temperatures in the boreholes of both the Site and its surroundings was 24.9 °C. Even if the temperature was not completely balanced when measured, it is obvious that the temperature in the repository and its surroundings will be low.

The *geological barrier above the host rock* is defined in the IKIM Decree as “an extensive geological barrier with low hydraulic conductivity, which can retard or deviate the water flow directed towards the repository”. In the case of the Bábaapáti (Üveghuta) Site the lateral flow close to the groundwater table “deviates the flow directed towards the repository”, *i.e.* it plays the role of the geological barrier prescribed. Its existence is best confirmed by hydrogeological modelling (BALLA et al. 2004). The groundwater table is usually located in the upper part of weathered granite, where the hydraulic conductivity is at least two orders of magnitude higher than in the fresh granite which is situated deeper. With the infiltration and with the lowering-downwards of the hydraulic conductivity, the flow system could only be modelled with an assumption that 95% of the infiltrated water moves laterally, towards the neighbouring valleys (discharge areas); the remaining 5% moves down towards the repository.

Horizontal and vertical hydraulic conductivity was studied by hydrodynamic testing (BALLA, MOLNÁR 2004). On the basis of 330 packer tests, the test-interval transmissivity displays a lognormal distribution with a mean of 3.6×10^{-8} m²/s. The lengths of the test intervals are around

10 m, hence the mean hydraulic conductivity of the granites is about 3×10^{-9} m/s, which is an insignificant value. Experience from the hydrogeological modelling shows that the hydraulic conductivity does not differ in horizontal and vertical directions, so that anisotropy cannot be revealed.

A *downward-directed hydraulic gradient in the host rock* can be confirmed or rejected by comparison of groundwater heads. The initial head levels in the boreholes of the Site and its surroundings were studied by hydrodynamic testing (BALLA, MOLNÁR 2004) and by observation of a multipacker monitoring system over a number of years (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b). Head profiles were constructed for the boreholes and by means of 3D interpolation between the data the spatial distribution of the heads was computed. Some damming-isolating as well as conductive structures in the borehole sections generate local deviations, but the heads in general decrease downwards, so the downward-directed hydraulic gradient was confirmed.

The *natural fracturing* was studied in detail (MAROS et al. 2004). Variable interpretation was based on 46,796 fractures measured in boreholes, 6614 in trenches, and 1651 in outcrops. In both boreholes and outcrops, fracturing was studied quantitatively and statistically. On the basis of the level of the fracturing and the orientation of the fractures, the Site and its surroundings were subdivided into blocks. 885 fractures bear displacement traces and this made it possible to analyse the stress fields. Fissure infillings, their spatial distribution, their succession and mineral types were studied in detail. Judging from the large volume of data, the study level of the natural fracturing can be regarded as acceptable.

Hydraulic conductivity was calculated from transmissivity determined in 330 packer tests of the boreholes (BALLA, MOLNÁR 2004). The mean hydraulic conductivity for the 10 m intervals is about 3×10^{-9} m/s, which is an insignificant value.

Retarding and diluting effects of the hydrogeological system in relation to the arrival of radioactive isotopes to the ground surface was studied by transport modelling (BALLA et al. 2004). In the hydrogeological system water movement is slow and the flow paths are long. The transport modelling performed demonstrated that water particles starting from the repository, even in the worst case, would not reach the ground surface before 800 years. In the given groundwater-head conditions in the repository area (with 1% porosity), the flow velocity can be estimated at 0.1 m/year. Thus the retarding effect obviously exists.

Water, which flows from the fresh granite into the weathered zone below the valleys, only gives a little of the water balance of the weathered zone: 3.3–4.3% according to hydrogeological calculations and a maximum of 5–6% according to hydrogeochemical evaluation. Thus the dilution is acceptable as well.

The retarding, delaying and binding effect of the geological barrier on arrival of radioactive isotopes to the ground surface originates, in essence, from the retarding and diluting effect of the hydrogeological system (see above). It is com-

posed of the peculiarities of the geological environment discussed below.

Those mineralogical-petrographical and geochemical parameters of the geological environment, which promote precipitation or sorption of radioactive elements, impede the generation of particles, colloids, and organic and inorganic complexes, which increase the mobility of radioactive isotopes, can be characterised as follows. The sorption of radioactive isotopes were studied by direct investigation on minerals and rocks of the geological environment (HORVÁTH et al. 2004). Sorption parameters of the host rock of the Bábaapáti (Üveghuta) Site appeared to be acceptable. The precipitation of radioactive isotopes is essentially one of the relevant processes of the sorption. Thus the qualification of the sorption given above contains the qualification of the precipitation as well. In water which filtrates through the granite, stable natural colloids are not expected (see below). "Generation of organic and inorganic complexes, which increase mobility of radioactive isotopes", is impossible in the granites of the Bábaapáti (Üveghuta) Site. Therefore, the prescribed parameters of the Bábaapáti (Üveghuta) Site are acceptable.

The sorption and ion exchange capacity of the geological environment can be outlined as follows. The sorption capacity for some of the radioactive isotopes appeared to be quite acceptable. In most of the fissures there are clay minerals, and thus for those isotopes the sorption capacity of the rock mass is acceptable as well. It is known, on the other hand, that the binding of I, ^{14}C and Tc cannot be taken into account, and that isotope ^{86}Sr is usually not inclined to be bound. Ion exchange is one of the relevant processes of the sorption and so the ion exchange capacity of the geological environment is in essence as good as the sorption capacity.

Natural colloids and organic matter in the geological barrier can be outlined as follows. 11 samples were studied for natural colloids. Small values of the concentration of floating matter show that stable colloids, which could transport pollutants on their surface, cannot be expected in the real system; most of the colloids appeared due to the drilling and sampling activity. Organic matter *ab ovo* cannot be expected in the granite of the Bábaapáti (Üveghuta) Site, and it can only appear in ground water. Geological conditions do not allow ground water to contain a significant quantity of natural organic matter. Infiltration areas are composed of loess which originated in oxidative conditions. The organic matter of the palaeosols which originated from loess is oxidised soon after burial, and the rest of the organic matter is insoluble in water and bacteria cannot use it extensively.

In the old water the sulphate concentration is low; in 6 samples hydrogen sulphide was observed (0.05–0.48 mg/l, expressed in sulphides). This phenomenon is explainable in terms of sulphate reduction due to bacterial activity. Thus, even in deep-situated old water, the quantity of organic matter is sufficient for bacteria. The role of the latter is, however, insignificant, and does not influence the geological suitability.

Concerning the *occurrence of natural gases* the following can be stated. During the exploration it was ascertained that

there are no conditions for both the generation and storage of free gases in the granite of the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

Dynamic criteria

Those criteria are regarded as dynamic which need prediction with regard to future changes.

Criteria, such as (i) *effects from the climatic changes on the ground surface*, (ii) *geomorphic stability* as well as (iii) *effects from the erosion* and (iv) *from the hydrographic changes in a six hundred year perspective*, are connected with each other and can be predicted by the projection of past events and processes into the future. The valley system in the Site surroundings — at least, from the beginning of the loess accumulation, *i.e.* since a minimum of 800,000 years — displays approximately its present pattern. With time the valleys have cut deeper, the topography has become more dismembered, but the total cut usually did not exceed 50 m. The six hundred years of the prediction are three orders of magnitude shorter than the process outlined. During the 800,000 years, processes of valley cutting and filling — primarily due to climatic effects — periodically changed. The summary duration of the opposite half-periods was approximately equal, so the cutting of the valleys took a minimum of 400,000 years. As a consequence, the topographical change during 600 years can, on average, be measured in cms. All these processes cannot influence the repository which is planned at least 100 m below the deepest valley bottom (a minimum of 100 m above sea level).

The seismological or seismic stability in a six hundred year perspective, as well as the *effect of seismic events on the mechanical stability of the engineering and geological barriers*, were evaluated as follows. The earthquake hazard was analysed on the basis of a new catalogue for a 300–400 km radius around the Site. It was stated that in the granite massif hosting the repository at a 250 m depth, during the 600 years prescribed by the Decree a maximum of 0.1 g peak ground acceleration can be expected. This is a usual criterion for radioactive waste disposal facilities (SCHENK et al. 2004).

Concerning the *volcanic stability in a six hundred year perspective*, as well as the *effect of volcanic events on the mechanical stability of the engineering and geological barriers*, the following remarks can be made. The volcanic stability of the Site is characterised by the fact that in the wide surroundings practically no volcanism occurred in the Cenozoic and Quaternary. The closest occurrence of young volcanic rocks is known 18 km SSE of the Site, at the Village of Bár. In the outcrop and the borehole present there, young basalts occur with a K/Ar age of 2.17 million of years. The closest occurrence of even younger volcanic activity is situated in the East Carpathians, 450–500 km from the Site. As a consequence, it seems improbable that a new volcano will erupt close to the village of Bábaapáti. Given this, it can be said that the volcanic stability of the Site is quite acceptable.

This also means that the effect of volcanic events will be negligible in the next six hundred years — *i.e.* volcanic

events will not affect the mechanical stability of the engineering and geological barriers of the Site.

The criterion referring to *normal faults, folds, reverse faults* prescribes the study of these features. In the metamorphosed magmatic rocks of the Mórógy Granite Formation there are no folds, and thus they are not discussed here. Besides the normal and reverse faults strike-slip faults occur as well; all of them are discussed below. The study of the faults was very detailed (MAROS et al. 2004). Fracture zones penetrated by boreholes were summarised, and on the basis of striae the sense of displacements was supposed. The striae made it possible to statistically study displacements not related to fracture zones and to distinguish several stress fields. Displacements were also studied in outcrops and trenches. On the one hand, they were considered statistically, resulting in stress-field analysis. On the other hand, the fracture zones were classified on the basis of the direction of relative displacements. As seen, the study level of the faults is acceptable.

The *tectonic stability in a six hundred year perspective*, as well as the *effect of tectonic events on the mechanical stability of the engineering and geological barriers*, were evaluated as follows. Structural research evaluated plastic and rigid tectonic events as well as their effect (MAROS et al. 2004). The position of the rock mass hosting the future repository within the Earth's crust does not make possible the conditions for the plastic deformation. Therefore, stability from this viewpoint is sure. In connection with these criteria the stability of the fracture zone and micro-fracturing pattern will be discussed below.

The stability of the fracture zone pattern is connected with the seismic stability (see above) and with the potentially active (capable) faults (see below). Since the seismic stability is acceptable and displacements on the potentially active faults cannot be established for the last 100,000 years, the stability of the fracture zones in a six hundred year perspective is acceptable as well.

The stability of the micro-fracturing pattern can also be evaluated from the knowledge on the earthquakes and active faults. Since they were regarded as stable, their effect on the micro-fracturing can also be classified as acceptable. This does not mean that earthquakes in the next 600 years cannot produce new fractures or rejuvenate existing ones, but it is of very low probability that they can change the pattern of the micro-fracturing.

Another approach to the fracture stability consists of the following. There are not too many data on the age of the fissure infillings, but they display — with no exception — Mesozoic ages, the youngest of them being Late Cretaceous. As a consequence, tectonic stability for the next 600 years can be regarded as acceptable. At the same time, this also means that the effect from the tectonic events in a six hundred year perspective is negligible. Consequently, tectonic events do not affect the mechanical stability of the engineering and geological barriers.

The criterion referring to *displacement on the ground surface within the last hundred thousand years and poten-*

tially active faults belongs to that minority in the Decree which gives figures. Principally, all the faults are potentially active since they can be rejuvenated in a corresponding stress field. At the Bábaapáti (Üveghuta) Site fractures and fracture zones run towards the base of the thick Quaternary sedimentary sequence. Accumulation of this sequence started at least 800,000 years ago. All the fractures which do not cross the base of the Quaternary sediments have been inactive for at least 800,000 years — *i.e.* they cannot be classified as potentially active. The simplest criterion of the potential activity is that the fracture or fracture zone within the rocks of the Mórógy Granite Formation cuts at least the lowermost layer of the Quaternary sequence.

In the close vicinity of the Site, two trenches exposed Upper Pleistocene slope sediments of 0–2 m thickness and these run along their total 1500 m length. In them, even a small fault or joint was not recorded despite the very careful mapping (GYALOG et al. 2003). However, they should have been clearly visible in the sediments in the top of the hard granite.

In one of the seismic profiles measured at the Site in 2002 a 150 m wide vertical strip break of reflections interrupted the soft sediment pattern. This generated suspicion about the occurrence of a tectonic displacement within the last 100,000 years (PRÓNAY et al. 2004). In order to clarify the situation, the Eötvös Loránd Geophysical Institute performed measurements of greater density along a 500 m section of the same profile (VÉRTESY et al. 2003). The break of the reflections in the profile was narrowed to a 30 m strip. Cone penetration testing along the same profile revealed that the stratification of the loess is continuous, and the contrast between the layers is analogous within the break of reflections and sections beyond the break. This means, that the break of reflections does not have a geological origin and thus no young displacement within the break can be established.

As a consequence, displacement which is younger than 100,000 years can be excluded at the Site.

The criterion *mineralogic-petrographic and geochemical stability in a six hundred year perspective* was evaluated as follows. Mineralogic-petrographic and geochemical composition as well as the geomechanical properties of the metamorphosed igneous rocks of the Mórógy Granite Formation were affected first of all by hydrothermal alterations and weathering processes during their more than 300 million years lifetime.

The hydrothermal effect took place mainly within, and in the vicinity of the fractures and fracture zones. The repository most probably will be sited in a rock mass with no significant fracture zones and with a low number of fractures. Therefore, hydrothermal alteration of the fractures and fracture zones will be insignificant in the repository area. The hydrothermal alteration of the rocks in the vicinity of the fractures and fracture zones has *ab ovo* been weak. Since hydrothermal alteration occurred over millions of years it is very unlikely that there will be significant changes within the next 600 years.

The effect of weathering is observable on the upper boundary of the rock mass and within the weathering zone below this boundary. The repository will be constructed deeper, in fresh rocks where weathering effects will be completely absent. The vertical distance between the repository and the bottom of the weathering zone (100 m) everywhere exceeds its total thickness (50–60 m). The generation of the weathering zone was already in progress at the beginning of the loess accumulation, *i.e.* 800,000 years ago. In other words, its recent thickness arose for a minimum of this time interval. As a consequence, no significant changes are to be expected within the next 600 years.

As seen, the mineralogic-petrographic and the geochemical stability of the repository and its surroundings is quite acceptable.

The criterion *hydrogeologic stability and potential hydrogeological changes for various reasons in a six hundred year perspective* was evaluated as follows. Water which infiltrates through the loess sequences feeds ground water in the upper part of the weathered granite. Most of the ground water moves laterally along the slopes, towards the valleys. During the calibration of the hydrogeological model and the modelling itself, it was revealed that oscillation in the volume of infiltrating water is compensated by a corresponding oscillation in the volume of water which moves towards the valleys. As a consequence, the volume of water which infiltrates down towards the depths is practically constant, even if the other parameters show wide variations. In other words, in the geological environment (of the repository) which covers horizons below the weathering zone hydrogeological conditions are very stable. Thus, changes in the flow pattern due to natural causes are highly unlikely.

It was shown that among the parameters — such as changes in tectonics, uplifting, erosion, ground surface topography and climate, as well as seismic and volcanic activity — there is not one which could be significant in a six hundred year perspective. All the possible changes which have a high certainty fall into that category, within which the equalisation effect reflected in hydrogeological stability is valid.

Summary on the suitability

From the exploration performed and the analysis presented above it can be concluded that all the criteria formulated in the IKIM Decree are fulfilled, and thus it can be stated that the Site is geologically suitable.

Concept of further exploration

The final conclusion from the 2002–2003 exploration from the ground surface was that the Bábaapáti (Üveghuta) Site is geologically suitable for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. However, further exploration is needed for the selection of a rock volume for the

repository. From geological conditions it follows that in this exploration the main focus will be upon underground methods.

The goals of the underground exploration can be outlined as follows:

- delineation of a rock volume for hosting the repository;
- exploration of that rock volume to create a basis for a decision on the siting of the facility if results are advantageous, and continuing the exploration if they are disadvantageous;
- supplying data for the safety assessment (*i.e.* to the extent which is possible after activities performed for reaching the first two goals).

There is no doubt that the repository area will be approached by inclines from a previously selected point.

Within the generally suitable rock mass of the Site sections of Boreholes Üh–3, Üh–22, Üh–2, Üh–23, Üh–27 and Üh–37 around 0 m above sea level can be taken into account when selecting the repository area. On the horizon 0 m above sea level, data from borehole couples Üh–3 and Üh–22, Üh–2 and Üh–23 and Üh–27 and Üh–37 can be united into three prospective objects: Southern, Central and Northern, respectively (Figure 1).

Available data are insufficient to select one of the three objects. From a rock-mechanical point of view, the Northern Object seems to be best, and it can be reached by the shortest way. This is significant economically. On the other hand, from a hydrogeological point of view the weak downward-directed hydrodynamic gradient, relative high influxes in Boreholes Üh–27 and Üh–37, as well as the sharply evident hydrodynamic connection between these boreholes and geochemical zoning indicate an increasing infiltration velocity. It is not clear whether these disadvantages (although not resulting in unsuitability) hydrogeological properties are connected with a steep zone close to Boreholes Üh–27 and Üh–37 or are characteristic for a horizontally extended area. The key question for designing the underground exploration is the future of the Northern Object.

The tunnels for the underground exploration from the viewpoint of both technical conditions and tasks, have to be subdivided into two sections. One of them will be driven in any case (from the design viewpoint), direction and length of the other will depend on exploration results. The section which has to be driven in any case can be identified in a technical sense with the incline (across Boreholes Üh–39 and Üh–40 in Figure 1); the section depending on the exploration results is imagined as a horizontal tunnel. In accordance with this, the section which has to be driven in any case (in the design sense) has to be directed to a point from which it will be worthwhile and possible to drive the horizontal tunnel to any of the three objects.

The spatial distribution of the three objects is close to linear. As a consequence, the final point of the incline can be located 40 m east of the Borehole Üh–27. From geological and hydrogeological considerations this point is located at 0 m above sea level. The horizontal distance between the start-

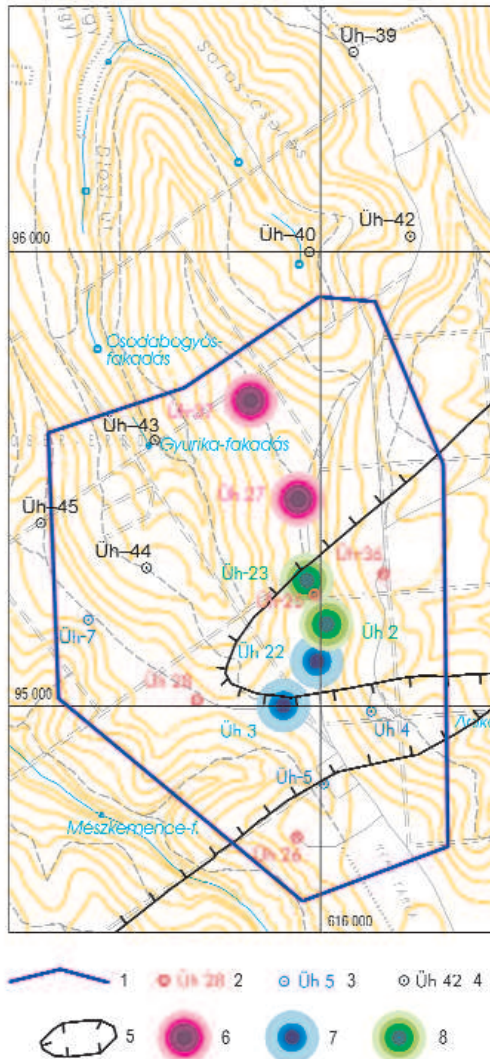


Figure 1. Sketch of the boreholes which indicate where the repository could be located

1 – contour of the Bataapáti (Üveghuta) Site, 2 – borehole drilled in 2002–2003, 3 – borehole drilled prior to 2002, 4 – deep borehole planned in 2004–2007, 5 – contour of the monzonitic body on the horizon 0 m asl, 6 – boreholes indicating the Northern Object, 7 – boreholes indicating the Southern Object, 8 – boreholes indicating the Middle Object

1. ábra. A tároló kialakítására alkalmas objektumokat jelző fúrások térképe

1. – a Bataapáti (Üveghutai)-telephely körvonala, 2. – 2002–2003 folyamán mélyített fúrás, 3. – 2002 előtt mélyített fúrás, 4. – 2004–2007-re tervezett mélyfúrások, 5. – a monzonittest körvonala a 0 m Bf szinten, 6. – az Északi objektumot jelző fúrás, 7. – a Déli objektumot jelző fúrás, 8. – a Középső objektumot jelző fúrás

ing and ending points is 1645 m. Consequently, the inclination is around 9.6% (5.5°) which seems to be acceptable from a technical point of view. The corresponding spatial distance is 1653 m.

By the time the incline reaches its endpoint it should have been decided where to direct the horizontal tunnel. Since the Central and Southern Objects fall almost on a line, the most important question is what to select: those or the Northern Object. The strip across Boreholes Üh–27 and Üh–37 is problematic from a hydrogeological point of view. Therefore, for the decision about whether to explore the Northern Object or not further data are needed. From the tunnels, a maximum of 150–200 m can be reached by drilling. Therefore, it seems more reliable to drill boreholes from the ground surface in order to prepare this decision. For obtaining information needed for delineating prospective rock masses, *i.e.* for directing tunnels, 3 new boreholes from the ground surface are planned (Figure 1) synchronously with the underground exploration.

On the basis of data from the boreholes drilled from the ground surface it can be decided whether to direct the tunnel towards the Northern Object (and if so, more precisely where to), or towards the Central Object. It could occur that on the basis of new borehole data the last section of the incline will also be deviated towards the Northern Object.

Chambers will be driven after the incline has reached 1300 m. Exploration of the environment by means of borehole fans will be performed from the chambers. This should provide more precise knowledge on the spatial position and parameters of the petrographical boundaries, the fracture zones, and the specific hydrogeological zones which were observed in the incline. This drilling activity has to be continued from the chambers of the horizontal tunnel as well; it will be the most important tool for selecting and delineating prospective rock masses. However, this tool can only be used when the prospective rock masses are approached at 50–100 m.

A number of questions related to the site environment remained open and although these do not influence the suitability of the Site, solving them should increase the reliability of the safety assessment. Therefore, synchronously with the underground exploration, all the investigations and studies which are necessary for a better understanding of the geology and hydrogeology of the site environment will be carried out.

Acknowledgements

The author is very grateful to his colleagues István Horváth, Gyula Maros, Péter Molnár, Erzsébet Rálsch-Felgenhauer, Ágnes Rotár-Szalkai and György Tóth, who gave significant help in formulating the fulfilment of the suitability criteria.

References — Irodalom

- BALLA, Z. 1997: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993–1996 (Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtudományi kutatás, 1993–1996). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1996/II.*, pp. 27–45.
- BALLA, Z. 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2000*, pp. 59–90.
- BALLA, Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing of boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Kútvizsgálatok a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003: A bábaapáti A1 és A2 árok földtani leírása (in Hungarian: Geological description of trenches Bábaapáti A1 and A2). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH, I., SZŐCS, T., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2004: Hydrogeochemistry and water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A víz-geokémiai viszonyok és a vízkorok alakulása a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2004: Magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M. 2004: Hydrothermal minerals and features in the Mórág Granite Formation (Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórági Gránit Formációban). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAH-SÉBESS, L., BÁN-GYÖRY E. 2004: Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezet-alakulása). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., HORVÁTH, I., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAH-SÉBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének negyed-időszaki üledékei). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- PRÓNAY ZS., NEDUCZA B., TÖRÖS E. 2004: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok. P- és S-hullám szeizmikus reflexiós mérések, Bábaapáti (Üveghuta), 2002 (in Hungarian: Geophysical survey performed by ELGI in 2002 in connection with the Üveghuta repository for low- and intermediate-level radioactive waste. Seismic reflection survey using P and S waves). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004a: Recharge and discharge conditions in the north-eastern Mórág Block (Utánpótlódási és megcsapolási viszonyok a Mórág-rög ÉK-i részén). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004b: Hydrogeological monitoring network at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Vízfeldtani megfigyelőhálózat a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SCHENK, V., BALLA, Z., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., DUDKO, A., MAROS, GY., PICHL, R., JECHUMTÁLOVÁ, Z., JECHUMTÁL, M. 2004: Earthquake hazard assessment of the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázata]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- VÉRTESY L., FEJES I., PRÓNAY ZS. 2003: Kiegészítő geofizikai mérések (in Hungarian: Complementary geophysical survey). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója

BALLA ZOLTÁN

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, felszín alatti elhelyezés, felszín alatti víz, gránitok, kis aktivitású hulladék, Magyarország, Mórágyi-rög, radioaktív hulladék, telephelykutatás, törékes övek, vízvezető képesség

Összefoglalás

A nemzetközi gyakorlat alkalmasságot csak általában véve ismer, s annak megállapítását a biztonsági értékelés feladatává teszi. A földtani alkalmasság fogalmát hazai jogszabály vezette be. Gyakorlati értelme az, hogy konkrét szempontrendszer adjon a földtani hatóságnak a radioaktív hulladékok tárolójának létesítése előtt földtani kutatás eredményeinek elbírálásához.

A tanulmányban végigvesszük a jogszabályban előírt követelményeket, és ismertetjük azok teljesülését. A telephely-kijelölési, valamint a statikus és dinamikus telephely-jellemzési követelmények elemzése nyomán megállapítottuk, hogy a jogszabály előírásai teljesülnek, így a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani alkalmassága kimondható.

A lefolytatott kutatás részletességével összhangban a kijelölt telephely alapterülete 0,87 km², függőleges vastagsága 80 m. Ugyanakkor a tároló várható mérete 0,07 km², függőleges vastagsága 10-30 m. Ebből következően további kutatásra van szükség a tárolótér kijelöléséhez.

A további kutatást döntően felszín alatti módszerekkel, egy — műszaki okokból kettős — lejtőszaknával és a 0 m Bf szinten (a felszín alatt max. 270 m-re) kihajtott alapvágattal, valamint az ezekben és a belőlük mélyített fúrásokban elvégzett vizsgálatokkal tervezzük. A vágatok nyomvonalának csak első szakasza tervezhető pontosan, a további szakaszok meghatározása kiegészítő felszíni fúrások és geofizikai mérések nyomán lehetséges.

Bevezetés

A radioaktív hulladékok elhelyezésének nemzetközi gyakorlata nem ismeri a földtani alkalmasság fogalmát. Egyes alkalmasságot ismer, amelyet a biztonsági értékelés határoz meg.

A földtani alkalmasság fogalmát a „Földtani és bányászati követelmények a nukleáris létesítmények és a radioaktív hulladék elhelyezésére szolgáló létesítmények telepítéséhez és tervezéséhez” című 62/1997. (XI. 26.) IKIM rendelet vezette be. Ez a fogalom lehetővé teszi, hogy a radioaktív hulladékok elhelyezésével kapcsolatos földtani kutatást és annak eredményeit a Magyar Geológiai Szolgálat hatóságként, és nem tisztán szakmai, hanem valamilyen, közvetlenül a radioaktív hulladékok elhelyezését érintő szempontból bírálja el.

A jogszabályi definíció szerint a *földtani alkalmasság* „a létesítmény biztonsági követelményei szempontjából meghatározó földtani adottságok kedvező minősítése”, a

földtani adottságok pedig „a földtani környezet ásvány-kőzettani, geokémiai, geomechanikai, geofizikai, tektonikai, rétegtani, hidrogeológiai, radiometriai, fejlődéstörténeti jellemzői, melyek meghatározóak a tervezett létesítmény és a tevékenység szempontjából”.

A rendelet megalkotását az 1996. évi CXVI. törvény „az atomenergiáról” (Atomtörvény) írta elő. A törvény egy sor egyéb jogszabály elkészítését is előírta, de ezek közül éppen az, amelynek a tárgyalt témakörhöz a legközvetlenebb kapcsolata lett volna, csak 2003-ban készült el. Ez volt a 47/2003. (VIII. 8.) ESZCSM rendelet „a radioaktív hulladékok átmeneti tárolásának és végleges elhelyezésének egyes kérdéseiről, valamint az ipari tevékenységek során bedúsuló, a természetben előforduló radioaktív anyagok sugár-egészségügyi kérdéseiről”. Mikor tehát az IKIM rendelet megjelent, nem volt az Atomtörvénynek megfelelő szabályozás sem az alkalmasságra általában, sem az azt meghatározó biztonsági értékelésre.

Valószínűleg ennek következménye, hogy azokat a kérdéseket, amelyek egyfelől a földtani környezet, másfelől a hulladék és a tároló kölcsönhatásait érintik — s amelyekkel szerte a világon nem a földtani kutatás, hanem a biztonsági értékelés foglalkozik —, az IKIM rendelet a földtani kutatás feladatai közé utalta. Ez arra vezetett, hogy már akkor nyilatkozni kellett a földtani környezet és a hulladékok + tároló kölcsönhatásáról, amikor az utóbbiakról jószerével még nem volt információ, s geológusoknak kellett állást foglalniuk olyan kérdésekben, amelyek nem tartoznak a kompetenciájukba.

Az IKIM rendelet hosszú ideje felülvizsgálat és átdolgozás alatt van, csak remélhetjük, hogy ennek eredményeként olyan jogszabály születik, amely harmonizál az ESZCSM rendelettel, s azzal összhangban megszabadítja a geológusokat mindazoktól a feladatoktól, amelyek a biztonsági értékelés hatálya alá esnek. E bizalom alapján az alábbiakban a földtani alkalmasságnak csak azokat az aspektusait tárgyaljuk, amelyek a földtudományok témakörébe esnek, s tároló-konceptiótól és hulladéksomagolástól függetlenül is megítélhetők. Új jogszabály hiányában ezeket az aspektusokat a hatályos IKIM rendeletet szem előtt tartva vesszük sorra. Az az információ, amelynek alapján a földtani alkalmasságot megítéljük, részben korábbi kutatásaink (BALLA 1997, 2000), részben a jelen kötetben lévő tanulmányok (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSJ et al. 2004; ROTÁRNÉ et al. 2004a; SCHENK et al. 2004) eredménye.

A telephely-kijelölés földtani követelményei

Tőzeg vagy anhidrit, továbbá evaporittömzsök a telephely széles környezetében nem fordulnak elő, a *befogadó kőzet nem oldható. Karsztosodásra hajlamos képződmények* a telephely környezetében sem a felszínen, sem a felszín alatt nem fordulnak elő. A telephely 10 km-es körzetében *meglévő felszín alatti ivóvízbázist és utánpótlódási területét* jelzi a 13 üzemelő közüzemi vízművet ellátó összesen 22 kút, azonban az IKIM rendelet ezeknek csak a vizsgálatát írja elő, a kapott eredmények alkalmazását illetően nem ad felvilágosítást. A telephely 10 km-es körzetében *potenciális ivóvízbázis* nincs. *Ásvány-, gyógy- és termásvíz meglévő és potenciális termelőhelye* a telephely környezetében nem fordul elő. *Nyilvántartott ásványnyersanyag-lelőhely* a telephely 10 km-es környezetében nincs, *potenciális* 3 db van (a legközelebbi 4 km-re), mindhárom kőszéntelepes. Az IKIM rendelet ezeknek csak a vizsgálatát írja elő, a kapott eredmények alkalmazását illetően nem ad felvilágosítást. *Természetes üregek (nyitott kőzethasadékok, karszt- vagy más eredetű barlangok)* a hulladéktároló földtani környezetében nincsenek, és nem is várhatók.

A mesterséges üregek és műtárgyak (felhagyott vagy működő bányák, pincék, el nem tömedékelt mélyfúrások stb.) témakörben a helyzet a következő. A telephely 10 km-es körzetében hét bejegyzett bányatelek (agyag, homok,

gránit) és három kutatási terület található, valamennyi több km-re a telephely körvonalától. Pincék döntően települések területén találhatóak, amelyek tároló létesítése szempontjából eleve nem vehető figyelembe. Néhány pince túl esik a települések határán, azonban kivétel nélkül lejtők tövében, völgytalpak közelében van, ahol tároló létesítése szóba se jöhet. Az üveghutai kutatás keretében mélyült fúrások közül az Üh-1 és Üh-24 jelűt tömedékeltük el, a többi nyitva van, s vízmelegfűtésre szolgál. A korábbi mélyfúrások közül a telephely területére eső két fúrást a Mecsekérc tömedékelt. Egyéb mesterséges üreg a telephely környezetében nem található.

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely kijelölése tehát megfelelt a jogszabályi követelményeknek.

A telephely jellemzésével kapcsolatos földtani követelmények

A telephely jellemzésével kapcsolatos, az IKIM rendeletben megfogalmazott földtani követelmények teljesülését statikus és dinamikus követelményekre osztva tárgyaljuk.

Statikus követelmények

Statikusnak azokat a követelményeket tekintjük, amelyek a telephely jelenlegi adottságainak jellemzésére irányulnak.

A befogadó kőzet térbeli kiterjedése elegendő, mert befogadó kőzet alatt a Mórággyi Gránit Formáció kőzeteiből álló egész kőzettelést értjük, amelynek felszíni kiterjedése 18×7 km, mélységi kiterjedése pedig geofizikai adatok alapján legalább 2-3 km.

A befogadó kőzet földtani adottságainak homogenitását az IKIM rendelet csak előírja, de nem pontosítja, milyen adottságoknak, milyen fokú homogenitását kívánja meg. A homogenitásba elvileg bármi beleérthető: a törékes övek, a összes repedés vagy a nyílt repedések, továbbá a szivárgási tényező vagy a vízszintek eloszlása stb. Mindezen paraméterek eredője a földtani alkalmasság szempontjából végső fokon a vízáramlás. A befogadó kőzetben mért kútvizsgálások 10⁻⁶ és 10⁻¹² m/s intervallumban szolgáltatott szivárgási tényező adatokat (BALLA, MOLNÁR 2004). A környezet tehát lokálisan nagymértékben inhomogén, nagyobb térrészben azonban a természetes vízáramlási sebességtér meglehetősen homogén. Ennek az az oka, hogy a tesztekben vizsgált vízvezető törések, repedések végesek, méteres-tíz méteres nagyságrendűek. A nagyobb térrészben viszont ezen törések eredő vízvezető képessége és a hozzá tartozó regionális potenciális határozza meg az átáramló vizek sebességét. Ugyanilyen következtetésre jutunk az alábbi egyszerű gyakorlati megfontolás alapján is. A hasznosítható vízkészletek szempontjából a gránit egységesen rossz vízadónak minősíthető, belőle vízellátásra érdemes vízmennyiség még lokális, eseti vízellátásra sem termelhető. Ebből a szempontból tehát a gránit szintén homogénnek minősíthető.

A földtani környezet és a befogadó kőzet megismerhetőségét maguk a kutatási eredményeink igazolják, amelyekről e kötet számos cikkében (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2003; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSI et al. 2004; ROTÁRNÉ et al. 2004a; SCHENK et al. 2004) beszámolunk. A földtani környezet és a befogadó kőzet modellezhetőségét legjobban a működő és eredményes vízföldtani modellek (BALLA et al. 2004) bizonyítják.

A befogadó kőzet hővezető képessége kritérium kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésével összefüggő alkalmazását illetően az IKIM rendelet ellentmondásos: egyik előírása szerint kell vizsgálni, a másik szerint nem. A radioaktív hulladékok végleges elhelyezését szabályozó 47/2003. ESZCSM rendelet szerint „kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéknak az a radioaktív hulladék minősül, amelyben a hőfejlődés az elhelyezés (és tárolás) során elhanyagolható”. A Bábaapáti (Üveghutai) tároló esetében tehát a befogadó kőzet hővezető képességének nincs jelentősége.

A *kis in situ* hőmérséklettel kapcsolatban az IKIM rendelet ugyancsak ellentmondásos előírásokat tartalmaz. A fúrásokban mért legnagyobb hőmérséklet mind a telephelyen, mind a telephely környezetében 24,9 °C volt. Ez az adat még abban az esetben is, ha a hőmérséklet a méréskor még nem állt vissza teljesen az eredeti szintre, nyilvánvalóan azt mutatja, hogy a tárolóban és környékén az *in situ* hőmérséklet nyilvánvalóan kicsi lesz.

A földtani gát megismerhetősége és modellezhetősége lényegileg azonos a földtani környezet és a befogadó kőzet megismerhetőségével és modellezhetőségével, amelyről fentebb bemutattuk, hogy teljesül.

A befogadó kőzet feletti földtani gát az IKIM rendelet szerint „olyan kis vízvezető képességű, nagy kiterjedésű földtani gát, mely képes visszatartani vagy elterelni a tároló felé irányuló vízáramlást”. A Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen a talajvíztükör közelében lezajló oldalirányú áramlás „tereli el a tároló felé irányuló vízáramlást”, azaz betölti az előírt földtani gát szerepét. Létezését legjobban a hidrodinamikai modellezés (BALLA et al. 2004) bizonyítja. A talajvíztükör többnyire a mállott gránit felső részén van, ahol a vízvezető képesség legalább két nagyságrenddel nagyobb, mint a mélyebb szintek üde gránitjában. Az egyéb forrásokból ismeretes beszivárgással és a lefelé csökkenő konkrét vízvezető képességi értékekkel az áramlási rendszert csak úgy lehet modellezni, ha feltételezzük, hogy a beszivárgó víz kb. 95%-a oldalirányban, a talajvíztükör mentén mozog a megcsapolást jelentő völgyek felé, s lefelé, a tároló felé csak a fennmaradó kb. 5%-a szivárog.

A befogadó kőzet vízszintes és függőleges vízvezető képességét kútvizsgálatokkal tanulmányoztuk (BALLA, MOLNÁR 2004). A mélyfúrásokban végzett 330 pakkeres teszt alapján a vizsgálati szakaszok transzmisszivitása lognormál eloszlású, $3,6 \times 10^{-8}$ m²/s átlagos értékkel. A vizsgálati szakaszok hossza átlag 10 m, így a repedezett gránit átlagos szivárgási tényezője 3×10^{-9} m/s, vagyis a repedezett gránit vízvezető képessége jelentéktelen. A vízföldtani model-

lezés tapasztalatai szerint a vízvezető képesség vízszintes és függőleges irányban nem különbözik, anizotrópiát nem lehet kimutatni.

Lefelé mutató hidraulikus gradiens a befogadó kőzetben a potenciálszintek összevetésével igazolható vagy cáfolható. A nyugalmi potenciálszinteket a telephelyi és telephely környéki mélyfúrásokban behatóan tanulmányoztuk kútvizsgálati módszerekkel (BALLA, MOLNÁR 2004) és többpakkeres monitoring-rendszerek több éven keresztül tartó észlelésével (ROTÁRNÉ et al. 2004b). Megszerkesztettük a fúrások potenciálszelvényét, és az adatok 3D-s interpolálásával előállítottuk a telephely térbeli potenciáleloszlását. A fúrások potenciálszelvényében egyes torlasztó-szigetelő, illetve jó vízvezető képességű szerkezetek lokális eltéréseket okoznak, összességében azonban a potenciálszintek a mélységgel csökkennek, így a lefelé mutató hidraulikus gradienst a telephelyen bizonyítottuk.

A természetes repedezettséget behatóan vizsgáltuk (MAROS et al. 2004). Mélyfúrásokban 46 796, feltárásokban 1651, árkokban 6614 törés alapján készítettünk különböző szempontok szerinti értékelést. A repedezettség mértékét töredezettségi vagy repedéssűrűségi összesítésekkel vizsgáltuk mind feltárásokban, mind fúrásokban. A repedezettség mértéke és irányeloszlása alapján blokkokra és tömbökre osztottuk a telephely és környezetének területét. A mozgásnyomokat tartalmazó törések száma 885 volt, ezek alapján feszültségtér-elemzést végeztünk. Igen részletesen vizsgáltuk a repedések kitöltéseit, térbeli eloszlását, egymásutánosságát és anyagi típusait. A képződött adatok óriási számának figyelembevételével a természetes repedezettség vizsgálata jó, megfelelő.

A szivárgási tényezőt a mélyfúrásokban végzett 330 pakkeres teszt alapján meghatározott transzmisszivitásból számítottuk (BALLA, MOLNÁR 2004). A vizsgálati szakaszok átlag 10 m-es hosszúra átlagosan 3×10^{-9} m/s szivárgási tényezőt kaptunk, ami jelentéktelen érték.

A hidrogeológiai rendszer késleltető és hígító hatását a radioaktív izotópok felszínre jutásában transzportmodellezéssel tanulmányoztuk (BALLA et al. 2004). A hidrogeológiai rendszerben a vízmozgás lassú, és az áramlási pályák hosszúak. Az elvégzett transzportmodellezés adatai szerint a tárolóból indított vírzecskék még a legkedvezőtlenebb esetben sem érnek felszínre 800 évnél hamarabb. Az adott potenciálviszonyok között a tároló körzetében (1% porozitással) mintegy 0,1 m/év sebességű vízáramlásra számíthatunk. A késleltető hatás tehát nyilvánvalóan fennáll.

Az üde gránitból a völgyek alatti mállott zónába feláramló vizek a mállott zóna ottani vízforgalmának csak kis hányadát adják: a vízháztartási számítások szerint 3,3–4,3%-át, a víz-geokémiai paramétereiből számítva pedig legfeljebb 5-6%-át. A hígulás tehát ugyancsak megfelelő mértékű.

A földtani gát visszatartó, késleltető és megkötő hatása a radioaktív izotópok felszínre jutásában lényegileg a hidrogeológiai rendszer késleltető és hígító hatásából (l. följebb) és a földtani környezet alábbiakban tárgyalt tulajdonságaiból tevődik össze.

A földtani környezet azon ásvány-kőzettani és geokémiai tulajdonságai, amelyek elősegítik a radioaktív izotópok kicsapódását vagy szorpcióját, gátolják az olyan részecskék, kolloidok, szerves és szervetlen komplexek képződését, amelyek növelik a radioaktív izotópok mobilitását, az alábbiakban jellemezhetők. A radioaktív izotópok szorpcióját a földtani környezet ásványain és kőzetein közvetlen vizsgálatokkal tanulmányoztuk (HORVÁTH et al. 2004). A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely mellékkőzetének szorpciós tulajdonságai megfelelőnek bizonyultak. A radioaktív izotópok kicsapódása lényegileg a szorpció egyik konkrét folyamata, így minősítését a szorpció fentebbi minősítése tartalmazza. A telephelyi gránit repedésvizeiben nem várható stabil természetes kolloidok (l. alább). Olyan „szerves és szervetlen komplexek képződésére, amelyek növelik a radioaktív izotópok mobilitását”, a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely gránittestjében nincs lehetőség. Így tehát a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely mellékkőzetének a fentiekben előírt tulajdonságai megfelelőek.

A földtani környezet szorpciós és ioncserélő kapacitása a következő módon vázolható. A radioaktív izotópok egy részére a szorpciós megkötő képesség (kapacitás) igen kedvezőnek bizonyult. A repedések elég nagy részében vannak agyagásványok, tehát ezekre az izotópokra a kőzettömeg szorpciós kapacitása is megfelelő. Ismert tény viszont, hogy a I, a ^{14}C és a Tc érdemi megkötődésére nem számíthatunk, és hogy a ^{86}Sr -izotóp általában rossz megkötődési hajlamot mutat. Az ioncsere lényegileg a szorpció egyik konkrét folyamata, így a földtani környezet ioncserélő kapacitása lényegileg ugyanolyan kedvező, mint a szorpciós kapacitás.

A természetes kolloidokat és szerves anyagokat a földtani gátban az alábbiakban jellemezzük. A természetes kolloidok vizsgálatára 11 db mintát tanulmányoztuk. A lebegőanyag-koncentráció kis értékei azt mutatják, hogy a valószínű rendszerben nem várható stabil kolloidok, amelyek felületén szennyezőanyag-szállítás lehetséges volna, s a megfigyelt kolloidok döntő többsége a fúrású tevékenység és az azt követő vizsgálatok eredményeképpen képződött. Szerves anyagok a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely gránitjában eleve nem várható, jelenlétükkel csak a felszín alatti vizekben kell számolnunk. A földtani felépítésből következően a felszín alatti vizekben kevés természetes eredetű szerves anyagra számíthatunk. A beszivárgási területeken a fedőüledék lösz, amely oxidatív körülmények között keletkezett. A belőle képződött talajok szerves anyaga a betemetődés után gyorsan oxidálódik, a maradék szerves anyag pedig már nem oldható vízben, és a baktériumok is csak kevésbé tudják felhasználni.

Az idős vizekben csökken a szulfát mennyisége, és 6 esetben kénhidrogént észleltünk (0,05–0,48 mg/l, szulfidban kifejezve). Ez a jelenség az elvégzett vizsgálatok tanúsága szerint szulfátredukáló baktériumok hatására vezethető vissza. Így tehát még a mélyebb, idősebb vizekben is van annyi oldott szerves anyag, hogy baktériumok élhessenek. Szerepük azonban jelentéktelen, s a földtani alkalmasságot nem befolyásolja.

A természetes gázok előfordulásait illetően a következőket mondhatjuk. A felszíni kutatás során lefolytatott vizsgálatok során tisztáztuk, hogy a Bábaapáti (Üveghutai) telephely gránitjában a szabad gázfázis kialakulásának a feltételei nincsenek meg, emellett a tárolási feltételek is hiányoznak.

Dinamikus követelmények

Dinamikusnak azokat a követelményeket tekintjük, amelyek jövőbeli változások előrejelzését igénylik.

A felszíni éghajlati változások hatásai, a geomorfológiai stabilitás, valamint a lepusztulási és a vízrajzi változások hatásai hatszáz éves időtávlatban egymással összefüggőnek, és gyakorlatilag a múltbeli események és folyamatok jövőbe vetítésével prognosztizálhatók. A telephely környéki völgyhálózat a löszfelhalmozódás kezdete óta, vagyis legalább 800 000 éve kb. a mai képet mutatja, csak a völgyek mélyebbre vágódtak, a domborzat tagoltabbá vált, de a teljes bevágódás általában nem haladta meg az 50 m-t. A prognózis hatszáz éves időtartama a vázolt folyamatnál három nagyságrenddel rövidebb. A 800 000 év alatt a völgybevágódási és völgykitöltési folyamatok — elsősorban éghajlati hatásra — periodikusan váltakoztak. Az ellentétes félperiódusok összegezett időtartama kb. azonos volt, így a mai völgyek bevágódása minimum 400 000 évet vett igénybe. Hatszáz év alatt tehát a domborzati változás átlagosan legfeljebb centiméterekben mérhető. A jelenlegi völgyek talpszintje (minimum 100 m) alatt, kb. 100 m-rel mélyebben tervezett tárolót tehát mindezek a folyamatok nem érinthetik.

A szeizmológiai vagy szeizmikus stabilitás hatszáz éves időtávlatban és a szeizmikus események hatása a műszaki és földtani gátak mechanikai állékonyságára követelményt illetően a következőt tettük. A földrengés-kockázatot a telephely 300–400 km-es körzetére összeállított új földrengéskatalógus alapján elemeztük, s megállapítottuk, hogy a kb. 250 m mélységben, gránitban tervezett tároló kőzettömegében a földrengések hatására a jogszabályban előírt 600 év alatt maximum 0,1 g talajgyorsulási csúcserték prognosztizálható. Erre a talajgyorsulásra szokták tervezni a radioaktív hulladékok tárolóit, vagyis a földrengéskockázat a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen nem okoz tervezési többletkövetelményt (SCHENK et al. 2004).

A vulkanikus stabilitás hatszáz éves időtávlatban és a vulkanikus események hatása a műszaki és földtani gátak mechanikai állékonyságára követelménnyel kapcsolatban az alábbiakat jegyezzük meg. A telephely „vulkanikus stabilitását” az jellemzi, hogy széles környezetben nem volt vulkánosság sem a kainozoikumban, sem a negyedidőszakban. Fiatal vulkanitok legközelebbi előfordulása a telephelytől DDK-re 18 km távolságban, Bár falunál van, itt a felszínen és fúrásban olyan bazalt van, amelynek K/Ar kora 2,17 millió év. Fiatalabb vulkáni tevékenység legközelebb a Keleti-Kárpátokban, a telephelytől 450–500 km-re volt. Mindennek alapján nem látszik valószínűnek, hogy 600 éven belül vulkán törne ki Bábaapáti környékén, vagyis a telephely „vulkanikus stabilitása” megfelelő.

Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a „vulkanikus események” hatása hatszáz éves időtávlatban elhanyagolható, vagyis a „vulkanikus események” nem veszélyeztetik „a hulladéktároló műszaki és földtani gátjainak mechanikai állékonyságát”.

A *vetők, redők, rátolódások* követelmény e jelenségek tanulmányozását írja elő. A Mórággyi Gránit Formáció metamorfizált magmás kőzeteiben redők nincsenek, ezért ezekkel nem foglalkozunk. Vetők és rátolódások mellett eltolódások is előfordulnak, az alábbiakban ezeket is tárgyaljuk. A „vetők, ... rátolódások” vizsgálata igen beható és részletes volt (MAROS et al. 2004). Összesítettük a fúrásokban harántolt töréses öveket, és vetőkarcok alapján az elmozdulás(ok) jellegét valószínűsítettük. A fúrásokban előfordult vetőkarcok alapján a nem törészónákhoz kapcsolódó elmozdulásokat statisztikusan vizsgáltuk, feszültségtereket különítettünk el. Feltárásokban és kutatóárokban is vizsgáltuk az elmozdulásokat, egyrészt szintén statisztikusan, aminek feszültségter-elemzés lett az eredménye, másrészt az észlelt töréses öveket minősítettük az elmozdulás relatív iránya szerint. A jelen fázisban tehát a „vetők, ... rátolódások” ismertsége és tanulmányozottsága megfelelő.

A *tektonikai stabilitás hatszáz éves időtávlatban és a tektonikus események hatása a műszaki és földtani gátak mechanikai állékonyságára* követelmény teljesülését illetően a következőket mondhatjuk el. A tektonikai vizsgálatok a képlékeny és töréses szerkezetfejlődési eseményeket, valamint ezek hatását értékelték (MAROS et al. 2004). A tároló környéki kőzetek elhelyezkedése a földkéregben jelenleg nem teszi lehetővé a képlékeny szerkezetfejlődéshez szükséges körülmények létrejöttét, tehát ebből a szempontból a stabilitás biztosra vehető. Ezért a kérdéskörrel kapcsolatban azt vizsgáljuk, hogy a jelenlegi töréses övek és mikrotörédezettesség eloszlási képe mennyire tekinthető állandónak.

A töréses övek stabilitásának problémaköre összefügg a szeizmikus stabilitás (I. följb) és a potenciálisan aktív törések (I. alább) problémakörével. Mivel a szeizmikus stabilitás megfelelő, és potenciálisan aktív töréseken elmozdulás az utóbbi 100 000 évben nem mutatható ki, a töréses övek stabilitása 600 éves időtávlatban megfelelőnek tekinthető.

A mikrotörédezettesség állandósága szintén a földrendések és az aktív törések oldaláról ítéhető meg. Mivel ezeket stabilnak minősítettük, a mikrotörédezettességre gyakorolt hatásukat is megfelelőnek mondhatjuk. Ez nem azt jelenti, hogy a 600 év alatt bekövetkező földrendések nem hozhatnak létre új repedéseket, vagy nem újíthatnak fel régebbieket, de a mikrorepedezettesség mintázatát igen kis valószínűséggel változtathatják csak meg.

A törések stabilitását más oldalról is megközelíthetjük. Nem túl sok koradat áll rendelkezésre a törések kitöltéseiből, de azok kivétel nélkül mezozoos kort mutatnak, a legfiatalabb késő-kréta korú. Ebből következően a következő 600 évre a tektonikai stabilitás megfelelőnek tekinthető. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a „tektonikus események” hatása hatszáz éves időtávlatban elhanyagolható, vagyis a „tektonikus események” nem veszélyeztetik „a hulladéktároló műszaki és földtani gátjainak mechanikai állékonyságát”.

Az utolsó százezer évben lejátszódott felszíni elmozdulások, potenciálisan aktív törések követelmény azon kevesek közé tartozik, amelyekre az IKIM rendelet konkrét számot ad meg. Elvileg minden létező törés potenciálisan aktív, hiszen megfelelő feszültségterben bármikor kiújulhat. A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen a törések és töréses övek vastag negyedidőszaki üledéktakaró fekéjébe futnak ki. Az üledéktakaró felhalmozódása legalább 800 000 éve kezdődött. Mindazok a törések és töréses övek, amelyek nem futnak ki a negyedidőszaki üledékekbe, legalább 800 000 éve inaktívak, tehát nem sorolhatók a „potenciálisan aktívak” kategóriájába. Az utóbbi kategória kritériuma tehát az, hogy a Mórággyi Gránit Formáció kőzetein belül észlelt törés vagy töréses öv elveti a negyedidőszaki üledékeknek legalább az alsó szintjeit.

A telephely közvetlen közelében létesített két kutatóárokban, amelyek 1500 m hosszuk mentén 0–2 m vastagságban tárták fel a gránit fölötti felső-pleisztocén lejtő-üledékeket és holocén talajt, egyetlen kicsiny vetőt, sőt még litoklázist sem sikerült — a leggondosabb feldolgozás ellenére sem — megfigyelni (GYALOG et al. 2003), pedig a kemény gránitaljzatra települt közepes kötöttségű lejtő-üledéknek jól kellene tükröznie ezt.

A telephelyen 2002-ben mért egyik szeizmikus szelvényen a laza üledékben egy kb. 150 m széles függőleges sávban reflexiómegszakadás volt észlelhető, amely felvetette annak gyanúját, hogy az utolsó 100 000 éven belül tektonikai eredetű elmozdulások lehettek (PRÓNAY et al. 2004). A kérdés tisztázására az ELGI ugyanabban a szelvényben 500 m hosszban sűrítő méréseket végzett (VÉRTESY et al. 2003). A szeizmikus szelvényen a reflexiók megszakadása egy 30 m széles sávra szűkült. Az ugyanezen szelvény mentén telepített mérnökgeofizikai szondázásokban a lösz rétegzettsége folyamatos, s a reflexiók szelvényben észlelhető megszakadás és az azon túl lévő szakaszok rétegtérkontrasztjaiban nincs számottevő eltérés. Ez azt jelenti, hogy a reflexiók megszakadásnak nem földtani okai vannak, s így a megszakadáson belül fiatal elmozdulás nem mutatható ki.

Mindezek alapján 100 000 évnél fiatalabb elmozdulás a telephelyen kizárható.

Az ásvány-kőzettani, geokémiai és geomechanikai stabilitás hatszáz éves időtávlatban követelmény teljesülésének megítéléséhez figyelembe kell vennünk, hogy a Mórággyi Gránit Formáció metamorf hatást elszenvedett magmás kőzeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai összetételét, valamint geomechanikai tulajdonságait a keletkezésük óta eltelt több mint 300 millió év alatt hidrotermális és mállási folyamatok befolyásolták.

Hidrotermális hatás elsősorban törések és töréses övek anyagában és környezetében lépett fel. A tárolóteret minden bizonnyal úgy jelölik majd ki, hogy nem kerül bele jelentősebb töréses öv, s törés is csak kevés lesz, ezért a törések és töréses övek anyagának hidrotermális elváltozása a tárolóterben jelentéktelen lesz. A törések és töréses övek környezetének hidrotermális elváltozása eleve gyenge. Mivel a hidrotermális elváltozások millió évek alatt jöttek létre, hatszáz éves időtávlatban nem számolhatunk számottevő változással.

Mállási hatás a kőzettest felső határán és az azt kísérő mállási kéregben jelentkezik. A tárolóteret ez alatt, üde kőzetekben fogják kialakítani, ahol mállási hatások egyáltalán nem jelentkeznek. A tárolótér függőleges távolsága a mállási kéreg talpától (100 m) mindenütt jóval nagyobb, mint a mállási kéreg teljes vastagsága (50-60 m). A mállási kéreg kialakulása a lösz-összlet felhalmozódásának kezdetekor, azaz 800 000 éve már folyamatban volt, így mai vastagsága minimum ennyi idő alatt jött létre. Hatszáz éves időtávlatban tehát nem számolhatunk számottevő változással.

A tárolónak és környezetének ásvány-kőzettani, geokémiai és geomechanikai stabilitása tehát megfelelő.

A természetes gázok előfordulásait illetően a következőket mondhatjuk. A felszíni kutatás során lefolytatott vizsgálatok során tisztáztuk, hogy a Bataapáti (Üveghutai)-telephely gránitjában a szabad gázfázis kialakulásának a feltételei nincsenek meg, emellett a tárolási feltételek is hiányoznak.

Hidrogeológiai stabilitás és különböző okokból potenciálisan bekövetkező hidrogeológiai változások hatszáz éves időtávlatban követelmény teljesülését az alábbi körülmények alapján ítélni meg. A lösz-összleten át leszivárgó vizek a mállott gránit felső részében lévő talajvizet táplálják. A talajvíz nagy része oldalirányban mozog, s a lejtők mentén a völgyekbe jut. A hidrodinamikai modell kalibrációja és a modellezés alapján tisztázódott, hogy a leszivárgó vizek mennyiségének ingadozásait az oldalirányban mozgó víz mennyiségének megfelelő ingadozásai oly mértékben kiegyenlítik, hogy a mélyebb szintekbe jutó víz mennyisége a peremfeltételek szélsőséges változása mellett is gyakorlatilag állandó marad. Más szóval a telephely földtani környezetében, amely elsősorban a mállási kéreg alatti szinteket fogja át, a hidrogeológiai viszonyok rendkívül stabilak, s „természetes okokból bekövetkező potenciális változás az áramlási viszonyokban” nemigen várható.

Láttuk, hogy a „tektonika, kiemelkedés, erózió, felszíni domborzat és klíma változásai, szeizmikus és vulkanikus aktivitás” közül nincs olyan, amely „hatszáz éves időtávlatban” jelentős lenne. Az esetleges változások tehát minden bizonnyal abba a kategóriába esnek, amelyen belül a „hidrogeológiai stabilitást” létrehozó kiegyenlítő hatás teljes mértékben érvényesül.

Alkalmassági összesítés

A lefolytatott kutatás és a fenti elemzés nyomán megállapíthatjuk, hogy a Rendeletben megfogalmazott valamennyi követelmény teljesülése igazolható, így a telephely földtani alkalmassága kimondható.

Továbbkutatási koncepció

A 2002–2003. évi felszíni kutatás záró következtetése az, hogy az Bataapáti (Üveghutai)-telephely földtanilag alkalmas kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok vég-

leges elhelyezésére, de olyan konkrét kőzettér fogat kijelöléséhez, amelyben tároló kialakítása javasolható, további kutatásra van szükség. A földtani adottságokból következően ezt a kutatást döntően felszín alatti módszerekkel célszerű lefolytatni.

A felszín alatti kutatás céljai a következők:

— konkrét kőzettér fogat kijelölése, amelyben tároló kialakítása javasolható;

— e kőzettér fogat olyan mértékű megkutatása, hogy kedvező esetben létesítmény, kedvezőtlen esetben továbbkutatás tervezéséhez kellő alapot hozzon létre;

— adatszolgáltatás biztonsági értékeléshez olyan mértékben, amelyet az előző két cél elérése érdekében egyébként is lefolytatandó tevékenység lehetővé tesz.

Nem vitatott bemenő adatként kezeljük, hogy a megközelítés egy már jó előre kiválasztott nyitópontról indított lejtaknával történik.

A telephely egészében véve földtanilag alkalmas kőzettömegén belül az Üh-3, Üh-22, Üh-2, Üh-23, Üh-27 és Üh-37 fúrás 0 m Bf körüli szakaszai olyanok, hogy tároló kialakítására alkalmas kőzettér fogat kijelöléséhez alapul szolgálhatnak. A 0 m Bf körüli szinten összevonhatónak látszik az Üh-3 és az Üh-22 (a továbbiakban: Déli Objektum), az Üh-2 és az Üh-23 (a továbbiakban: Középső Objektum), valamint az Üh-27 és Üh-37 fúrás (a továbbiakban: Északi Objektum) adata, így összesen három perspektivikus objektumról beszélhetünk (1. ábra).

Jelenleg nincs elegendő adatunk ahhoz, hogy válaszunk a három perspektivikus objektum közül. Kőzetmechanikai szempontból az Északi Objektum látszik legjobbnak, s ehhez kell a legrövidebb megközelítési útvonal, ami jelentős költségtényező. Ugyanakkor vízföldtani szempontból kedvezőtlen körülmény, hogy a lefelé mutató hidraulikai gradiens itt igen gyenge, a vízbeáramlások éppen ebben az Üh-27 és Üh-37 fúrásban viszonylag nagyok, éppen e két fúrás között mutatkozott a legerősebb hidrodinamikai kapcsolat, s a geokémiai zónásság nagyobb szivárgási sebességről tanúskodik. Tisztázatlan, hogy mindezek a kedvezőtlen (bár alkalmatlanságra nem vezető) hidrodinamikai körülmények egy, az Üh-27 és Üh-37 fúrás közelében futó meredek dőlésű övvel állnak-e kapcsolatban, avagy vízszintes irányban jelentős kiterjedésű területre jellemzőek. A felszín alatti kutatás tervezése során alapvető kérdés, hogy mi lesz az Északi Objektum sorsa.

A felszín alatti kutatáshoz szükséges vágatot mind műszaki, mind feladatszempontból két szakaszra célszerű bontani: egy — tervezési értelemben — mindenképpen és egy, az időközben megjelenő eredményektől függő irányban és hosszban kihajtandó szakaszra. A tervezési értelemben mindenképpen kihajtandó szakaszt műszaki értelemben célszerű azonosítani a lejtaknával (az 1. ábrán látható Üh-39 és Üh-40 fúrásán át), az időközben megjelenő eredményektől függő szakaszt viszont célszerű vízszintesre tervezni. A fentiekkel összhangban a tervezési értelemben mindenképpen kihajtandó szakaszt olyan pontra célszerű irányítani, hogy onnan még a három közül bármely objektum felé érdemes és lehetséges legyen vízszintes vágatot kihajtani.

A három objektum térbeli elrendeződése olyan, hogy a nyitópontról szinte egy vonalra fűzhetők fel. Ebből következően a lejtakna végpontja az Üh-27 fúrástól K-re 40 m távolságban tervezhető. Földtani és vízföldtani megfontolásokból következően e pontot 0 m Bf magasságba tervezzük. A nyitó- és végpont vízszintes távolsága 1645 m, vagyis a lejtés kb. 9,6% ($5,5^\circ$), ami műszaki szempontból elfogadhatónak látszik. A térbeli távolság 1653 m.

Mire a lejtakna leér a végpontra, tisztázni kell, merre megy tovább a vízszintes vágat. Mivel a Középső és a Déli Objektum innen csaknem egy vonalra esik, a döntő kérdés az, hogy ezeket vagy az Északi Objektumot választjuk. Az Üh-27 és Üh-37 fúrás összekötő sáv vízföldtanilag problematikus. Ezért a kőzetmechanikailag kedvező kőzetblokk kijelöléséhez s egyúttal az Északi Objektum kutatási célszerűségének megítéléséhez további adatokra van szükség. A vízszintes vágatból legfeljebb 150-200 m távolságig tudunk fúrni, ezért célszerűbbnek látszik, hogy a döntés előkészítésére a felszínről mélyítsünk fúrásokat. Annak érdekében, hogy a perspektivikus kőzettestek kijelöléséhez, azaz a vágatok irányításához megszerezzük a hiányzó információt, 3 újabb felszíni fúrás lemélyítését javasoljuk a felszín alatti kutatással párhuzamosan (1. ábra).

A felszíni fúrások nyomán születet döntés arról, hogy a vízszintes vágatot az Északi Objektum felé, s ezen belül konkrétan hová irányítsuk, avagy induljunk el vele a Középső Objektum felé. Előfordulhat az is, hogy a felszíni fúrások nyomán már a lejtakna nyomvonalát is célszerű lesz az Északi Objektum felé elfordítani.

A lejtaknából kb. 1300 m-től kezdve kamrákat kell majd kihajtani, s azokból fúrasi legyezőkkel megkutatni a környező térrészt. Ezzel pontosabbá tehetjük a lejtakna alapján körvonalazódó kőzethatárok, tektonikus övek és kitüntetett vízföldtani szerepű zónák térbeli helyzetét és paramétereit. A fúrásos kutatást a vízszintes vágat kamráiból is folytatni kell, ez lesz a legfontosabb eszköz a perspektivikus kőzettestek kijelölésére és lehatárolására. Ahhoz azonban, hogy ezt az eszközt használni tudjuk, a perspektivikus kőzettestet 50-100 m-re meg kell közelítenünk.

A felszíni kutatás során a telephely környezetével kapcsolatban számos olyan kérdés maradt nyitva, amelynek lezáratlansága ugyan az alkalmasságot nem befolyásolja, azonban megoldása a további biztonsági értékeléseket megbízhatóbbá teheti. Ezért a felszín alatti kutatással párhuzamosan lefolytatjuk mindazokat a kutató munkálatokat és vizsgálatokat, amelyek a környezet földtani és vízföldtani felépítésének jobb megismerését szolgálják.

Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönetemet fejezem ki Horváth István, Maros Gyula, Molnár Péter, Rálich Lászlóné, Rotárné Szalkai Ágnes és Tóth György kollégáimnak, akik hathatós segítséget nyújtottak az alkalmassági követelmények teljesülésének megfogalmazásához.

Probabilistic and fuzzy approach to safety assessment for the Bábaapáti (Üveghuta) Site

MARTIN GOLDSWORTHY¹, GYULA DANKÓ² and JÁNOS FODOR³

¹Golder Associates (Germany) GmbH., Vorbruch 3, D-29227 Celle, Germany,

²Golder Associates (Magyarország) Kft., H-1021, Budapest, Hívósvölgyi út 54., Hungary,

³Szent István Egyetem, Állatorvos-tudományi Kar, H-1078 Budapest, István u. 2., Hungary

Key words: disposal barriers, fuzzy methods, Hungary, mathematical methods, Mórág Block, probability, risk assessment, safety, South-eastern Transdanubia, waste disposal

Abstract

The repository planned at Bábaapáti (Üveghuta) is intended to take low- and intermediate-level radioactive waste materials resulting from the nuclear power plant at Paks. The objective of safety assessment is to provide reasonable assurance that the repository will meet the requirements for the safety of the population and the environment.

Part of the safety assessment procedure includes description of the repository system and assessment of the features, effects and processes (FEPs) which may influence its performance. On this basis conceptual models are developed and also scenarios describing potential modifications and evolutions of the repository system are presented.

For the purposes of assessing whether the repository is safe projections are made of its behaviour over time. This involves converting conceptual models and scenarios into calculation models of the release, transport and uptake of radionuclides. Two possible approaches are introduced here which are especially relevant when considering the uncertainties inherent in many of the factors of relevance to safety assessment. Information is provided on the application of the probabilistic approach to the proposed repository at Bábaapáti, together with some introductory remarks on application of the fuzzy approach.

Aims of the safety assessment

The repository planned at Bábaapáti (Üveghuta) is intended to take low- and intermediate-level radioactive waste materials resulting from the nuclear power plant at Paks. Disposal of such materials is regarded internationally as a task requiring special care in order to ensure the safety of the population and the environment in the vicinity of the repository. In Hungary there are a number of regulations relating to facilities such as repositories for radioactive wastes, and these have the general objective of ensuring that the facilities are safe.

The principal relevant regulation is the Law CXVI. of 1996 on Atomic Energy. The Decree 62/1997 (XI.26.) IKIM of the Ministry of Industry, Trade and Tourism on the Geological and Mining Requirements for the Siting and Planning of Nuclear Facilities and Radioactive Waste Disposal Facility defines the geological suitability of a repository site as a confinement for radioactive materials. The newest regulation is the Decree 47/2003 (VIII. 8.) ESZCSM of the

Ministry of Health, Social and Family Affairs which covers storage and final disposal of radioactive waste. This decree defines the maximum dose received by a person exposed to materials derived from the repository. [Exposure: The contact of being subject to contamination to an interface (surface of the skin, respiratory passages, alimentary canals, *etc.*) of a living organism (humans, or other component of the ecosystem) and the contaminant assimilates (GONDI et al. 2004).] Further in this decree both the procedure to be used for safety assessment and the content of the safety report are defined.

These Hungarian regulations are based on international practice and guidance as collected and published by the IAEA (International Atomic Energy Agency), ICRP (International Commission on Radiological Protection) and OECD/NEA (Organisation for Economic Cooperation and Development, Nuclear Energy Agency). Amongst these guidelines are the definitions of safety assessment provided by IAEA (1999a), which include the following:

Safety assessment is an iterative procedure for evaluating the performance of a *disposal system* and its potential impact on human health and the environment (IAEA 2003a). Its aim is to provide reasonable assurance that the disposal system will provide a sufficient level of safety and meet the relevant requirements for the protection of human health and the environment (see for example IAEA 1999b).

The aims of the safety assessment being carried out for the Bábaapáti (Üveghuta) repository are fully compatible with these IAEA definitions. Through the assessment work the behaviour of the repository within its geological surroundings is being quantified and evaluated. An important part of the evaluation is to show that the numerical criteria provided in the Hungarian regulations are not exceeded, for example the maximum radioactive dose. With the understanding gained, in the iterative manner described by IAEA (2003b), guidance can be provided on how the system might be improved by modifying significant features, to further increase the level of assurance that the performance will be satisfactory. This assessment of the sensitivity and of the robustness of the complete disposal system is also an aim of the safety assessment process (IAEA 2003b).

Safety assessment procedure

Safety assessment procedures vary to some extent from project to project, in accordance with the specific features of the disposal system and the boundary conditions provided by the legislative framework. In order to facilitate the development of stakeholder confidence in the results safety assessments should be transparent and the origins of data and assumptions should be traceable.

In a general description of common features IAEA (1999b) notes that a safety assessment consists of:

- an estimate of system performance for all the situations selected that potentially impact on human health and the environment;
- an evaluation of the level of confidence in the estimated performance; and
- an overall assessment of compliance with relevant safety requirements.

All performance assessments comprise a similar set of activities, even if there is a difference in the terminology applied in different programmes.

The safety assessment procedure described here for the Bábaapáti (Üveghuta) repository is summarised in Figure 1.

Assessment context

In the case of the Bábaapáti (Üveghuta) repository the primary assessment context is provided by the Hungarian regulations which were discussed briefly in the previous section. Additional assessment criteria and safety indicators are derived from international practice and experience.

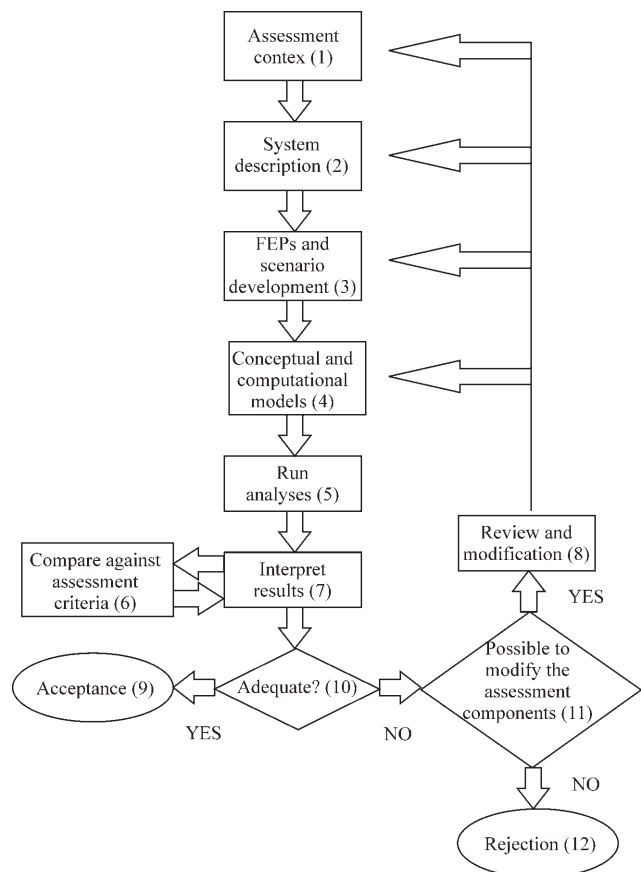


Figure 1. The safety assessment procedure (after IAEA 2002)

1. ábra. A biztonsági értékelés menete (az IAEA 2002 nyomán)

- 1 – értékelési környezet, 2 – rendszerleírás, 3 – FEP-ek és forgatókönyvek, 4 – koncepcionális és matematikai modellek, 5 – futtatások és elemzések, 6 – értékelési követelményekkel való összevetés, 7 – eredmények értelmezése, 8 – felülvizsgálat és módosítások, 9 – elfogadás, 10 – megfelelő?, 11 – lehetséges a rendszerkomponenseket módosítani?, 12 – elvetés

System description

An understanding and evaluation of the system performance can only be made on the basis of a description of the physical features of the repository and its surroundings. This description includes the waste materials themselves, the containers and other features which provide engineered barriers to the release of radionuclides, the paths by which radionuclides may migrate to enter the biosphere and the biosphere itself, in which organisms absorb and are affected by the released radioactivity.

FEPs and scenarios

A FEP is a feature, event, process or other factor that may be necessary to consider in a repository safety assessment. This includes physical features, events and processes that could directly or indirectly influence the release and transport of radionuclides from the repository or subsequent radiation exposures to humans, plus other factors, e.g. regulatory requirements or modelling issues, which constrain or focus the analysis (IAEA 2001). There are lists of FEPs produced by in-

ternational working groups, such as that in (OECD/NEA 2000), and these include many which may be screened out as being irrelevant for a specific location or type of repository. Some of the relevant FEPs will be determined by features of the waste and repository system, and some by external factors such as climate. An example is the climatic influence on the rate of water flow through the repository zone.

The FEPs may be used in considering the ways in which the disposal system may evolve over the long time period until the radioactive content of the waste has been reduced to safe levels through decay of the radionuclides.

Scenario is a postulated or assumed set of conditions and/or events. They are most commonly used in analysis or assessment to represent possible future conditions and/or events to be modelled, such as possible accidents at a nuclear facility, or the possible future evolution of a repository and its surroundings (IAEA 2003a). It is frequently possible to develop a set of scenarios which describe different types of evolution, each of which leads to release of radionuclides from the repository.

Conceptual and computational models

On the basis of the description of the disposal system and the FEPs and scenarios a model or models must be set up which describe the way in which the disposal system functions. Such a model will include the degradation of engineered barriers allowing the radionuclides to be exposed and then released, and the transport mechanisms which control the rate at which the released materials can migrate through the geological environment to the biosphere.

To make the desired quantitative assessment of the disposal system's performance these models must then be implemented as computational models and these must be populated with appropriate parameter values.

It is important that the models used are both verified and validated. The term "verification" is used to describe the ability of a numerical model to approximate a mathematical model (*e.g.* comparison of analytical and numerical solutions of a mathematical model to ensure that the equations are solved as intended). The term "validation" is used to describe the ability of a mathematical model to describe the physical system (*e.g.* the appropriateness of Darcy's law to describe groundwater flow in a porous or fractured media) and the ability of a conceptual model to reproduce the observed conditions (ANDREWS *et al.* 1985).

Analyses and evaluation

The calculation results, which may be in terms of the time history of the dose received by some specific receptor organisms, are then analysed and evaluated. The values will generally be compared with the legally defined criteria, but may also be analysed in terms of sensitivity and uncertainty in order to determine the significant features of the system behaviour, such as by determining which parts of the system are

providing the principal confinement of the radionuclides (this is required to evaluate the robustness of the disposal system). These analyses and evaluations may be used to provide guidance and input for iterations to improve the security of the system or to otherwise optimise the repository design.

Uncertainty and sensitivity analysis is required specifically in the analysis and evaluation stage, but the acknowledgement and treatment of uncertainties are important components of scenario development, conceptual model development and parameter value definition. It is the way in which uncertainties are treated in these stages and that is the key difference between the different types of approach – deterministic, probabilistic and fuzzy – which are discussed in more detail below.

Modelling approach

A deep geological repository had been modelled. The deep geological repository is a facility for disposal of radioactive waste located underground (usually several hundred metres or more below the surface) in a geological formation to provide long-term isolation of radionuclides from the biosphere. In all types of safety assessment concerned with the post-closure performance of a deep geological repository there are common features. This results, in part, from the normal physical features of a modern repository, in which the waste is confined within engineered barriers, and these are situated within a host rock through which radionuclides must migrate in order to arrive in the accessible environment. These three zones are often referred to as the near-field, the far-field or geosphere, and the biosphere (see Figure 2).

In the case of a deep geological repository the basic objective is to ensure that radioactive doses only occur through release and migration from the repository (*i.e.* from the near-field) to the receptors (in the biosphere). Intrusion of receptors into the waste is also considered, but the principal reason for choosing a deep disposal system is to reduce the likelihood and the consequences of this kind of scenario.

It should be noted that there are no typical fixed boundaries between the zones in a model. The near-field, for example, may include both man-made elements – the engineered barriers – and part of the host rock – particularly the EDZ (Excavation Disturbed Zone – the part of the host rock affected by the process of constructing the repository). Nevertheless, the zones are useful in considering the sequence of processes which may result in a radioactive dose to a receptor. The zones can be visualised as a set of concentric circles, with radionuclide migration occurring from the centre outwards (see Figure 3).

An important factor, which applies in all the zones of the model, is time. The relatively long time period (some hundred thousand or even million years) to be considered in a safety assessment is demanded by the nature of radioactive decay and the formation of daughter nuclides (*e.g.* the half life of ^{36}Cl is 301,000 years). In order to protect the ex-

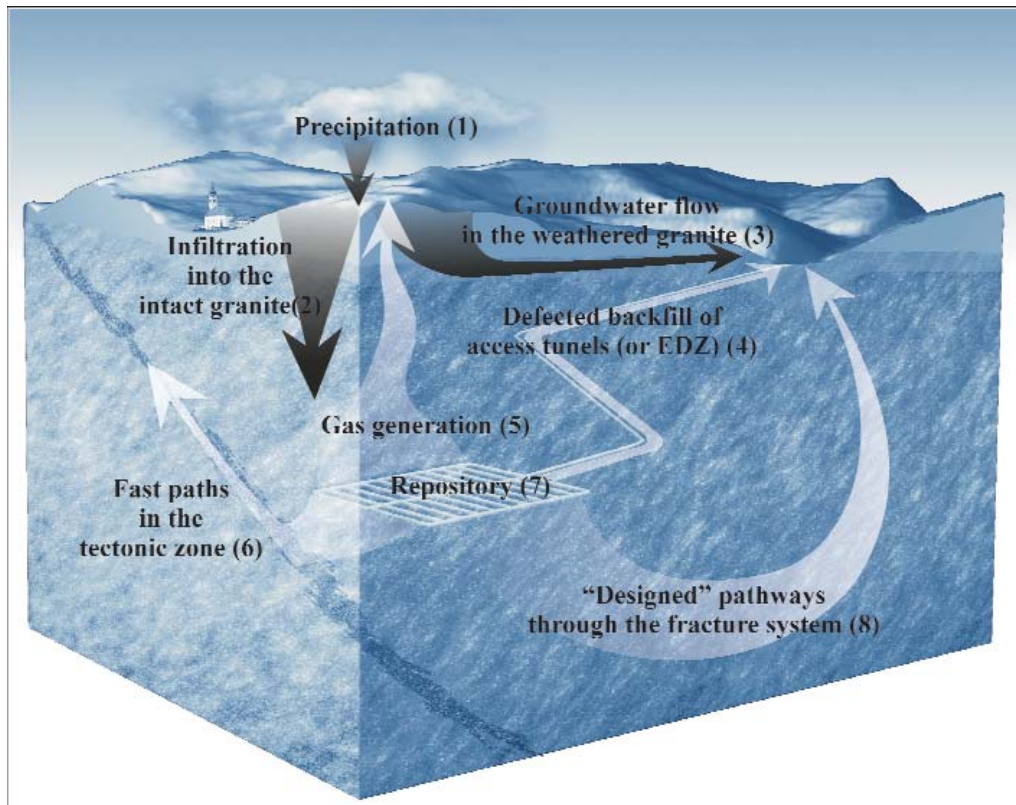


Figure 2. Potential pathways for radionuclides from a deep geological repository

2. ábra. A mélygeológiai tárolóból kikerülő radioaktív izotópok lehetséges árampályái

1 – csapadék, 2 – üde gránitba beszivárgó talajvíz, 3 – mállott gránitban szivárgó talajvíz, 4 – rosszul tömődékelt vágat (vagy EDZ), 5 – gázképződés, 6 – gyors árampályák a tektonikus zónában, 7 – tároló, 8 – „tervezett” árampályák a gránit repedésrendszerében

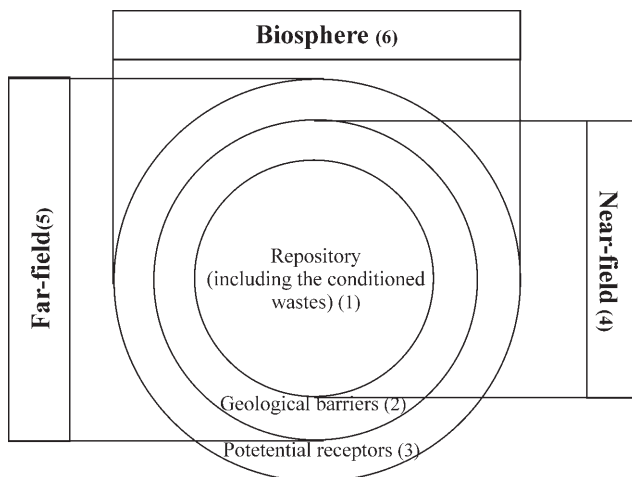


Figure 3. Zones of a disposal system

3. ábra. Az elhelyezési rendszer zónái

1 – tároló (a kondicionált hulladékot is beleértve), 2 – földtani gátak, 3 – potenciális hatásviselők, 4 – közeli környezet, 5 – távoli környezet, 6 – bioszféra

posed environment from effects from the waste a disposal system is designed to delay and/or retard the sequences of processes which may result in the occurrence of a radioactive dose. It should be noted that while the occurrence and rate some relevant processes can be influenced by engineering

measures, such as the selection of a corrosion resistant packaging material, natural processes and events, such as erosion, cannot generally be influenced but they must still be accounted for. The primary results of an assessment of a disposal system are therefore expressed as projected radioactive doses as a function of time after closure of the repository.

Within the near-field the processes and events which are always considered are those related to the exposure of the radioactive materials and to their release in a form in which they can migrate away from the repository. Important factors here are often expressed in terms of the lifetime of packages, and both this and other processes are dependent on the geochemical conditions within the near-field.

The host rock and other geological units are expected to contribute to the safety of disposal in three main ways:

- by providing physical isolation of the wastes from the near-surface environment and the potentially disruptive processes that occur there;

- by maintaining a geochemical, hydrogeological and geomechanical environment favourable to the preservation and performance of the engineered barriers;

- by acting as a natural barrier restricting the access of water to the wastes and the migration of released radionuclides.

Most of these contributions are typically considered in the near-field part of an assessment, with the barrier to mi-

gration of released radionuclides, in the final point, accounted for in the geosphere part of the model. In all safety assessments the geosphere is considered in terms of its influence on the travel time (which is necessary for released radionuclides to migrate from the repository to the biosphere).

In the final part of all assessment models – the biosphere – the concentration of radionuclides in accessible environmental media is calculated. This is clearly dependent on the delivery rate from the geosphere, but also on other factors such as the dilution resulting from mixing with unaffected media, such as ground water which has not interacted with the repository. In most assessment models a further calculation stage is carried out, to convert the environmental radionuclide concentrations into the radioactive dose received by specific types of receptors. This is always required when the assessment criteria are expressed in terms of a maximum allowable radioactive dose. Conversion of radionuclide concentrations to doses of radioactivity is always based on assumptions concerning the lifestyle of the receptors under consideration, and especially their patterns of consumption of foodstuffs and of water.

Alternative approaches

For the safety assessment of the Bábaapáti (Üveghuta) repository there are several alternative approaches which are being used in parallel, but based on agreed common data. Two possible approaches are introduced here which are especially relevant when considering the uncertainties inherent in many of the factors of relevance to safety assessment. These approaches are considered to be useful in the context of building confidence in the results of the safety assessment.

Probabilistic safety assessment

A particularly difficult aspect of the safety assessment of a disposal system results from the combination of system complexity with the uncertainty associated with many of the FEPs which influence the behaviour of the repository far into the future. The sources of this uncertainty, as identified in BÁRDOSY, FODOR (2004) are:

- natural variability, and
- human factors, such as errors and incomplete knowledge.

It must be emphasised that uncertainty from both these sources generally exists not only in relation to the values of parameters involved in modelling a specific process. It is often also uncertain whether a specific process will occur at all.

The disposal system, and even a model created to simulate its behaviour, is frequently complex. This makes it difficult to decide *a priori* how much influence a specific factor will have, and, in some cases, even to decide the likely direction of the influence. Higher precipitation might increase flow through the repository, increasing radionuclide transport, but the same precipitation increase could potentially also result in an over-compensating increase in dilution in

the biosphere. For this reason, probabilistic modelling, which includes the full ranges of the possible parameter values, is more likely to provide a good description of the range of the system behaviour.

With respect to the uncertain occurrence of potentially significant events and processes there is a similar issue. Scenarios are sometimes defined which describe the performance of the repository, but with an assumption about the occurrence of some specific event, such as the climatic modification mentioned above. A model of such a discrete scenario cannot provide a good description of the full range of the behaviour of the disposal system. In probabilistic modelling, the various factors related to the occurrence or the description of the effects of the “scenario” event or events can be included in the model, thus automatically providing an integrated description of the system performance.

Another benefit of the adoption of the probabilistic approach is that it enables safety assessment modelling to be commenced at an early stage in the project life, at a point when many factors are still to be investigated and are correspondingly very uncertain. The procedure, known as top-down modelling, relies on making and using assessments of the effects of collections of factors, in contrast to making detailed calculations of the individual processes. The top-down process assumes that modelling will proceed in stages, with the factors found to be significant subjected to increasingly detailed treatment in each stage, as sufficient data become available.

An example is the treatment of the geosphere.

As illustrated in Figure 2 there is a variety of potential pathways for the transport of the released radionuclides into the biosphere. Some of these depend on the elements of the disposal system, such as the access tunnels, which do not even exist in the early stages of the repository programme. Others depend on properties of the rock mass and its heterogeneity, both of which are likely to be only poorly known, especially in the early stages. A reasonable basis for modelling at this stage could be to apply flows and travel times based on any hydrogeological information which is available for the site area and on assessments of possible parameter ranges derived from other projects and literature. In the case of Bábaapáti (Üveghuta) porous medium flow modelling was carried out on a regional scale at an early stage in the project, and this provided a basis for combining this kind of information.

It can reasonably be expected that the top-down modelling will show that the influence of the geosphere on the results is large, in terms both of the distribution of the released radionuclides between the various pathways and of the travel times which may be expected for each pathway type. For the crystalline host rock at Bábaapáti (Üveghuta), Figure 4 shows a typical realisation of the fracture system. The flow velocity distribution and the transport of radionuclides is likely to be strongly affected by properties of these fractures including their frequency, aperture and connectivity (see Figure 5).

Subsequent modelling stages used for the groundwater transport in the top-down process could be first a simplified fracture-based flow model, based on the observed distributions of transmissivity. At a more detailed level, the safety assessment modelling could be based on calculated flows within networks of intersecting fractures, with the geometry

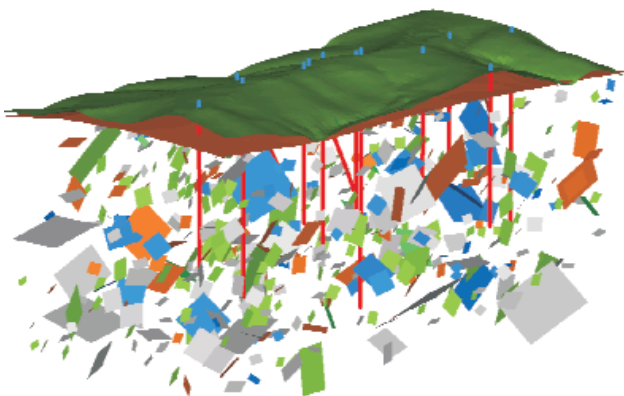


Figure 4. Simulated sparse fracture system at Bataapati (Üveghuta)
4. ábra. Ritkított repedésrendszer egyik realizációja Bataapátiban

and other properties simulated on the basis of additional information on the *in situ* hydraulic connectivity. Fractures are present in a wide spectrum of sizes from microcracks smaller than a millimetre through to faults of kilometre extent. The principal conceptual issue is the representation of the fractures. There are four approaches to modelling groundwater flow in fractured rocks (GOLDSWORTHY, JEFFERIES 1996):

- as an equivalent porous medium,
- as a stochastic continuum,
- as a dual-porosity system,
- as a discrete fracture network.

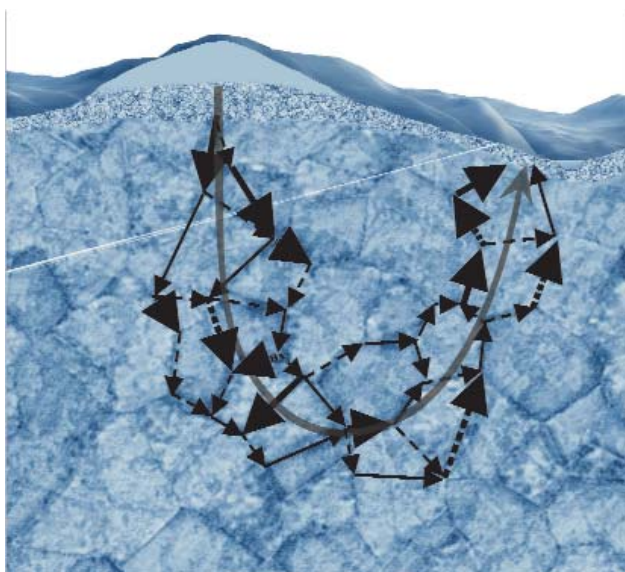


Figure 5. Fracture-dominated flow pattern
5. ábra. A repedésrekre jellemző áramlási pályák

Although the output from an early stage top-down model can be expected to cover a wide range it should already indicate whether a disposal system as planned can be expected to satisfy the performance criteria. Further, the model can be used to investigate the significance of the various system components, and this information can be used in the planning of the subsequent investigation programmes.

The general procedure adopted in a probabilistic safety assessment is to describe the input parameters for the model with appropriate probability distributions, *i.e.* as stochastic variables. Each input distribution must fully represent the uncertainty in the specific parameter, in order to ensure that the real performance of the disposal system is included within the range of the output from the model. Some typical types of input distribution are shown in Figure 6.

When only the upper and lower limits of the values which a parameter may take can be defined, then use of a uniform distribution is appropriate. A triangular distribution could be used if there is justification for assuming a most likely value between those limits, and so on, depending on the information which is available. In the case of a key parameter for radionu-

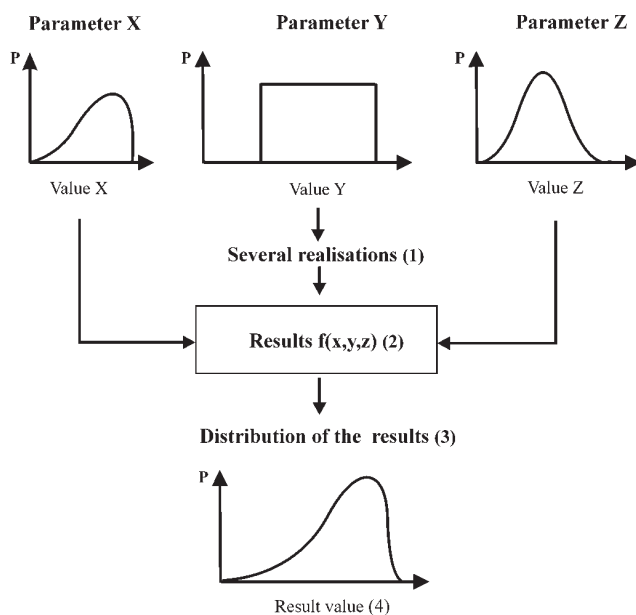


Figure 6. Monte Carlo simulation procedure
P = probability

6. ábra. Monte Carlo-szimuláció

Parameter = paraméter, Value = érték, P = valószínűség, 1 – számos realizáció, 2 – eredmény $f(x,y,z)$, 3 – eredmények eloszlása, 4 – eredmény értéke

clide transport in the ground water in the crystalline rock at Bataapati (Üveghuta), the transmissivity, there is now a substantial quantity of information derived from packer testing. A probability distribution of packer test results for the area investigated in Bataapati is shown in Figure 7.

It is clear that this could be reasonably described by a log normal distribution (BENEDEK et al. 2003). Within the investigated area regions have been identified in which the observed probability distributions of transmissivity differ. These differ-

ences will be used in the performance assessment of a repository located in each one of these three regions.

To carry out the probabilistic modelling Monte Carlo simulation is used to investigate the behaviour of the disposal system. In this process a large number of separate realisa-

It may be appropriate to consider the influence on this output uncertainty of the uncertainty in the significant input parameters. In a subsequent stage of investigation it may be possible to reduce the uncertainty in the value of a specific parameter even if the mean value is unchanged.

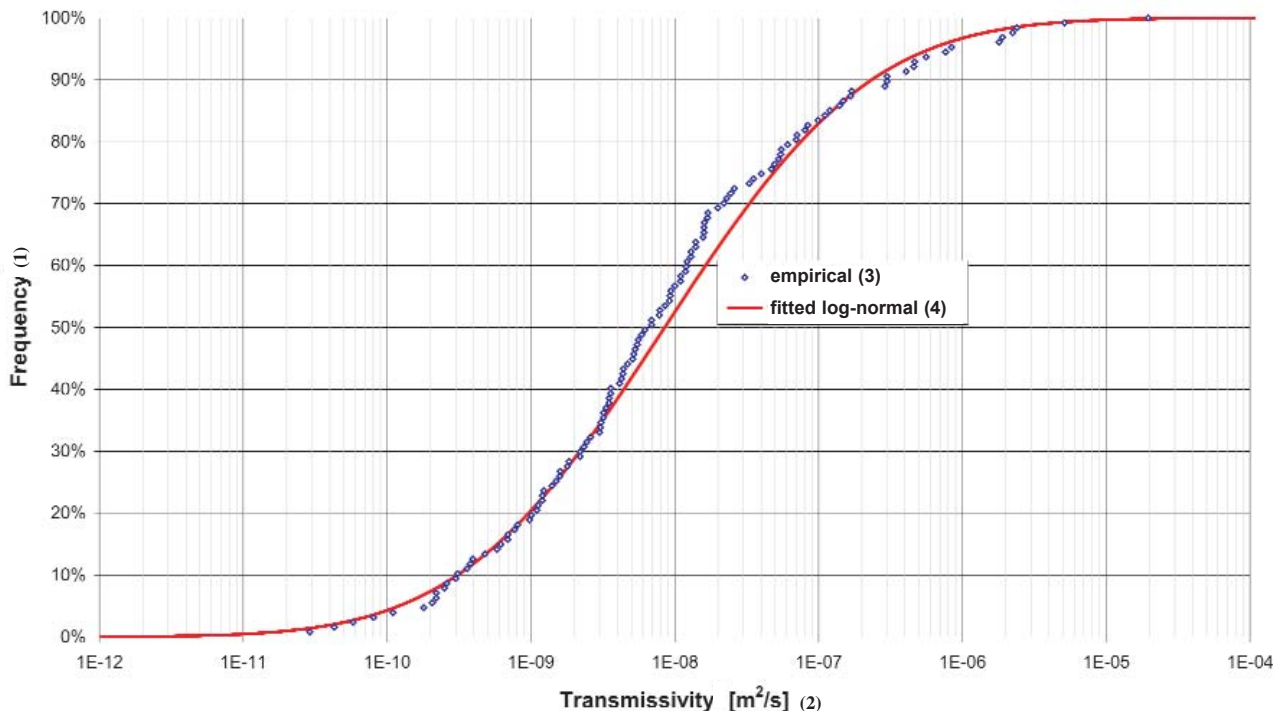


Figure 7. Distribution of packer test results from Bataapati

7. ábra. A bataanpáti pakkeres kútvizsgálatok eredményeinek eloszlása
 1 – gyakoriság, 2 – transzmisszivitás [m²/s], 3 – tapasztalati, 4 – log-normálra illetve

tions are made of the modelled system and the results of all the realisations are then combined. For each realisation the actual values used for the parameters defined as stochastic variables are selected on a random basis from the input probability distributions. The output from each realisation then represents the system behaviour for that particular random selection of the inputs, and these outputs for a set of simulations can be combined in the form of the probability distribution of the system behaviour. This procedure is illustrated in Figure 6. Confidence limits can also be calculated for the probability distribution.

To carry out a sensitivity analysis for a particular parameter it is only necessary to collect the parameter input values, as selected for each realisation, and to compute a Spearman correlation coefficient between these and the corresponding set of model outputs. It can sometimes assist the analyst in developing his understanding of the system behaviour to plot the values of input parameter against model output for each realisation. A typical scatter plot resulting from this procedure is shown in Figure 8.

The uncertainty in the model output is expressed directly in the probability distribution of the results. This uncertainty can be important if the output includes both acceptable and unacceptable values, in the context of the appraisal criteria.

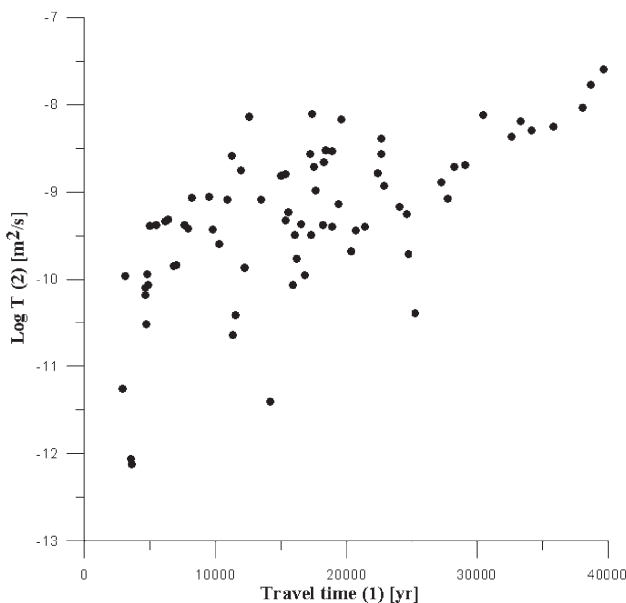


Figure 8. Scatter plot on the connection between transmissivity and travel time

8. ábra. Az elérési idő és a transzmisszivitás kapcsolata
 1 – elérési idő (év), 2 – transzmisszivitás (m²/s)

In comparison with alternative approaches for safety assessment the probabilistic approach has a number of advantages. These can be summarised as follows:

- A disposal system can be assessed in an integrated way, without separation into distinct scenario analyses.
- An analysis can be made at an early stage in the repository project, before many important parameters can be quantified on the basis of site or material specific investigations.
- Early stage analysis, and the identification of significant parameter sets, can be used to establish priorities for subsequent investigations.
- The uncertainty of the disposal system behaviour is indicated directly in terms of the probability distribution of the calculated outputs.

Fuzzy (possibilistic) safety assessment

Safety assessments for radioactive waste repositories were carried out so far by deterministic and probabilistic methods. (Deterministic safety assessments involve the use of fixed values of parameters in the calculation models. Typically, expected value (best estimate) and worst case results are presented. Sensitivity analyses are made using additional calculations with changes of specific parameters.) For theoretical reasons, the deterministic method is unable to quantify the uncertainty related to the safety assessment, while fuzzy set theory is suitable for the treatment of non-stochastic (subjective) uncertainties (ROBINSON, COOPER 1995; BÁRDOSSY, FODOR 2001a, b, 2004). Uncertainties appear first on the level of input data and they propagate all along the evaluation process. Traditional approaches apply crisp input data that is real numbers, as if these were the true values. On the contrary, an imprecise data (uncertain number) is a variable which may potentially assume any value within a possible range (because its exact value is not known). Even though there is uncertainty about the exact value, there are some values that are considered more possible (plausible) than others (Figure 9). This preference is used to quantify the imprecision with which data are known. Defining imprecise input parameters as fuzzy numbers, usual arithmetic operations can be extended to make calculations with such imprecise numbers.

Fuzzy numbers, defined as having an interval of confidence and levels of presumption, provide an effective means by which input parameters can be represented and interpreted. In general, a range of real numbers might be used to represent a parameter approximately, in the style of interval analysis. It is represented imprecisely by a range and a membership function defined on this range (normalised between zero and one) to describe the possibility of using particular values. In this way, parameters whose values are not known precisely can be presented, and the expert's experience and judgement can be incorporated into the evaluation.

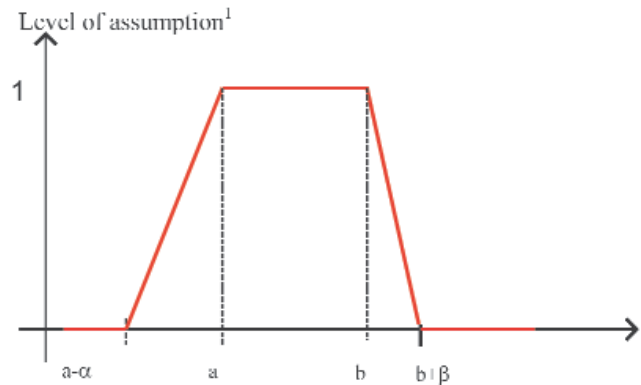


Figure 9. Membership function

9. ábra. Tagsági függvény
1 – a lehetőség foka

After calculating the result of an expression using fuzzy input as described above, the output variable will also be in the form of a membership function, with an output interval encompassing all possible output values and with a membership function ranging between zero and one.

As far as is known, the first such safety assessment was made by FODOR, BÁRDOSSY (2002) for the Püspökszilágy repository in Hungary. The results from this are in good agreement with another, recently finished probabilistic safety assessment of the repository. The payoff is the sound and mathematically correct quantification of the estimation uncertainties. A further advantage of the method is its simplicity and transparency. Another safety assessment of this type was carried out in 2003 for the potential repository site for low- and intermediate-level waste at Bataapáti (FODOR 2003). The method can be applied to any type of geological barrier and any type of waste.

Conclusions

In this paper the background to making a post-closure safety assessment of a repository for radioactive waste and the overall procedure used are presented, together with two specific approaches for carrying out the necessary modelling and calculations. These two approaches are the probabilistic method using Monte Carlo simulation and the so far less frequently employed fuzzy (possibilistic) method. Both these approaches consider directly the uncertainties inherent in many of the factors which can influence the long-term safety, and the assessment itself. The results from these approaches, and especially the sensitivity analyses, may be employed in identifying useful additional investigations and opportunities for optimising the design of the repository.

References — Irodalom

- ANDREWS, R. W., KIMMEIER, F., PERROCHET, P., KIRÁLY, L. 1985: Validation of hydrogeologic models to describe ground-water flow in the crystalline basement of northern Switzerland. — In: *Scientific Basis for Nuclear Waste Management IX, Symposium, Stockholm, Sweden*, pp. 107–114.
- BÁRDOSSY, GY., FODOR, J. 2001a: New possibilities for the evaluation of uncertainties in safety assessment of radioactive waste disposal. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (4), pp. 363–380.
- BÁRDOSSY, GY., FODOR, J. 2001b: Traditional and new ways to handle uncertainty in geology. — *Natural Resource Researches* 10, pp. 179–187.
- BÁRDOSSY, GY., FODOR, J. 2004: Evaluation of Uncertainties and Risks in Geology. — *New Mathematical Approaches for their Handling*, Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 226 p.
- BENEDEK K., MOLNÁR P., MÉSZÁROS F. 2003: Vízöldtani modellezés. FracMan modell (in Hungarian: Hydrogeological modelling. FracMan model). — *Manuscript*, Bataatom Ltd., Budapest.
- FODOR, J., BÁRDOSSY, GY. 2002: Application of fuzzy methods in the safety analysis of the Püspökszilágy radioactive waste repository, Hungary. — *Proceedings of the 3rd International Symposium of Hungarian Researchers on Computational Intelligence, Budapest, November 14–15, 2002*, pp. 259–274.
- FODOR, J. 2003: Összegző biztonsági értékelés előkészítése. Fuzzy aritmetikára épülő mintaszámítás a tároló normál fejlődéstörténetére (in Hungarian: The preparation for integrated safety assessment. Application of fuzzy arithmetics for normal evolution scenario). — *Manuscript*, Bataatom Kft., Budapest.
- GOLDSWORTHY, M., JEFFERIES, M. 1996: Probabilistic performance assessment. Üveghuta LLW repository. — *Manuscript*, Golder Associates (Hungary) Ltd., Budapest.
- GONDI F., HALMÓCZKI SZ., DANKÓ GY., DURA GY., LIGETI ZS., SZABÓ I. 2004: *A mennyiségi kockázatfelmérés módszertana. Kármentesítési Útmutató 7.* (in Hungarian: The methodology of quantitative risk assessment. Remediation Guidelines no. 7). — Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Budapest, 236 p.
- IAEA 1999a: Safety assessment for near surface disposal of Radioactive Waste. — *Safety Standard Series No. WS-G-1.1*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 31 p.
- IAEA 1999b: Near surface disposal of radioactive waste. — *Safety Standard Series, No. WS-R-1*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 29 p.
- IAEA 2001: Scenario generation and justification for the safety assessment of near surface radioactive waste disposal systems, working material. — *Division of Radiation and Waste Safety, Scenario Generation and Justification Working Group, ISAM/SGWG/WD01 Version 1.1*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 103 p.
- IAEA 2002: *Improvement of safety assessment methodologies for near surface disposal facilities. Volume II. Review and enhancement of safety assessment approaches and tools.* — Draft TEC-DOC, International Atomic Energy Agency, Vienna, 433 p.
- IAEA 2003a: *Radioactive waste management glossary. 2003 Edition* — International Atomic Energy Agency, Vienna, 54 p.
- IAEA 2003b: Scientific and technical basis for the geological disposal of radioactive wastes. — *IAEA Technical Report Series No. 413*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 80 p.
- OCD/NEA, 2000: *Features, events and processes (FEPs) for disposal of radioactive waste – an international database.* — OECD/NEA (Organisation for Economic Cooperation and Development / Nuclear Energy Agency), Paris, France, 80 p.
- ROBINSON, P. C., COOPER, N. S. 1995: *Review on development of methodologies for the modelling with uncertainty and variability.* — Munvar (Modelling with Uncertainty and Variability) Project. European Commission Report EUR 16174 EN, European Commission, Luxembourg, pp. 255–259.

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely valószínűségi és fuzzy-módszerrel történő biztonsági értékelése

GOLDSWORTHY, MARTIN¹, DANKÓ GYULA², FODOR JÁNOS³

¹Golder Associates (Germany) GmbH., Vorbruch 3, D-29227 Celle, Germany

²Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021, Budapest, Hívósvölgyi út 54.

³Szent István Egyetem, Állatorvos-tudományi Kar, 1078 Budapest, István u. 2.

Tárgyszavak: biztonság, Délkelet-Dunántúl, fuzzy módszerek, hulladék-elhelyezés, kockázatértékelés, Magyarország, matematikai módszerek, Mórággyi-rög, műszaki és földtani gátak, valószínűség

Összefoglalás

A paksi atomerőműből származó kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékot a Bábaapáti mellett kialakítandó tárolóba tervezik elhelyezni. A biztonsági értékelés célja, hogy ésszerű garanciát adjon arra vonatkozólag, hogy a hulladék-elhelyezési rendszer kielégíti-e azokat a jogszabályi előírásokat, amelyek az emberi egészség és a környezet védelmét szolgálják

A tárolórendszer leírása, valamint az annak időbeni alakulását befolyásoló jellemzők, hatások és folyamatok (angol elnevezéssel FEP-ek) értékelése a biztonsági értékelés részét képezi. Ezek alapján koncepció modelleket és olyan fejlődéstörténeti forgatókönyveket alkothatunk, amelyek leírják a tároló rendszer lehetséges állapotát, módosulását az idő függvényében.

A tároló biztonságos voltának értékeléséhez időben előre kell vetítenünk annak viselkedését. Ehhez a koncepcionális modellt és a fejlődéstörténeti forgatókönyveket a radioaktív izotópok tárolóból történő kijutását, transzportját és azok emberi felvételét leíró, matematikai formában kell kifejeznünk. Két olyan lehetőséget mutatunk be, amely képes a biztonsági értékeléshez kapcsolódó bizonytalanságok kezelésére, mint pl. a valószínűségi és a – nemzetközi viszonylatban is újdonságnak számító – fuzzy módszereket.

A biztonsági értékelés célja

A paksi atomerőműből származó kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékot a Bábaapáti mellett kialakítandó tárolóba tervezik elhelyezni. A radioaktív hulladékok elhelyezése a nemzetközi figyelem középpontjában van, hiszen ez a feladat különleges gondosságot igényel a tároló közelében élő lakosság és a környezet biztonsága érdekében. Magyarországon számos, a radioaktív hulladék elhelyezésével kapcsolatos jogszabály létezik, amelyek célja az ilyen típusú létesítmények biztonságának a garantálása.

A legmagasabb idevonatkozó jogszabály az 1996. évi CXVI. törvény az atomenergiáról. Az ipari, kereskedelmi és idegenforgalmi miniszter által kiadott 62/1997. (XI. 26.) számú rendelet határozza meg a radioaktív hulladékok megfelelő elzárására szolgáló létesítmény geológiai alkalmazási követelményeit. A legfrissebb jogszabály az Egészségügyi Szociális és Családügyi Minisztérium 47/2003. (VIII. 8.) számú rendelete, amely a radioaktív hulladékok

tárolását és végső elhelyezését szabályozza. Ez a rendelet határozza meg a radioaktív hulladék elhelyezéséből származó expozíció megengedhető maximális dózisértékét is. [Expozíció vagy kitettség: amikor az élő szervezet (ember, vagy az ökoszisztéma egyéb elemei vagy egésze) határfelülete (pl. bőrfelület, légutak, tápcsatorna) szennyező anyaggal kerül érintkezésbe és a szennyező anyag fel is szívódhat (GONDI et al. 2004).] Továbbá ebben a rendeletben rögzítették a biztonsági értékelés menetét és a biztonsági jelentés tartalmát is.

E hazai jogszabályok a nemzetközi [International Atomic Energy Agency (IAEA), International Commission on Radiological Protection (ICRP), Organisation for Economic Cooperation and Development, Nuclear Energy Agency (OECD NEA)] gyakorlatot és ajánlásokat követik. Az IAEA ajánlásában (IAEA 1999a) található a biztonsági értékelés definíciója.

A biztonsági értékelés egy iteratív jellegű eljárás, amelynek során értékeljük a hulladék-elhelyezési rendszer viselke-

dését, illetve annak az emberre és környezetre gyakorolt lehetséges hatásait (IAEA 2003a). Célja, hogy ésszerű garanciát adjon arra vonatkozólag, hogy az elhelyezési rendszer megfelelő mértékben biztonságos, és kielégíti azokat a jogszabályi előírásokat, amelyek az emberi egészség és a környezet védelmét szolgálják (IAEA 1999b).

A bátaapáti (üveghutai) tárolóra vonatkozó biztonsági értékelés céljai teljes mértékben megfelelnek a fentebb említett NAÜ-definícióknak. Az értékelés során a geológiai környezetben lévő tároló viselkedésére vonatkozó számításokat végezzük el, majd elemezzük a kapott eredményeket. Az értékelés fontos része annak a bemutatása, hogy a számítási eredmények a magyar jogszabályokban meghatározott határértékeket (pl. az effektív egyéni dózisra vonatkozóan) nem haladják meg. Az iteratív módon szerzett ismeretek (IAEA 2003b) bővülésével, a meghatározó jellemzők változtatásával az elhelyezési rendszer megfelelése is biztosítható, így a tároló viselkedésének kielégítő voltáról a következő szinten bizonyosodhatunk meg. A teljes elhelyezési rendszer érzékenységének és robusztusságának elemzése szintén a biztonsági értékelés céljai között szerepel (IAEA 2003b).

A biztonsági értékelés menete

A biztonsági értékelés menete esetről esetre változik valamilyen mértékben, az elhelyezési rendszer adott jellemzőinek, illetve a jogszabályok előírásainak függvényében. A biztonsági értékelés eredményeibe vetett bizalom növelése érdekében a számításokat átláthatóvá kell tenni, illetve az adatokat és feltételezéseket nyomon követhető módon kell alkalmazni.

A NAÜ (IAEA 1999b) szerint a biztonsági értékelés általában a következő közös jellemzőket tartalmazza:

- a rendszer viselkedésének becslése mindazon kiválasztott esetekre vonatkozóan, amelyek esetleg hatással vannak az emberi egészségre, illetve a környezetre;
- a rendszer jövőbeli becsült viselkedésére vonatkozó számítások megbízhatóságának értékelése;
- egy teljes körű, a biztonsági kívánalmaknak való megfelelésre vonatkozó értékelés.

Minden biztonsági értékelés hasonló tevékenységeket foglal magában, még ha a különböző programokban más-más terminológiát használnak is.

Az 1. ábrán összegeztük a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyre vonatkozó biztonsági értékelés menetét, amelyet az alábbiakban ismertettünk.

Értékelési környezet

A bátaapáti (üveghutai) tároló esetében az elsődleges értékelési környezetet a vonatkozó magyar jogszabályok adják, amelyeket az előző pontban röviden ismertettünk. További értékelési szempontokat, illetve biztonsági indikátorokat a nemzetközi gyakorlatnak és tapasztalatnak megfelelően származtatunk.

Az elhelyezési rendszer leírása

A rendszer viselkedésének megértése, majd értékelése csak a tároló és környezete fizikai jellemzőinek leírása alapján lehetséges. Ez a leírás kiterjed magára a hulladékra, a hulladék csomagolására, illetve a radioaktív izotópok kijutását gátló műszaki védelemre, vagyis a vasbeton konténerekre és más hasonló jellemzőkre. Továbbá itt írjuk le azokat a szállítási útvonalakat, amelyeken a bioszférát eléri a szennyező anyag, valamint magát a bioszférát, ahol az élő szervezetek elnyelik a kibocsátott izotópokhoz köthető radioaktív sugárzást.

FEP-ek és forgatókönyvek

Azokat az elemeket, amelyeket a tároló biztonsági értékelése során figyelembe kell venni, FEP-eknek (Features Events and Processes — jellemzők, események és folyamatok) nevezzük. Ezek azok az elemek, amelyek közvetve vagy közvetlenül hatással lehetnek a radioaktív izotópok tárolóból történő kijutására és vándorlására, illetve az ezt követő kitettségre, továbbá olyan egyéb tényezőkre, mint pl. a hatósági előírások vagy modellezési kérdések, amelyek korlátozzák vagy irányítják az értékelést (IAEA 2001). Ezen FEP-elemeket négy csoportba sorolhatjuk, úgymint értékelési környezet, elhelyezési rendszer, külső hatások és szennyező anyagok.

Léteznek nemzetközi szervezetek által összeállított FEP-listák, mint pl. az OECD/NEA (2000) listája. Ezek a listák azonban olyan elemeket is tartalmaznak, amelyeket bizonyos esetekben nyilvánvalóan kiszűrhetünk, mivel a helyszín vagy a tároló típusa miatt irrelevánsak.

A FEP-eket felhasználhatjuk az elhelyezési rendszer lehetséges fejlődésmódjainak figyelembevételére azokra a hosszú időszakokra vonatkozóan, amelyek alatt a radioaktív bomlás hatására a hulladék aktivitástartalma a biztonságos szint alá nem csökken.

A forgatókönyv (scenario) a körülmények, illetve események kiindulási vagy feltételezett halmaza. Forgatókönyveket általában elemzések vagy értékelések során alkalmazunk, hogy a jövőbeni lehetséges körülményeket vagy eseményeket modellezzük. Ilyenek pl. egy nukleáris létesítménynél bekövetkező balesetek, vagy a tároló és környezetének jövőbeli fejlődéstörténete (IAEA 2003a). Gyakran több olyan forgatókönyvet is fel lehet állítani, amelyek a radioaktív izotópok kibocsátásával járó fejlődéstörténetet írják le.

Koncepcionális és matematikai modellek

Az elhelyezési rendszer leírása és a FEP-ek, valamint fejlődéstörténeti forgatókönyvek alapján összeállíthatjuk az elhelyezési rendszert leíró modellt vagy modelleket. Az ilyen modellek tartalmazzák a műszaki gátakat a radioaktív izotópok kijutásához vezető degradációját, valamint azokat a szállítási mechanizmusokat, amelyek a kibocsátott anyag—geológiai környezetben keresztül a bioszférába történő— migrációjának mértékét befolyásolják.

Ahhoz, hogy az elhelyezési rendszerre vonatkozó kvantitatív értékeléseket elvégezhessük, ezeket a modelleket matematikai összefüggések formájában kell kifejezni, és meg kell határozni az egyenletekben szereplő paraméterek értékeit.

Rendkívül fontos, hogy az alkalmazott modellek verifikáltak és validáltak legyenek. A verifikáció kifejezéssel írjuk le azt a képességet, hogy a numerikus modell mennyire közelíti meg a matematikai modellt (pl. összehasonlítjuk a matematikai modellt numerikus és analitikus megoldásait azért, hogy meggyőződjünk az egyenletek helyes numerikus megoldása felől). A validáció kifejezéssel adjuk meg azt a képességet, hogy a matematikai modell mennyire közelíti meg a fizikai rendszert (pl. a Darcy-törvény helyességét, vagyis hogy az helyesen írja-e le a víz szivárgását porózus vagy hasadékos közegben) és azt a képességet, hogy a koncepcionális modell mennyire képes visszaadni a megfigyelt állapotot (ANDREWS et al. 1985).

Elemzések és értékelések

A modellszámításokat követően a kapott eredményeket — amelyeket valamely hatásviselő élő szervezet által, az idő függvényében kapott dózisként fejezhetünk ki — elemezni és értékelni szükséges. Általában a végeredményeket a jogszabályban rögzített határértékekhez hasonlítjuk. Ezeket azonban elemezhetjük az érzékenységük, illetve bizonytalanságuk alapján is azért, hogy meghatározzuk a rendszer viselkedését nagyban befolyásoló jellemzőket. Ezen elemzések végső célja, hogy megadhatjuk, a rendszer mely része biztosítja elsősorban a radioaktív izotópok mozgásának korlátozását (vagyis ezzel az elhelyezési rendszer robusztusságát értékeljük). A kapott eredményeket mintegy útmutatóként használhatjuk, és az újabb iterációhoz biztosíthatunk alapadatokat azért, hogy a rendszer biztonságát növelhessük, vagy másképpen, hogy ezáltal optimalizálhassuk a tároló tervezését.

Mindenképpen szükséges az elemzési, illetve értékelési szakaszban bizonytalanság- és érzékenységvizsgálatot elvégezni. Ugyanis e tényezők felismerése és kezelése fontos részét képezi a forgatókönyvek felállításának, a koncepcionális modell összeállításának, valamint a paraméterértékek meghatározásának. Ugyanakkor a bizonytalanságok kezelésének a módja visszahathat a biztonsági értékelés megközelítésmódjára is (pl. determinisztikus, valószínűségi vagy fuzzy).

A modellezés elvi módszerei

Mélygeológiai tárolót modelleztünk. A mélygeológiai tároló a radioaktív izotópok bioszférától való, hosszú távú elszigetelését biztosító — geológiai formációban történő — felszín alatti (általában néhány száz méter vagy nagyobb mélységben) radioaktív hulladék-elhelyezést szolgáló létesítmény (IAEA 2003a). A mélygeológiai tárolók lezárását követő időszakra vonatkozó bármely biztonsági értékelés hasonló vonásokkal bír. Ez részben következik egy korszerű,

mérnöki gáttal elszigetelt hulladékot tartalmazó tároló általános fizikai jellemzőiből, másrészt az ezt a tárolót befogadó azon kőzettest tulajdonságaiból, amelyeken keresztül a radioaktív izotópoknak a hatásviselő környezetéig történő migrációja megvalósul. Ezt a három zónát gyakran közeli környezetnek, távoli környezetnek vagy geoszférának, valamint bioszférának nevezzük (2. ábra).

A mélygeológiai tároló koncepciója szerint az alapvető cél az, hogy radioaktív dózis csak a tárolóból (azaz a közeli környezetből) való kikerülés és a geoszférán keresztül történő migráció után jelentkezhesen a hatásviselőnél (a bioszférában). Természetesen a közvetlen kitétséget jelentő emberi behatolást is figyelembe kell venni, de a mélygeológiai elhelyezés kiválasztásának egyik legfontosabb indoka pontosan az, hogy csökkentsük az ilyenfajta forgatókönyvek bekövetkezési valószínűségét.

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a modellben lévő egyes zónák között nincs egyértelműen rögzített határfelület. Például a közeli környezetbe tartozónak érthetjük a mérnöki elemeket (műszaki gáttak) és a befogadó kőzet egy részét, különösen az ún. EDZ-t (Excavation Disturbed Zone — a vágathajtás által megzavart zóna), vagyis a kőzetnek azon részét, amelyre a tároló építése során jelentkező folyamatok hatással voltak. Mindazonáltal igen hasznos ezeket a zónákat megkülönböztetni, különösen azon folyamatok sorozatánál, amelyek a hatásviselőt érő dózist okozzák. Az egyes zónákat olyan koncentrikus körökkel szemléltethetjük, ahol a radioaktív izotópok migrációja a rendszer belsejéből kifelé irányul (3. ábra).

Kiemelendő tényező, amely a modell minden zónájában igen fontos szerepet tölt be, az idő. A relatíve hosszú (több százezer vagy millió éves) modellezési időtartam elsősorban a radioaktív izotópok bomlása és a leányelemek keletkezése miatt szükséges. (Pl. a ^{36}Cl felezési ideje 301 000 év, így a hulladékban mérhető kis aktivitáskoncentráció ellenére is figyelembe kell venni a modellezés során.) Azért, hogy a kített környezet megvédését hosszú időtartam alatt is biztosíthassuk, a rendszert úgy kell terveznünk, hogy azokat a folyamatosorozatokat, amelyek radioaktív dózist okoznak, késleltessük és/vagy megakadályozzuk. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy míg néhány jellemző folyamat megjelenése és mértéke a műszaki kialakítással (pl. korróziómentes csomagolással) befolyásolható, addig a természeti folyamatokat és eseményeket (pl. az eróziót) általában nem tudjuk megváltoztatni, ám az értékelésnél figyelembe kell vennünk. A fentiekből következően bármely értékelés elsődleges eredményét az idő függvényében fejezzük ki, mint pl. a lezárást követő időszakra vonatkozó, előre jelezhető radioaktív dózist.

Minden esetben figyelembe kell venni azokat a közeli környezetben végbemenő folyamatokat és eseményeket, amelyek kapcsolatosak a radioaktív izotópok feltáródásával, illetve olyan formában történő kibocsátásával, amelyben a szennyező anyag képes a tárolótól tovaterjedni. Ebből következően a közeli környezet néhány fontos jellemzőjét gyakran a hulladékcsomag várható élettartamával fejezzük ki. Ez, valamint még számos egyéb folyamat a tárolóban uralkodó geokémiai viszonyok függvénye.

A befogadó kőzet és az egyéb geológiai képződmények várhatóan háromféleképpen játszanak szerepet a tároló biztonságában:

— a hulladékot fizikailag elszigetelik a felszíni és felszín közeli környezettől, valamint a tároló közeli környezetében jelentkező romboló hatású külső eseményektől;

— olyan geokémiai, hidrogeológiai és geomechanikai környezetet biztosítanak és tartanak fenn, amely kedvező körülményeket teremt a műszaki gátak megóvása és azok tervezett viselkedése szempontjából;

— természetes gátként egyrészt akadályozzák a víz hozzáférést a hulladékhoz, másrészt korlátozzák a kibocsátott radioaktív izotópok terjedését.

Az első két pontot az értékelés közeli környezetre vonatkozó részében vesszük figyelembe, míg az utolsó pont a geoszféra-modellrészben játszik szerepet. A geoszféra minden biztonsági értékelésben az elérési időre gyakorolt hatásával fejezzük ki (az elérési idő az az időtartam, amely ahhoz szükséges, hogy a kikerülő radioaktív izotóp a tárolóból a bioszférába érjen).

A legtöbb értékelési modell utolsó részében (a bioszférában) a radioaktív izotópoknak az emberre vagy más élő szervezetre ható környezetben lévő koncentrációját számítjuk. Ez egyértelműen a geoszféra-ból a bioszférába kerülés mértékétől függ, de más egyéb tényezőket is figyelembe kell venni, úgymint a hígulást, amely a szennyezőanyaggal nem érintett közeggel való keveredésből (pl. a talajvíz és a mélyből feláramló, szennyezett víz keveredéséből) származik. A legtöbb értékelés esetében további számítás szükséges a radioaktív izotópok környezeti koncentrációjának egy meghatározott típusú hatásviselőre vonatkozó dózissá történő átalakításához. Ez a lépés persze mindig szükséges, ha az értékelési célértéket a jogszabály maximálisan megengedhető dózisban rögzíti. A radioaktív izotópok koncentrációjának dózissá történő átalakítása mindig a figyelembe veendő hatásviselő életmódjától és különösen annak táplálkozási (vízfogyasztási) szokásaitól függ.

Modellezési lehetőségek

A bátaapáti (üveghutai) hulladéktároló biztonsági értékeléséhez több lehetséges megközelítést használhatunk fel egymással párhuzamosan, de egyeztetett alapadatok alapján. Két olyan lehetőséget mutatunk be, amely képes a biztonsági értékeléshez kapcsolódó bizonytalanságok kezelésére.

Valószínűségi biztonsági értékelés

Az elhelyezési rendszer biztonsági értékelésének egyik különösen bonyolult aspektusa a rendszer komplexitásának és a tároló hosszú távú viselkedését befolyásoló FEP-ekhez kapcsolódó bizonytalanságnak a kombinációjából származik. E bizonytalanságok forrásai, ahogyan azt BÁRDOSSY és FODOR (2004) megállapítja:

— a természetes változékonyság,

— az emberi tényezők, úgymint a hibák és a nem teljes ismeretesség.

Hangsúlyoznunk kell, hogy mind a két forrásból származó hiba általában jelen van, és nem csak bizonyos folyamatok modellezéséhez felhasznált paraméterek értékeihez kapcsolódóan. Gyakran az is bizonytalan, hogy azok a bizonyos folyamatok egyáltalán lejátszódnak-e.

Az elhelyezési rendszer, sőt még a viselkedését szimuláló modell is, gyakran igen összetett. Ez teszi nehezzé annak a meghatározását, hogy egy bizonyos paraméternek mekkora hatása is lesz, illetve bizonyos esetekben milyen lesz az adott hatás valószínű iránya. Pl. több csapadék hatására megnöhet a hulladéktárolón keresztüláramló víz mennyisége, megnövelve ezzel a radioaktív izotópok szállítását, de ugyanez a csapadékmennyiség-növekedés esetleg egy, ezt a folyamatot túlkompensáló hígulást eredményez a bioszférában. Ezért az olyan valószínűségi modellezés, amely a paraméterértékek lehetséges intervallumát magában foglalja, nagyobb eséllyel írja le jól a rendszer viselkedésének teljes tartományát.

Hasonló a helyzet a rendszer viselkedése szempontjából esetleg fontos események és folyamatok bekövetkezésének bizonytalanságával. Némely esetekben olyan forgatókönyveket állíthatunk fel, amelyek a tároló viselkedését úgy írják le, hogy feltételezik bizonyos esemény (pl. a fent említett klímaváltozás) bekövetkezését. Az ilyen elkülönülő forgatókönyvmodellek azonban nem képesek az elhelyezési rendszer viselkedési tartományát teljes mértékben lefedni. A valószínűségi modellezés során a forgatókönyvben meghatározott esemény vagy események bekövetkezéséhez kapcsolódó különböző paramétereket, valamint az esemény hatásainak leírását modellbe foglalhatjuk, és ezáltal a modellel automatikusan a rendszer viselkedésének integrált leírását adhatjuk.

A valószínűségi megközelítés használatának egy másik előnye, hogy lehetővé teszi a biztonsági értékelés alkalmazását a projekt korai szakaszában, már akkor is, amikor sok paramétert még csak vizsgálunk, és ennek megfelelően azok értéke rendkívül bizonytalan. A paraméterek együttesének értékelésére és ezek felhasználására támaszkodik az ún. felülről lefelé (top-down) építkező modellezési folyamat. Ez a megközelítés ellentétes az egyes folyamatokra vonatkozó részletes számításokat igénylő módszerrel. A felülről lefelé építkező megközelítés során azt tételezzük fel, hogy a modellezés szakaszosan történik, aminek során a fontosnak ítélt paramétereket egyre részletesebben vizsgáljuk, a vonatkozó adatok elérhetővé válásának megfelelően. A felülről lefelé építkező megközelítés alkalmazására az alábbiakban egy példát mutatunk be a geoszféra vonatkozóan.

A 2. ábrán több lehetséges árampálya létezik a kibocsátott radioaktív izotópok bioszféra felé történő transzportja számára. Ezek közül néhány a kialakítandó tároló elemeitől függ, amilyen pl. a megközelítő vágat, amely a tároló kutatási programjának kezdeti szakaszában még nem is létezik. Más pályák a közettömeg tulajdonságaitól és e tulajdonságok heterogenitásától függenek. Ezek a jellemzők — főleg a kezdeti időszakban — kevésbé ismertek. A modellezés e fázisában elfogadható kiindulási pont lehet bármilyen

meglévő, a területre vonatkozó vízföldtani információ, valamint más, hasonló projektekből és a szakirodalomból származtatott lehetséges paraméterintervallumok (pl. az ezek alapján meghatározott hozamok és elérési idők). Bábaapáti esetében a — projekt kezdeti szakaszában elvégzett — porózus és regionális léptékű áramlási modell adta a lehetséges áramlási rendszerre vonatkozó elképzelések alapját.

A felülről lefelé építkező modellezés várhatóan meg fogja mutatni, hogy a geoszférának az eredményekre gyakorolt hatása jelentős-e akár a kibocsátott radioaktív izotópok különböző árapályák közötti megoszlását, akár pedig a különböző árapályatípusokra eső elérési időt illetően. A bábaapáti kristályos befogadó kőzetre egy jellemző repedéshalmaz-realizációt mutatunk be a 4. ábrán. Ismert, hogy a repedések tulajdonságai (pl. gyakoriságuk, apertúrájuk, hidraulikai kapcsolatuk stb.) jelentősen befolyásolják a radioaktív izotópok különböző áramlási pályák mentén lejátszódó szállítását és az egyes repedésekben tapasztalható áramlási sebességet (5. ábra).

A hidrogeológiai modellezés következő szakaszában, a felülről lefelé építkező folyamatnak megfelelően, először egy egyszerűsített repedéses modell megvalósítása válhat szükségessé, amely a repedések megfigyelt transzmisszivitás-eloszlását használja fel. Részletesebb szinten a biztonsági értékeléshez kapcsolódó modellezés már egy egymást harántoló repedések rendszerében számított áramláson alapulhat. Ebben az esetben a szimulált geometriát és egyéb tulajdonságok halmazát leginkább a terepen, kútvizsgálatokkal meghatározott hidraulikai kapcsolatok befolyásolják. A repedések igen tág mérettartományban fordulhatnak elő, a milliméternél kisebb mikrorepedéstől egészen a kilométeres nagyságot elérő vetőkig. A geoszféra esetében a legfontosabb elméleti kérdés a repedések kezelése. A repedéses kőzetekben lejátszódó felszín alatti vizek áramlásának modellezésére négy megközelítés ismert (GOLDSWORTHY, JEFFERIES 1996):

- ekvivalens porózus közeeggel,
- sztochasztikus kontinuummal,
- kettős porozitású rendszerrel,
- egyedi repedések rendszerével (discrete fracture network — DFN).

A felülről lefelé épülő modellezés korai szakaszában kapott végeredmények várhatóan széles intervallumot fednek majd le. Azonban már ezektől az eredményektől is elvárhatjuk, hogy megmutassák, vajon az adott elhelyezési rendszer — az elképzeléseknek megfelelően — kielégíti-e a viselkedéssel szemben támasztott követelményeket, vagy sem. Továbbá a modell felhasználható a különböző rendszer-elemek jelentőségének, fontosságának vizsgálatára (érzékenység-vizsgálat).

A valószínűségi biztonsági értékelés általános eljárása, hogy a modell bemenő paramétereit megfelelő valószínűségi eloszlással írjuk le. Minden bemenő paraméter eloszlása teljes mértékben kell, hogy reprezentálja az adott változó bizonytalanságát annak érdekében, hogy a modell eredményének intervalluma biztosan lefedje az elhelyezési rendszer lehetséges működési tartományát.

A valószínűségi modellezéshez Monte Carlo-szimulációt használunk, amelynek segítségével az elhelyezési rendszer viselkedését vizsgáljuk. Ez a folyamat a modellezett rendszer nagy mennyiségű, egymástól független realizációjának számítását, majd az egyes realizációk eredményeinek az összegzését jelenti. Minden realizáció során a valószínűségi változókként definiált paraméterek tényleges értékeit véletlenszerűen választjuk ki a megadott eloszlásból. Minden egyes realizáció eredménye a rendszer egy-egy — véletlenszerűen kiválasztott bemenő adathalmaz alapján előálló — lehetséges eseménytörténetét mutatja meg. Egy sorozat lefuttatott szimuláció esetében ezeket az eredményeket összegezni lehet. Az összegzett eredmény a rendszer viselkedésére jellemző valószínűségi eloszlást ad. Ezt a folyamatot mutatja be a 6. ábra. A végeredményként előálló valószínűségi eloszlásra szintén számíthatók konfidenciahatárok.

Abban az esetben, amikor a paraméter által felvehető értékeknek csak a felső és az alsó határát lehet meghatározni, az egyenes eloszlás használata a megfelelő. Háromszög-eloszlást alkalmazhatunk abban az esetben, amikor egy legvalószínűbb érték — a rendelkezésre álló információtól függően — igazolhatóan létezik az előbb említett határok között. A Bábaapátiánál található kristályos kőzetek repedésvizeire vonatkozó izotóptranszport egyik legfontosabb paraméterére, a transzmisszivitásra — a pakkeres kútvizsgálatoknak köszönhetően — jelentős mennyiségű információ áll rendelkezésünkre. Ezen vizsgálatok eredményeinek valószínűségi eloszlását a 7. ábra mutatja.

Egyértelmű, hogy ezt lognormális eloszlásként lehet leírni (BENEDEK et al. 2003). A megkutatott területen belül térrészeket sikerült beazonosítani, melyekben a transzmisszivitás megfigyelt valószínűségi eloszlása eltérő volt. Ezeket a különbségeket a tároló biztonsági értékelésében úgy használjuk fel, hogy mindhárom területre külön-külön transzmisszivitás-eloszlásokat alkalmazunk.

Monte Carlo-szimuláció esetében érzékenység-vizsgálatot úgy végzünk, hogy egy bizonyos paraméterre vonatkozóan — minden egyes realizációra kiválasztva — összegyűjtjük a vizsgálandó paraméterek bemenő értékeit, és ezek, valamint a hozzájuk tartozó modelleredmények között kiszámoljuk az ún. Spearmann-korrelációt. A rendszer viselkedésének jobb megértésében gyakran segíti az értékelőt, ha az egyes realizációk esetében megjelenő bemenő paraméter-értékeket és a hozzájuk tartozó modelleredményeket grafikusán ábrázolja. Egy így kapott jellegzetes pontdiagramot mutat a 8. ábra.

A modell bizonytalanságát az eredmények valószínűségi eloszlása közvetlenül mutatja. Ez a bizonytalanság abban az esetben fontos, amikor az eredmények egyaránt tartalmaznak az értékelési kritérium szerint elfogadható és elfogadhatatlan értékeket. Ebben az esetben akkor járunk el helyesen, ha a jelentőséggel bíró bemenő paraméterek bizonytalanságának hatását az eredményértékek eloszlásának a tükrében vizsgáljuk. A vizsgálatok későbbi fázisában általában lehetőség nyílik bizonyos paraméterértékek bizonytalanságának a csökkentésére. Ez a bizonytalanság-csökkenés nem jelenti

feltétlenül az átlagértékek megváltoztatását, de az adott paraméterérték-tartomány leszűkülhet, ami a végeredmény bizonytalanságának csökkenésével járhat.

A biztonsági értékeléshez használt egyéb megközelítési módokkal összehasonlítva a valószínűségi alapú módszer számos előnnyel jár. Ezeket az előnyöket a következőképpen lehet összefoglalni:

— egy elhelyezési rendszert integrált módon lehet értékelni, elkülönített forgatókönyvek elemzése nélkül;

— már a kutatás korai szakaszában is lehet biztonsági elemzést végezni, akár a számos fontos paraméterérték meghatározására irányuló telephelykutatást megelőzően;

— maga a korai szakaszban folytatott elemzés — a jelentős befolyással bíró paraméter-együttesek meghatározásával — felhasználható a további kutatások prioritásainak a megállapítására;

— az elhelyezési rendszer viselkedésének bizonytalanságát a számított eredmények eloszlásával közvetlenül lehet jellemezni.

Fuzzy-módszerrel végzett biztonsági értékelés

A radioaktív hulladéktárolók biztonsági értékelését eddig gyakorlatilag csak determinisztikus és valószínűségi módszerekkel végezték. [A determinisztikus biztonsági értékelés rögzített paraméterértékeket használ a számításokhoz. Általában a várható értékekre (best estimate) és legrosszabb esetre (worst case) vonatkozó eredményeket lehet ezzel a módszerrel meghatározni. Determinisztikus számítások érzékenységvizsgálatát egyes kiválasztott paraméterek változtatásával lehet elvégezni, mely újabb számításokat igényel.] Elméleti megfontolásokból következően a determinisztikus módszer nem képes a biztonsági értékeléshez kapcsolódó bizonytalanság számszerűsítésére, míg a fuzzy-elmélet képes a nem-sztochasztikus (szubjektív) bizonytalanságok kezelésére is (ROBINSON, COOPER 1995; BÁRDOSY, FODOR 2001a, b, 2004). A bizonytalanságok először a bemenő adatok szintjén jelennek meg, majd az értékelési folyamaton végigterjednek. A hagyományos megközelítés ún. kriszp-számokat (azaz konvencionális valós számokat) használ, mintha ezek lennének a tényleges értékek. Ezzel ellentétben egy pontatlan adat (bizonytalan szám) olyan változó, amely egy bizonyos intervallumon belül bármilyen értéket képes felvenni. Bár a tényleges értékét illetően bizonytalanok vagyunk, mégis vannak olyan értékek, amelyek inkább lehetségesek (hihetők), mint mások (9. ábra). Ezt preferálva, számszerűsíthetjük az adatok ismeretességének pontatlanságát. Ha a pontatlan bemenő adatokat mint fuzzy-számokat határozzuk meg, akkor a szokásos aritmetikai műveleteket kiterjeszt-

hetjük az ilyen pontatlan számokkal történő számításra is.

A konfidenciaintervallummal és feltételezési szintekkel meghatározott fuzzy-számok hatékony eszközt biztosíthatnak a bemenő paraméterek reprezentálására és értelmezésére. Egy-egy paraméter körülbelüli értékének meghatározására általában a valós számok bizonyos tartományát használhatjuk fel, intervallum-elemzésszerűen. Bizonyos értékek lehetőségének leírása céljából a pontatlanságot egy konkrét intervallummal és az erre a tartományra megadott (0 és 1 között normált) tagsági függvénnyel reprezentáljuk. Így azokat a paramétereket is megadhatjuk, amelyeknek az értékeit pontosan nem ismerjük. Ez a módszer alkalmas a szakértői tapasztalat és megítélés értékelésbe történő beépítésére is.

Miután a fent leírtaknak megfelelően, fuzzy-számokkal megadott bemenő értékekkel egy matematikai kifejezést kiszámoltunk, az eredményt is tagsági függvény formájában kapjuk meg. Ennek intervalluma magában foglalja az összes lehetséges eredményértéket, amelynek tagsági függvénye nulla és egy közé kell, hogy essék.

Az első ilyen módszerrel dolgozó biztonsági értékelés a püspökszilágyi tárolóra vonatkozóan készült el (FODOR, BÁRDOSY 2002). Ennek eredményei jó egyezést mutattak az erre a tárolóra elvégzett valószínűségi biztonsági értékeléssel. A végeredmény a becslés bizonytalanságainak megbízható és matematikailag korrekt számszerűsítése. A módszer további előnye az egyszerűség és átláthatóság. 2003-ban Bábaapátnál a kis és közepes radioaktivitású hulladékok lehetséges tárolójára vonatkozóan egy másik fuzzy típusú biztonsági értékelés is készült (FODOR 2003). A módszer jól alkalmazható bármilyen földtani gát és bármilyen jellegű hulladék esetében.

Összefoglalás

Ebben a cikkben a radioaktív hulladék-tárolók lezárását követő fázisára vonatkozó biztonsági értékelésnek a háttérét és az értékelési folyamatot mutattuk be, a modellezéshez és számításokhoz szükséges két módszerrel együtt. E két megközelítés közül az egyik a Monte Carlo-szimuláció felhasználásával történő valószínűségi alapú, míg a másik az eddig jóval kisebb mértékben alkalmazott fuzzy-módszer. Mindkét megközelítés közvetlenül veszi figyelembe a hosszú távú biztonság szempontjából fontos paraméterek nagy részében megjelenő bizonytalanságot és magának az értékelésnek a bizonytalanságát is. Az ezekkel a módszerekkel számított eredményeket — legfőképpen az érzékenység-vizsgálat eredményeit — fel lehet használni a további vizsgálatok és a tervezési lehetőségek meghatározására, vagyis azok optimalizálására.

Concept of low- and intermediate-level radioactive waste disposal at Bábaapáti (Üveghuta) Site

KÁROLY BÉRCI¹, GYULA GRESCHIK², JÓZSEF MESTER³, JÓZSEF MUHEL³, TAMÁS TAKÁCS¹ and JÓZSEF VERBÓCI³

¹ ETV-Erőterv, Energetical Design and Enterprise Co. Ltd., H-1094 Budapest, Angyal u. 1-3.

² GRG Engineering Office Ltd., H-1126 Budapest, Orbánhegyi út 13.

³ Calamites Engineering, Business and Consulting Ltd., H-7634 Pécs, Rácvárosi út 29/A.

Keywords: construction, Hungary, low-level waste, Mórág Block, radioactive waste, solid waste, South-eastern Transdanubia, storage, underground disposal, waste disposal, waste disposal sites

Abstract

With respect to the disposal of radioactive waste the key question is: what type of waste to where? Regarding the final disposal of waste, the basic safety criteria can only be formulated in values of dosage or risk level. Within the framework of the National Project the geological exploration of the potential premises marked at Bábaapáti (Üveghuta) was started in 1996 parallel with the conceptual design of the layout and establishment of the repository. This work was undertaken by ETV-Erőterv Co. and further expert institutes were subcontracted to assist in its fulfilment. During the works completed in 2002-2003 various investigations were performed in order to prepare the ground-based geological exploration and the preliminary environmental impact study.

Framework of the concept

The final disposal of radioactive waste is the subject of debates, investigations, scientific evaluations and other developments among both domestic and international expert opinion. There is accordance among many experts and within international organisations that the protection of human health and the environment — by providing parallel safety conditions for sustainable development — can be achieved. This statement is not necessarily accepted by a wider circle of expert opinion due to the perceived lack of general knowledge, different interests and different scales of value. The views of the latter are on doubts. In this medium a consequent and effective preparation for decision-making and activity can only be established if, based on international experiences and expectations, a coherent approach is represented by the relevant authorities and respective parties not only in quality principles, but in basic qualitative limits and methodology questions as well.

The key question with respect to the disposal of radioactive waste is “what type of waste to where?” In Hungary questions related to the categorisation of waste regarding the temporary and final disposal of radioactive waste (as well as radiation health-related questions of naturally occurring ra-

dioactive materials concentrated during industrial activities) are regulated by the Decree 47/2003 ESZCSM of the Ministry of Health, Social and Family Affairs. The latter was published among the executive decrees of Law CXVI of 1996 on Atomic Energy and it is in accordance with the classification of the safety guidelines of the International Atomic Energy Agency (IAEA 1994).

According to the IAEA guidelines the disposal of wastes with sub-limit exemption characteristics can be realised at communal or industrial waste disposal sites for short lifetime wastes of low- and intermediate-level radioactivity. Such wastes should be disposed at surface or subsurface sites, while high-level activity wastes and long lifetime wastes of low- and intermediate-level radioactivity should be placed in an underground repository.

According to the classification based on lifetime, the term “short lifetime component” means that its half-life, rounded to a total value, is 30 years or less. In the case of high-level radioactive waste the value of heat development originating from radioactive decay is higher than 2 kW/m³.

The basic safety criterion during the final disposal of radioactive wastes can be formulated only on the basis of dosage or risk values. By taking into account international guidelines and experiences with regard to normal emissions

from waste disposal the additional exposure dose of the real or hypothetical critical group should not exceed the value of 0.1 mSv/year. This limit relates to both operational and after-sealed phases.

The waste disposal system consists of the following three components, jointly used for isolation purposes:

- the waste (packaging),
- the environment established by human beings for the disposal of waste packages (space filling, water drainage, sealing),
- the geological environment which, along with the possible path of propagation of active isotopes, increases the time until the human environment is reached.

According to IAEA (1996) instructions together the three components should provide the required level of isolation. Therefore the inappropriate effect of one component can be compensated by the consolidation of other components.

Storage concept

Within the framework of the National Project the geological exploration of the potential site marked at Bábaapáti (Üveghuta) was started in 1996 parallel with the conceptual design of layout and establishment of the waste disposal repository. This work was undertaken by ETV–Erőterv Co. and subcontracted to further expert institutes. The base capacity was calculated as follows: 30 years of operation at the nuclear power plant during which 20,000 m³ of operational and 20,000 m³ of decommissioning waste would be generated, conditioned and disposed of properly. The concept for establishing a subsurface storage was first negotiated in 1996 (Calamites 1996).

Based on geological knowledge at that time experts suggested a granodiorite host rock which was regarded as homogeneous both from rock-mechanical and hydrological viewpoints. Such rock could be found east of Üveghuta below 60 m thick loess and 10 m thick disintegrated granite. They covered a hillside that was higher than 200 m.

The conceptual plan was made on the basis of information mentioned in special literature (SKB 1994; TVO 1992) for the subsurface final disposal sites made in granitoid rocks for low- and intermediate-level radioactive waste established in Forsmark (Sweden) and Olkiluoto (Finland). Further information was gathered during visits to the sites in Sweden and Finland.

The basic design of the horizontal expansion was found to be 300×600 m. MÁFI (Geological Institute of Hungary) designed and performed the site exploration by taking all the available details into account, and also marked the preferred site (Figure 1).

Parallel to continued geological explorations, the comparative investigation was also performed (Calamites 1998; ETV–Erőterv 1999) for the horizontal and vertical alternatives of the subsurface repository. In order to judge the feasibility of the preferred site the geological explo-

rations supervised by MÁFI were completed in summer 1998. The data and findings can be found in the report by BALLA et al. (1998).

The conditioned waste was to be stored in barrels coming from the four blocks of the Paks Nuclear Power Plant Co. According to the existing concept, these were to be placed into reinforced concrete containers in order to maintain recovery and transportability. The waste packages, making up a gross volume of 7.85 m³, were to be transported to the subsurface repository disposed so that visual and instrumental monitoring would be possible until the starts of final sealing (Figures 2 and 3).

MÁFI proposed in the final report that detailed geological site characterisation work should start at the Üveghuta research area. This work would be the basis for licensing and implementation. Exploration results were discussed in competent professional forums and by a wide range of experts. In May 1999 the Hungarian Atomic Energy Authority (OAH) requested the Vienna headquarters of the IAEA to organise international expert supervision of the exploration related to the selection and feasibility of low- and intermediate-level radioactive waste repository sites in Hungary. This was to take place within the framework of the Waste Management Assessment and Technical Review (WATRP) of the Agency.

Based on the examination of documents and professional consultation with Hungarian experts, consultants of high international standing were called upon by the IAEA. Beside discussions on various other topics they made the following statements concerning the concept of establishing the storage (WATRP 2000):

“The Üveghuta site appears potentially suitable for development of a safe repository disposal of low- and intermediate-level operational and decommissioning wastes from nuclear power generation”.

On the basis of the available information related to the geological condition of the site the work-group proposed the following for the potential rock mass at Üveghuta:

- use of the “design as you go” approach, and adjustment of the design of the final storage to geological conditions,
- preference to be given to “small tunnel excavation” as opposed to driving bigger silos, furthermore
- consideration of the selection of different section sizes for different zones of the facility, and adaptation to different types of waste.

Based on WATRP recommendations (WATRP 2000), the expert opinion of the South Transdanubian Regional Office of the Hungarian Geological Survey (MGSZ 1999) and the MÁFI report (BALLA 2000), Erőterv prepared a preliminary safety evaluation in 2000 (BÉRCI, TAKÁCS 2000) substantiating the explorations to be performed in 2002–2005.

Subsequent to ground-based geological explorations completed in 2003 (BALLA et al. 2003) the actualisation of layout plans of the storage became necessary; this was carried out by taking into account the geological knowledge recorded in the final report of the exploration.

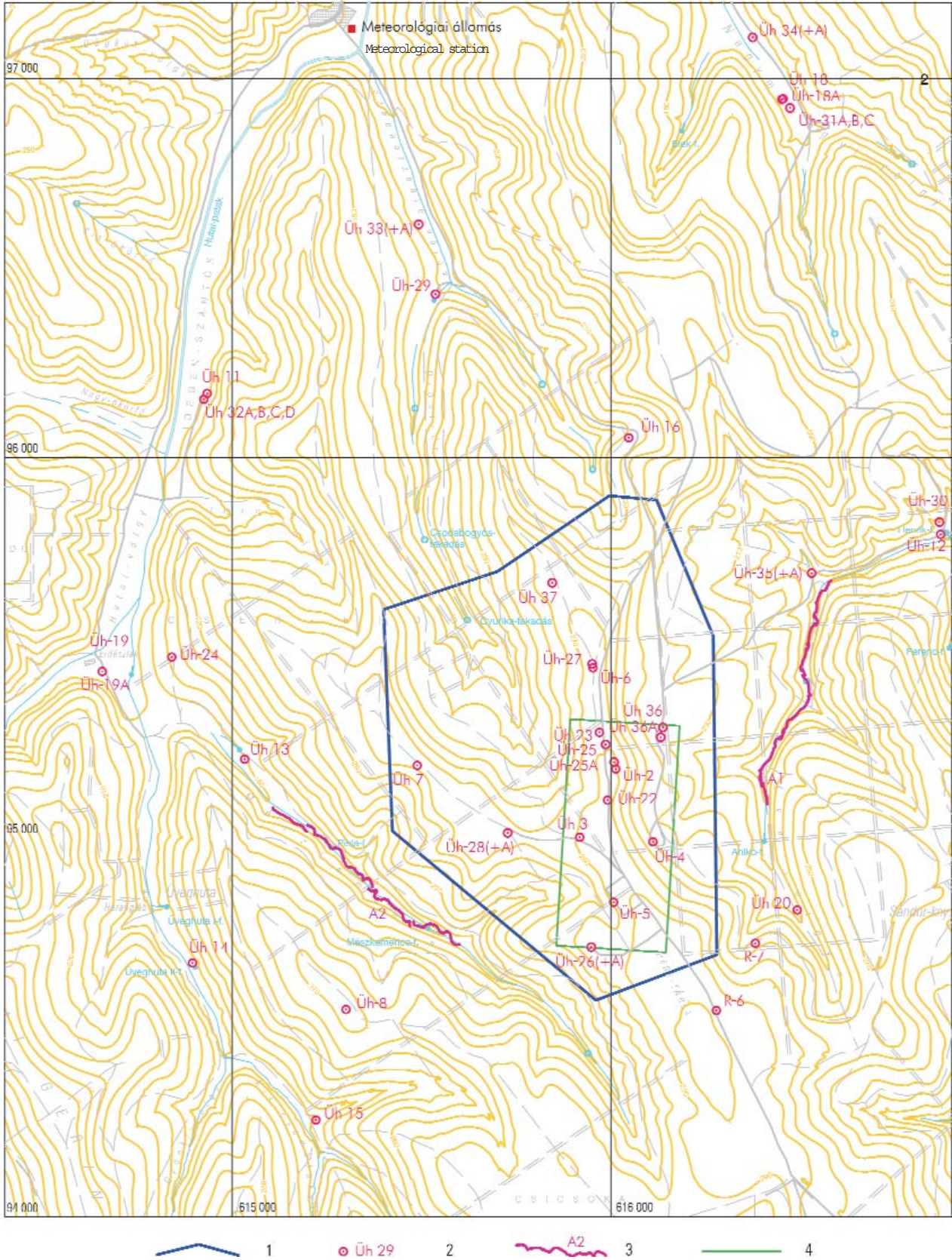


Figure 1. Outlines of the Bátapáti (Üveghuta) Site in 1997 and 2003

1 – final site marked in 2003, 2 – exploratory borehole and its code, 3 – exploratory trench and its code, 4 – preliminary site marked in 1997

I. ábra. A Bátapáti (Üveghutai)-telephely 1997. és 2003. évi körvonala

1 – a 2003-ban kijelölt végleges telephely, 2 – kutatófúrás jele, 3 – kutatóárok és jele, 4 – az 1997-ben kijelölt előzetes telephely

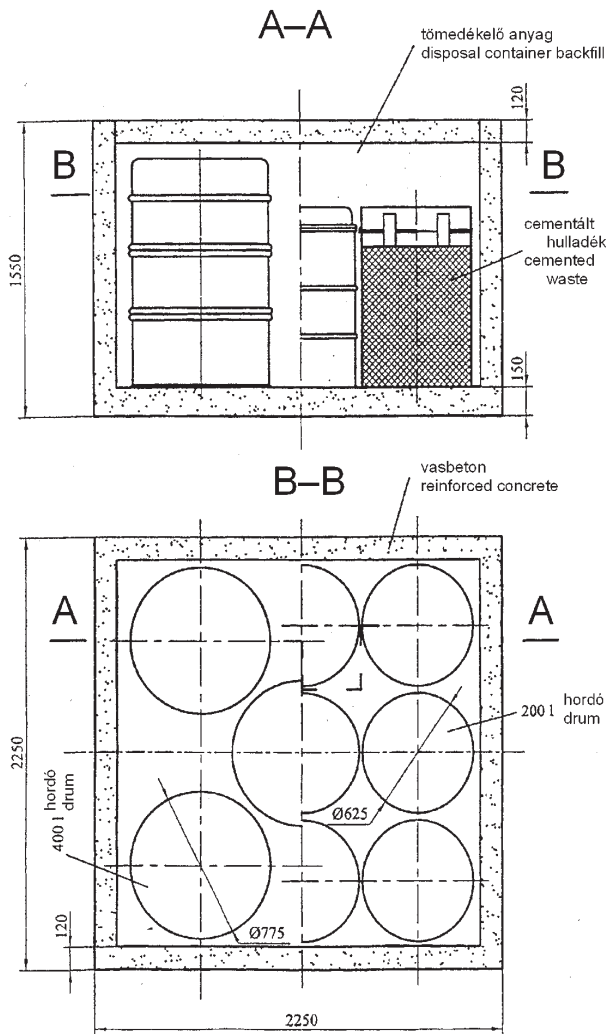


Figure 2. Layout of the disposal container
2. ábra. Elhelyezési konténer vázlata

Methodological instructions of the IAEA (2002) include various recommendations regarding the establishment of underground repositories and these were taken into account during the compilation of this plan alongside Finnish expert opinions and practical experiences.

System elements

The system elements are the followings: size of the repository area, placement applicability of the storage area, optimisation and access capability of the location of the repository area.

Size of the repository area

The “dimensioning base” refers to the expected cumulated average waste volume to be conditioned in barrels over a period of 30 years. The distribution of these can be seen in Table 1.

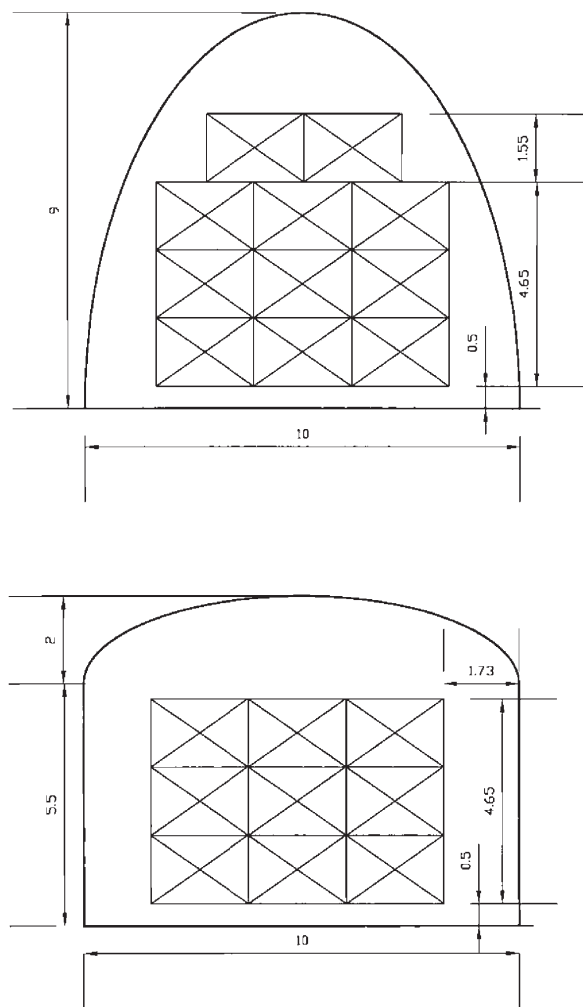


Figure 3. Section showing bunkers in appropriate for reclaimable storage

3. ábra. Tárolókamrák szelvénye visszanyerhető tárolás esetére

At present the storage of waste types is performed by 200 and 400 litre barrels with surface protection. The disposal container shown in Figure 2 can store 9×200 or 5×400 litre barrels. According to the layout shown in Figure 3, the proposed semi-elliptic profile (with a 10 m base width and 9 m height — approximately 72 m²), or the profile rounded by an ellipse on the top with straight walls (7.5 m height — approximately 69 m²) can store 11 or 9 containers loaded onto each other for a length of 2.3 m.

The total calculated active material stock, disposed with full (containerised) recovery, would need an active chamber length of 2000 m. The layout of the storing area was worked out for this alternative (as shown in Figures 4 and 5) which uses bunkers with one or two exits. Another method for the selective placement of short lifetime and low-radiation waste barrels is to load them directly onto pallets or into bunkers with partial filling. In this case the respective lengths of the active chamber requirement are 1635 m.

In bunkers with a single exit the air through ventilation is not ensured and therefore the ventilation of the bunkers

Table 1. The distribution of the expected cumulated average waste volume between package types

Placement applicability		Directly to barrels	In container	Separate container
1	200 liter barrel			
	Solid mixed waste	2,400 m ³	1 680	720
	Cemented ion exchange resin	75 m ³		75
2	400 liter barrel			
	Cemented evaporation residue	13,846 m ³	3 462	10 384
	Cemented other liquid waste	1,978 m ³	495	1 483
Total operational waste		18,299 m ³	5 637	12 587

Based on the investigation of the active material stock as at 30/06/2003 by ETV-Erőterv (BÉRCI, TAKÁCS 2003).

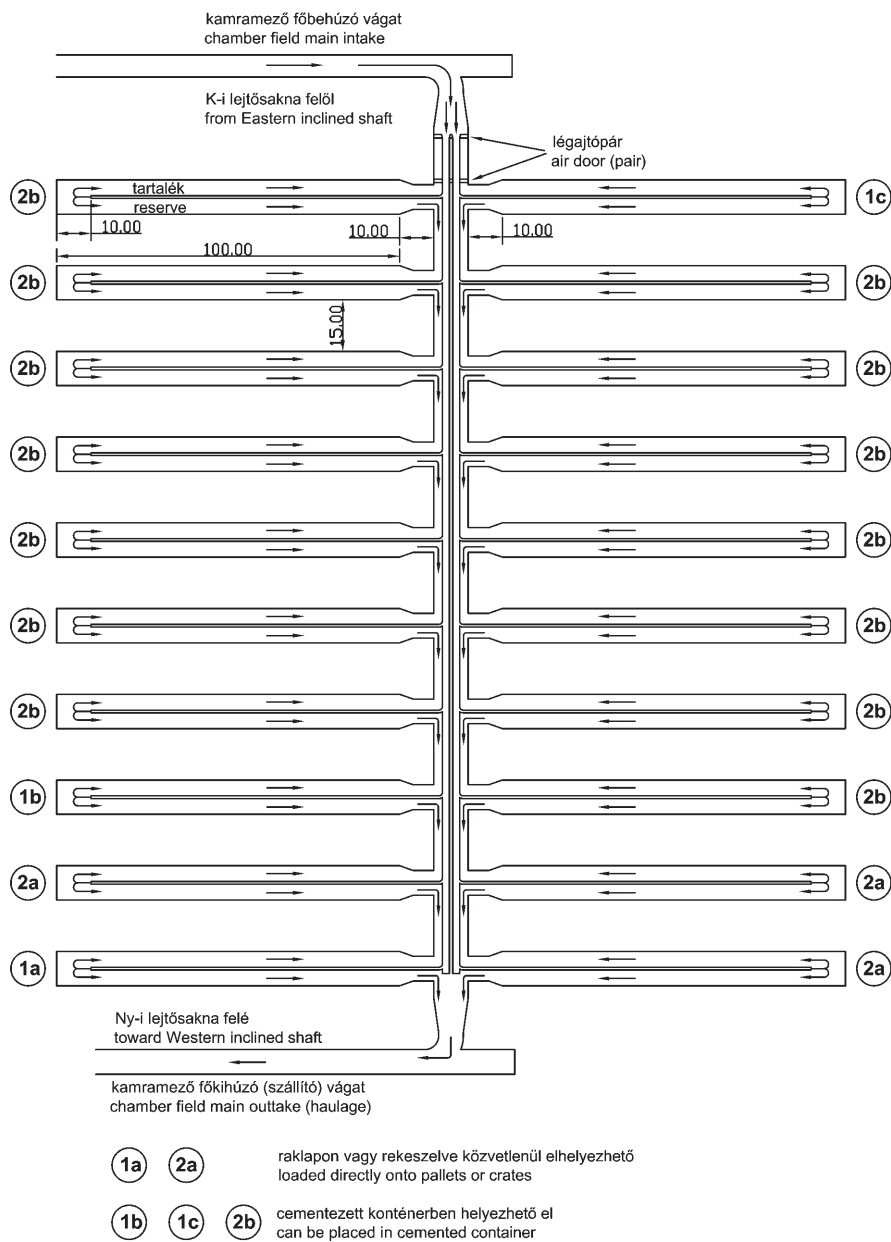


Figure 4. Layout of repository area for bunkers with a single exit
 4. ábra. Tárolóterség kialakítása egykijáratú tárolókamrák esetén

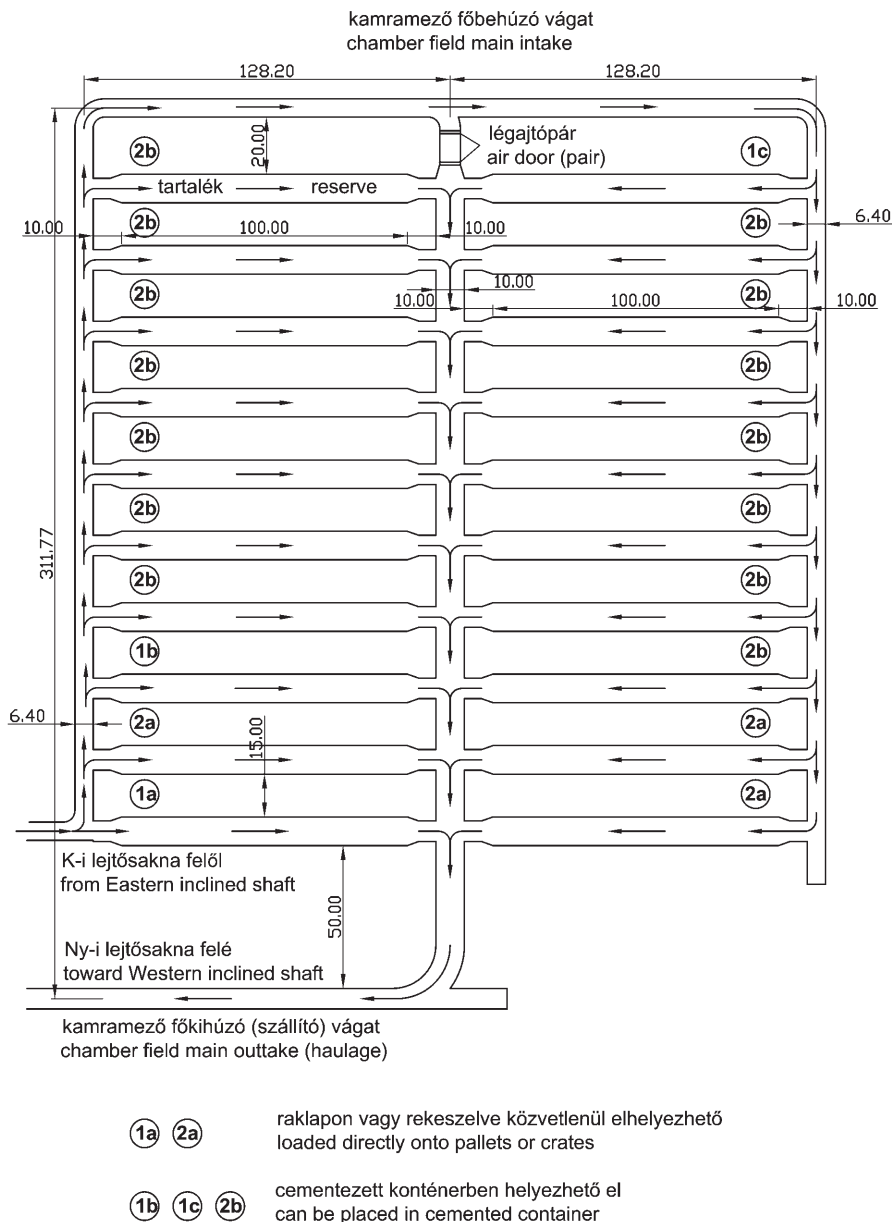


Figure 5. Layout of repository area for bunkers with more than one exit

5. ábra. Tárolótér kialakítása kétkijáratú tárolókamrák esetén

requires an air tunnel system (Figure 4). Conversely, bunkers with more than one exit require intake airways with fresh air on both sides and need to have the same length as that of the main entry. They are constructed by mining methods (Figure 5). The applicable model can be selected during the design of the working plan if the result of a detailed safety and economy investigation is available.

Selectively, packaged wastes do not always fill bunkers in natural number (e.g. Figure 4, 1c). A fragment space requirement thus occurs and therefore it is necessary to calculate with a reserve bunker area. Given the above, the horizontal size of the storage can be characterised — in the case of one-level placement — as having an area of 260×280 m.

Placement applicability of the storage area

The storage concept was adjusted in June 2002 by the results of ground-based exploration achieved up until that time. These laid emphasis on the approach alternatives of the subsurface area (BÉRCI 2002). Subsequent to a decision concluded with the ETV–Erőterv a draft preliminary environmental impact study (PEIS) was needed. In order to accomplish this, and as a base for design, the geological, tunnel drifting and cavity development experts and experts on the safety evaluation of waste repositories, marked the additional area to be attached to the original site (1997) in a

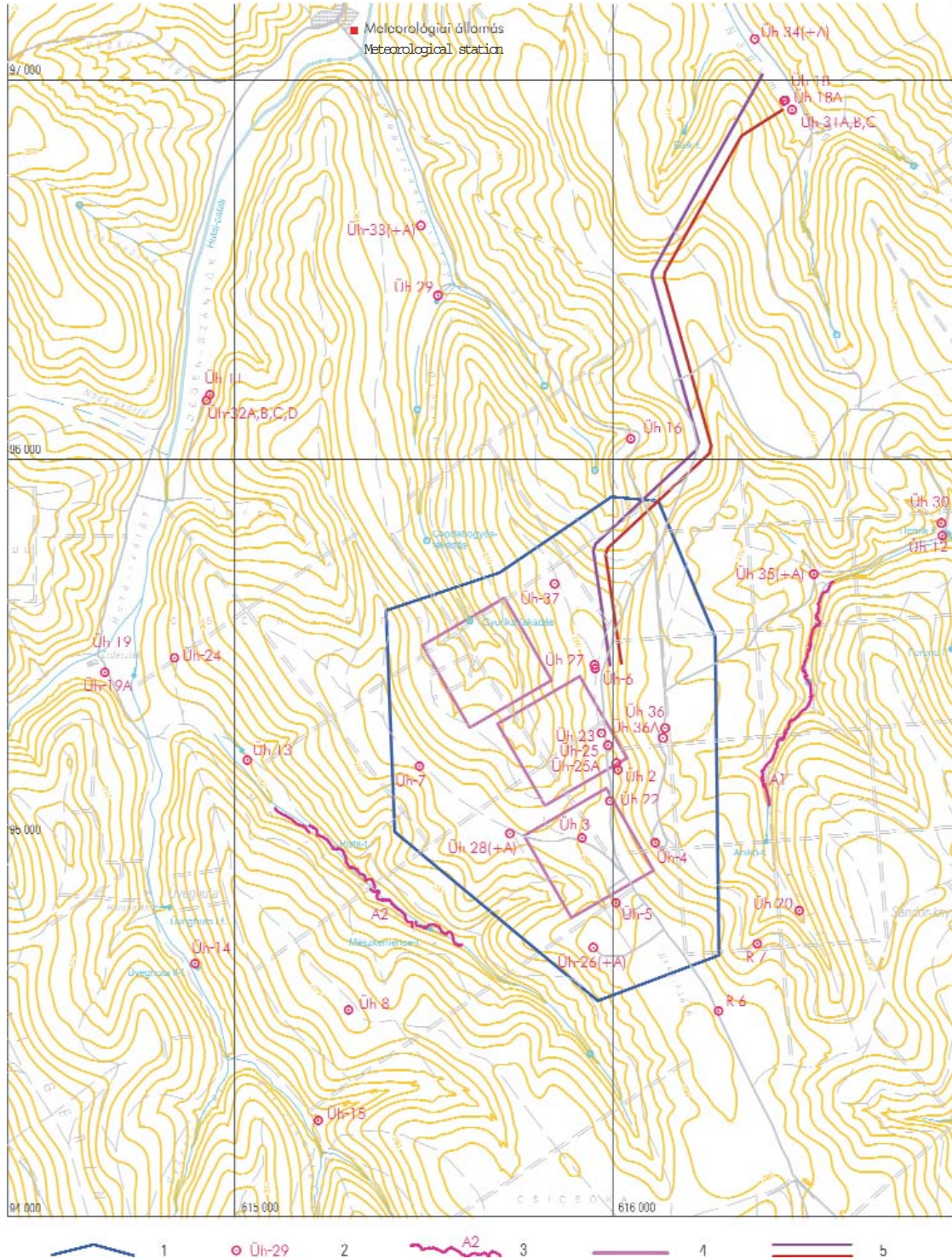


Figure 6. Potential repository areas and development tunnels at the Bataapati (Üveghuta) Site

1 – Outline of the site during the ground-based exploration in 2002–2003, 2 – exploratory borehole, 3 – exploratory trench, 4 – outline of a potential storage areas, 5 – track of the planned inclines

6. ábra. A lehetséges tárolóterek és a feltáró vágatok a Bataapati (Üveghutai)-telephelyen

1 – a telephely körvonala a 2002–2003. évi felszíni kutatás nyomán, 2 – kutatófúrás, 3 – kutatóárok, 4 – lehetséges tárolóterek körvonala, 5 – a tervezett lejtáknak nyomvonala

NW direction. This has a joint basic area of 0.87 km², and has as an irregular octagon shape with a level between ±0 and +65 m (Figure 6). Within the total area of the facility that is suitable from geological viewpoints, sections

around the 0 m level of Boreholes Üh-3, Üh-22, Üh-2, Üh-23, Üh-27 and Üh-37 may be used as a basis for marking the rock volume capable of being used for establishing a repository. Around the 0 m level the data from Boreholes

Üh-3 and Üh-22 seem to be merged (hereinafter: Southern Object); this also appears to be the case with the data from Boreholes Üh-2 and Üh-23 (hereinafter: Middle Object); from Boreholes Üh-27 and Üh-37 (hereinafter: Northern Object).

The summary of the results of the geological explorations performed the MÁFI are contained in the final report (BALLA et al. 2003). This states that the general geological and hydrogeological conditions of the Bábaapáti (Üveghuta) Site are unequivocally favourable for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. With the emphasis of the conclusion the final report was approved by the Transdanubian Hungarian Office of the Hungarian Geological Survey.

In order to determine the size of the repository chambers (*i.e.* tunnel profile, pillar size) the available rock-physical and rock-mechanical parameters were investigated. On the basis of calculations relating of the rock-mechanical structure and the processing of RQD values, a conclusion was made that the information available at present is not sufficient to decide about the three potential objects.

From the rock-mechanical viewpoint the Northern Object seems to be the best, furthermore, it would require the shortest access road — which is a very important cost parameter. At the same time, from a hydrogeologic viewpoint this object is not as favourable as the other two. Therefore the location and access (development) of the repository area were also investigated according to the geometrical layout shown on Figures 4 and 5 (Calamites 2003).

The optimisation and access capability of the location of the repository area

By examining the access (exploration) capability of the planned repositories a conclusion was reached that, beside the given landscape and environmental restrictions and requirements, there is no more favourable alternative than a double incline. Consequently, the coordinates of the mouth of the inclines were fixed according to this judgment. During the planning of the alignment of the incline it was attempted to achieve any zone of the Northern Object by a flexible turn and without any drift loss. One conventional design for locating the repository areas can be seen in Figure 6, while the development of the suitable repository through the exploration incline can be seen in Figures 8 and 9. The closed section (inverted) layout and support for the first 100 m of the incline is justified by the expected fracture of the subsurface layers and the overall support of the packing conditions of the tunnel casing. The length of the section can be shortened in accordance with the knowledge acquired about the actual rock conditions (Figure 7). This type of section

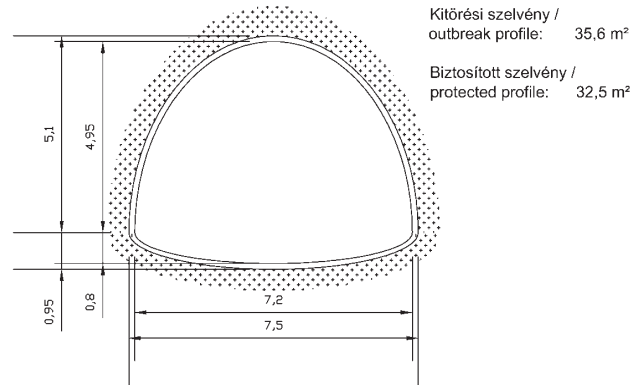


Figure 7. Section of the first 100 m of the haulage (Western) incline
7. ábra. A szállító (Ny-i) lejtősakna első 100 mének szelvénye

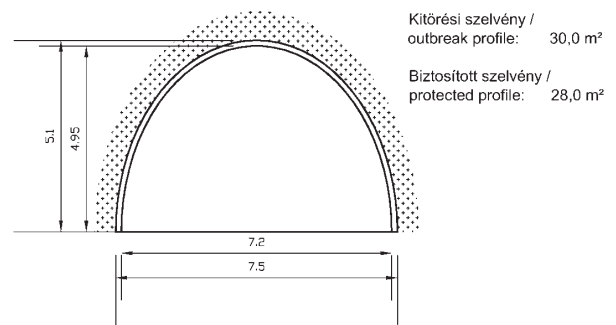


Figure 8. Section showing deeper sectors of the haulage (Western) incline

8. ábra. A szállító (Ny-i) lejtősakna mélyebb szakaszainak szelvénye

can also be used at deeper levels when intersecting broken zones, while for homogeneous rock conditions the open section without an inversion can provide satisfactory safety (Figure 8). During the finalisation of the profile of the incline the requirements related to functionality and stability have to be taken into account.

Summary

After consideration of the recommendations of the WATRP group (WATRP 2000) and the Preliminary safety assessment (BÉRCI, TAKÁCS 2000) based on the expert opinion of the Transdanubian Hungarian Regional Office of the Hungarian Geological Survey (MGSZ 1999), the continuation of the exploration of the proposed premises is now an actuality. Furthermore, the interactive preparation of the integrated safety assessment and the initiation of conditions for the environmental licensing are in the process of compilation. The actualisation of the disposal concept for low- and intermediate-level radioactive waste has the same objective.

References — Irodalom

- BALLA Z. 2000: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az üveghutai telephely. Földtani összefoglalás biztonsági értékeléshez (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Geological summary for the safety assessment). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY Zs., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., CHIKÁN G., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., KÓKAI A., KOLOSZÁR L., MAROS GY., MARS I., PÁLFI É., PALOTÁS K., RÁLISCH-FELGENHAUER E., ROTÁR-SZALKAI Á., TÓTH GY., VETŐ I., MOLNÁR P., TUNGLI GY., BUDA GY., DITRÓI-PUSKÁS Z., MEZŐ GY., SZILÁGYI G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése, Üveghuta 1997–1998 (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the site exploration and suitability assessment, Üveghuta, 1997–1998). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BÉRCI K. 2002: Előzetes környezeti hatástanulmány (EKHT) előkészítése. A felszín alatti tárolóterület megközelítési változatainak vázlatlattervei (in Hungarian: Preparation of the Preliminary Environmental Impact Study; preliminary study of access alternatives of the subsurface storage area). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co., Budapest.
- BÉRCI K., TAKÁCS T. 2000: Előzetes biztonsági értékelés. (in Hungarian: Preliminary safety assessment). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co., Budapest.
- BÉRCI K., TAKÁCS T. 2003: Összegző biztonsági értékelés előkészítése. A várható hulladékmennyiségek és az aktivitáskészlet felülvizsgálata (in Hungarian: Preparation of safety evaluation summary. Review of expected waste volume and active material stock). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co., Budapest.
- Calamites 1996: Bányászati módszerekkel megvalósítandó hulladékéltelhelyezési létesítmény Üveghután (in Hungarian: Waste disposal facility established by mining methods). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co., Budapest.
- Calamites 1998: Az üveghutai felszín alatti tároló preferált telephelye létesítésének összehasonlító vizsgálata (in Hungarian: Comparative investigation of a preferred site for the establishment of an underground repository at Üveghuta). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co., Budapest.
- Calamites 2003: A felszín alatti tárolóterület vázlatlattervei a felszíni kutatás eredményeinek ismeretében (in Hungarian: Draft plan for an underground repository area on the basis of results of the ground-based exploration). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co. Budapest.
- ETV-Erőterv 1999: Paksi atomerőmű kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékai végleges elhelyezésére szolgáló felszín alatti tároló horizontális és vertikális elrendezés változatainak összehasonlító vizsgálata (in Hungarian: Comparative investigation into alternatives for horizontal and vertical arrangements of the underground repository for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the Paks nuclear power station). — *Manuscript*, ETV-Erőterv Co., Budapest.
- IAEA 1994: Classification of radioactive waste. — *Safety Series No. 111-G-1.1*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 1996: The principles of radioactive waste management. — *Safety Series No. 111-F*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA 2002: Scientific and technical basis for the near surface disposal of low- and intermediate-level waste. — *Technical Reports Series No. 412* International Atomic Energy Agency, Vienna.
- MGSZ 1999: Magyar Geológiai Szolgálat Dél-dunántúli Területi Hivatala. Szakvélemény a „Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése, Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése, Üveghuta, 1997–1998” c. dokumentációról (in Hungarian: Hungarian Geological Survey, South Transdanubian Regional Office. Expert opinion on the documentation: “Final disposal of low- and intermediate radioactive nuclear power plant waste. Final report of premises and feasibility investigation, Üveghuta, 1997–1998”). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SKB 1994: *Final repository for radioactive operational waste*. — *Manuscript*, SKB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.), Forsmark; ETV-Erőterv Co., Budapest.
- TVO 1992: Final repository for low- and intermediate-level waste. — *Manuscript*, TVO (Teollisuuden Voima Oy), Olkiluoto; ETV-Erőterv Co., Budapest.
- WATRP 2000: Report of the WATRP Review Team on the evaluation of the Hungarian Work on Selecting a site for Disposal of Low- and Intermediate-Level Waste). — *Manuscript*, Hungarian Atomic Energy Authority (Országos Atomenergia Hivatal, Budapest).

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepciója a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen

BÉRCI KÁROLY¹, GRESCHIK GYULA², MESTER JÓZSEF³, MUHEL JÓZSEF³, TAKÁCS TAMÁS¹, VERBÓCI JÓZSEF³

¹ETV-Erőterv, Energetikai Tervező és Vállalkozó Rt., 1094 Budapest, Angyal u. 1–3.

²GRG Mérnöki Iroda Kft., 1126 Budapest, Orbánhegyi út 13.

³Calamites Mérnöki, Üzleti és Tanácsadó Kft., 7634 Pécs, Rácvárosi út 29/A.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, építés, felszín alatti elhelyezés, hulladék-elhelyezés, hulladék-elhelyezési telephely, kis aktivitású hulladék, Magyarország, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, szilárd hulladék, tárolás

Összefoglalás

A radioaktív hulladékok elhelyezésének kulcskérdése a „milyen hulladék hova kerüljön”. A hulladékok végleges elhelyezésekor az alapvető biztonsági kritérium csak dózis- vagy kockázati értékekben fogalmazható meg. A Nemzeti Projekt keretében Bataapáti (Üveghuta) mellett kijelölt potenciális telephely földtani kutatásával párhuzamosan 1996-ban megindult a hulladéktároló elrendezésének és létesítésének koncepcionális tervezése is, amit az ETV-Erőterv Rt. végzett szakértői intézmények bevonásával. A 2002–2003. évi munkák során a felszíni földtani kutatás és az előzetes környezeti hatástanulmány előkészítése érdekében sok vizsgálat történt. Számos elemzés, jelentés, műszaki terv készült, amelyek mind térbelileg, mind módszertanilag megalapozzák a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepcióját, a felszín alatti földtani kutatás tervezését.

A koncepció keretei

A radioaktív hulladékok végleges elhelyezése mind a hazai, mind a nemzetközi szakmai közvéleményen belül viták, vizsgálatok és tudományos értékelések, fejlesztések tárgya. A kérdéskörrel foglalkozó szakértők között és nemzetközi szervezeteken belül egyetértés van abban, hogy az emberi egészség és a környezet védelme — a fenntartható fejlődés feltételeinek egyidejű biztosítása mellett — megoldható. Ezt a megállapítást a szélesebb szakmai közvélemény — általános ismerethiány, eltérő érdekek és értékrendi különbözőségek alapján — már nem szükségképpen fogadja el, s állásfoglalásait a kételyekre alapozva alakítja ki. Ebben a közegben következetes és hatékony döntés-előkészítés és tevékenység csak úgy alapozható meg, ha a hatóságok a nemzetközi és hazai tapasztalatokra és elvárásokra építve nemcsak a minőségi alapelvekben, hanem az alapvető mennyiségi korlátokban és a módszertani kérdésekben is koherens álláspontot képviselnek.

A radioaktív hulladékok elhelyezésének kulcskérdése a „milyen hulladék hova kerüljön”. Hazánkban a hulladékkategorizálást a radioaktív hulladékok átmeneti tárolásának és végleges elhelyezésének egyes kérdéseiről, valamint az ipari tevékenységek során bedűsülő, a természetben előforduló radioaktív anyagok sugár-egészségügyi kérdéseiről szóló

47/2003. (VIII. 8.) ESZCSM rendelet szabályozza, amely az atomenergiáról szóló 1996. évi CXVI. törvény végrehajtási rendeleteinek egyikeként jelent meg, és amely összhangban van a bécsi székhelyű Nemzetközi Atomenergetikai Ügynökség (NAÜ, International Atomic Energy Agency — IAEA) által 1994-ben kiadott biztonsági útmutató (IAEA 1994) osztályozásával.

E szerint a mentességi korlátok alatti jellemzőkkel rendelkező hulladékok kommunális vagy ipari hulladéklerakókban elhelyezhetők, a kis és közepes aktivitású rövid élettartamú hulladékok felszíni vagy felszín közeli létesítményekbe, a nagy aktivitású hulladékok és a hosszú élettartamú kis és közepes aktivitású hulladékok geológiai tárolókba kell, hogy kerüljenek.

Az élettartam alapján történő minősítés szerint rövid élettartamú az a komponens, amelynek felezési ideje egész értékre kerekítve 30 év vagy ennél kisebb. Nagy aktivitásúnak a radioaktív hulladékot akkor tekintjük, ha a radioaktív bomlásból származó hőfejlesztése 2 kW/m^3 értéknél nagyobb.

A radioaktív hulladékok végleges elhelyezésekor az alapvető biztonsági kritérium csak dózis- vagy kockázati értékekben fogalmazható meg. A nemzetközi ajánlásokat és tapasztalatokat figyelembe véve a hulladék-elhelyezésből eredő normál kibocsátások esetén a valós vagy hipotetikus

kritikus csoport járulékos sugárterhelése a 0,1 mSv/év értéket nem haladhatja meg. Ez a korlát mind az üzemeltetési, mind a lezárást követő fázisokra vonatkozik.

A hulladék-elhelyezési rendszer három, az izolációt létrehozni hivatott komponensből tevődik össze:

- a hulladékból (csomagolás),
- az elhelyezett hulladékcsomagok ember által kialakított környezetéből (térkitöltés, vízvezetés, eltömődékelés),
- a geológiai környezetből, amely a radioaktív izotópok lehetséges terjedési útvonalán az emberi környezetig történő eljutás időtartamát növeli.

A NAÜ-ajánlások (IAEA 1996) szerint a három komponens együttesen kell, hogy biztosítsa a megkívánt mértékű izolációt, így az egyik vagy másik komponens nem kielégítő hatása a többi összetevő megerősítésével kompenzálható.

Tároló-koncepció

A Nemzeti Projekt keretében Bábaapáti (Üveghuta) mellett kijelölt potenciális telephely földtani kutatásával párhuzamosan 1996-ban megindult a hulladéktároló elrendezésének és létesítésének koncepcionális tervezése is, amelyet az ETV–Erőterv Rt. végzett szakértői intézmények bevonásával. Ennek során kiindulási adatként az atomerőműben a 30 éves üzemeltetés alatt keletkező és ott kondicionált 20 000 m³ üzemi és kb. 20 000 m³ leszerelési hulladék befogadására alkalmas kapacitással számoltunk. A felszín alatti tároló kialakítási koncepcióját először 1996-ban (Calamites 1996) tárgyaltuk.

Az akkori geológiai ismeretek alapján az Üveghutától keletre lévő 200 m-nél magasabb dombtetőt takaró, mintegy 60 m vastag lösz és 10 m gránitmurva alatt a szakértők kőzetmechanikai és hidrológiai szempontból homogén granodiorit befogadó kőzetet prognosztizáltak.

A koncepcióterv a svédországi Forsmarkban és a finnországi Olkiluotoban működő, kis és közepes radioaktivitású hulladékok végső elhelyezésére granitoid kőzetekben létesített felszín alatti tárolók kialakítására vonatkozó szakpublikációkból (SKB 1994; TVO 1992) és helyszíni látogatásokból származó információk figyelembevételével készült.

A tárolótér horizontális kiterjedése az alapváltozatban 300×600 méternek adódott. A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) a telephelykutatást ennek figyelembevételével tervezte, illetve végezte, kijelölve egy preferált telephelyet (1. ábra).

A folytatódó geológiai kutatásokkal párhuzamosan elvégeztük a felszín alatti tároló horizontális és vertikális elrendezési változatainak összehasonlító vizsgálatát (Calamites 1998, ETV–Erőterv 1999). A preferált telephely alkalmasságának megítélése céljából a MÁFI irányításával folyó geológiai vizsgálatok 1998 nyarán befejeződtek, ezek adatait és megállapításait BALLA et al. (1998) munkája tartalmazza.

A Paksi Atomerőmű Rt. négy blokkjának üzemeltetéséből származó, hordókban kondicionált hulladék az akkori elgondolás szerint a végleges tároló külszíni telephelyén a visszanyerhetőség és a kiszállíthatóság fenntartása érdeké-

ben vasbeton konténerbe kerül, s az így kiadódó 7,85 m³ bruttó térfogatú hulladékcsomagok szállítandók a föld alatti tárolótérsgébe, ahol úgy helyezendők el, hogy vizuális és műszeres megfigyelésük a végső tömedékelés megkezdéséig lehetséges legyen (2. és 3. ábra).

Összefoglaló jelentésében a MÁFI javaslatot tett arra, hogy az üveghutai kutatási területen kezdődjenek meg az engedélyezést és létesítést megalapozó részletes geológiai telephely-jellemzési munkák. A kutatási eredményeket az illetékes szakmai fórumok megvitták, és azokat a széles körű szakmai közvélemény is megismerhette. 1999 májusában az Országos Atomenergia Hivatal (OAH) felkérte a NAÜ bécsi központját, hogy a Hulladékkezelés Értékelési és Technikai Felülvizsgálati Program (Waste Management Assessment and Technical Review — WATRP) keretében szervezze meg a magyarországi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tárolójának telephely-kiválasztásával és -alkalmasságával kapcsolatos kutatások nemzetközi szakértői felülvizsgálatát.

A NAÜ által felkért nemzetközileg elismert szakértők áttanulmányozták a részükre átadott dokumentumokat, megbeszélést folytattak a magyar szakértőkkel, a magyar hatóságok képviselőivel, és a szakmai konzultáció tapasztalatai alapján a WATRP-csoport — számos egyéb témakör mellett — a tároló kialakításának koncepciójával kapcsolatban a következő megállapításokat tette (WATRP 2000):

— az „Üveghutai terület potenciálisan megfelelőnek látszik a kis és közepes aktivitású, nukleáris energiatermelésből származó üzemviteli és bontási, felszámolási hulladékok biztonságos tárolására, elhelyezésére”.

A telephely földtani állapotára vonatkozó, meglévő információk alapján a munkacsoport azt javasolta, hogy az Üveghutánál várható köztömeggel kapcsolatban:

— alkalmazzák a „tervezz a munkák előrehaladásával párhuzamosan” („design as you go”) megközelítési módot, és a végleges tároló terveit igazítsák a földtani körülményekhez;

— részesítsék előnyben a „kis szelvényű vágatokkal történő kihajtást” (small tunnel excavation) a nagyobb silók kihajtásával szemben; továbbá

— fontolják meg különböző szelvényméretek kiválasztását a létesítmény más-más szakaszára, alkalmazkodva a különböző hulladékáramokhoz.

A WATRP-ajánlások (WATRP 2000), a Magyar Geológiai Szolgálat (MGSZ) Dél-dunántúli Területi Hivatalának (DDTH) szakvéleménye (MGSZ 1999) és a MÁFI jelentése (BALLA 2000) alapján az ETV–Erőterv Rt. 2000-ben előzetes biztonsági értékelést (BÉRCI, TAKÁCS 2000) készített, amely támogatta a 2002–2005-ben végrehajtandó kutatásokat.

A 2003-ban befejezett felszíni földtani kutatások (BALLA et al. 2003) után szükségessé vált a tárolóterület elrendezési vázlatterveinek aktualizálása, a kutatási zárójelentésben rögzített földtani ismeretek figyelembevételével.

A NAÜ 413. direktívájában (IAEA 2002) is számos ajánlást fogalmaz meg a geológiai tárolók kialakításával kapcsolatban, amelyeket a jelen terv készítésénél is figyelembe vettünk, a finn szakvélemények, gyakorlati tapasztalatok mellett.

Rendszerelemek

A rendszerelemek a következők: a tárolótér méretei, a tárolótér elhelyezési lehetőségei, a tárolótér elhelyezésének optimalizálása és megközelítési lehetőségei.

A tárolótér méretei

A tárolótér méretezési alapja a hordókban kondicionált 30 éves várható kumulált átlagos hulladékmennyiség, amelynek megoszlását az 1. táblázat mutatja.

A hulladékfeleségek tárolása jelenleg is rozsdamentes, 200 és 400 literes acélhordókban történik. A 2. ábrán bemutatott elhelyezési konténerben 9 db 200 l-es vagy 5 db 400 l-es hordó fér el. A 3. ábra szerinti elrendezésben a javasolt 10 m talpszélességű, 9 m magasságú fél ellipszis szelvényű (~72 m²), vagy a 7,5 m magasságú, egyenes falú, felül fekvő ellipszissel gömbölyített szelvényű (~69 m²) kamrákban egymásra halmozottan 11, illetve 9 db konténer helyezhető el 2,3 m hosszban.

A számított aktivitáskészlet teljes körű visszanyerhető (konténeres) elhelyezése közel 2000 m aktív kamrahosszat igényel. E változatra dolgoztuk ki a tárolótér elrendezését a 4. és 5. ábrán bemutatott egykijáratú és kétkijáratú kamrák esetére. Lehetőséget látunk azonban a rövid élettartamú, kis aktivitású hulladékok hordóinak közvetlenül raklapon vagy rekeszekben történő szelektív elhelyezésre, szakaszos tömedékeléssel. Ez esetben az aktív kamrahosszigény 1635 m-re csökken.

Az egykijáratú tárolókamrákban az áthúzó légáram nem biztosított, ezért a kamrák szellőztetése csak külön e célból beépített légcsatorna-rendszerrel valósítható meg (4. ábra). A kétkijáratú tárolókamrák viszont mindkét oldalról — a főszállító vágattal azonos hosszúságú — friss levegőt behúzó légvágat bányászati kiképzését igénylik (5. ábra). Az alkalmazható modellt azonban csak részletes biztonsági és gazdaságossági vizsgálat eredményének ismeretében lehet majd a kiviteli tervezéskor kiválasztani.

A szelektíven csomagolt hulladékok természetesen nem töltenek meg mindig egész számú kamrát (pl. 4. ábra, 1c), vagy töredék helyigény merül fel, ezért célszerű tartalék kamrahelyekkel számolni. A tárolótérség horizontális mérete így — egy szinten történő elhelyezés esetén — 260×280 m-rel jellemezhető.

A tárolótér elhelyezési lehetőségei

2002 júniusában a felszíni kutatás addigi eredményeinek ismeretében pontosítottuk a tároló koncepcióját, a hangsúlyt a felszín alatti terület megközelítési változataira helyezve (BÉRCI 2002). 2003 februárjában az ETV–Erőterv Rt.-ben lefolytatott egyeztetést követően az Előzetes környezeti hatástanulmány (EKHT) előkészítéséhez szükséges vázlat-tervek elkészítéséhez a geológiában, vágathajtásban és térképészben, valamint a hulladéktároló biztonságának értékelésében járatos szakemberek tervezési alapként, az addigi eredményekből levont következtetések alapján az 1997. évi előzetes telephelyet ÉNy-i irányban kiegészítő, együtt 0,87 km² nagyságú szabálytalan nyolcszög formájú kutatási terület 0 és +65 m Bf közötti tartományát jelölték meg (6. ábra). A telephely egészében véve földtanilag alkalmas közettömegén belül az Üh–3, Üh–22, Üh–2, Üh–23, Üh–27 és Üh–37 fúrás 0 m Bf szintmagasság körüli szakaszai olyanok, hogy tároló kialakítására alkalmas közettér fogat kijelöléséhez alapul szolgálhatnak. A 0 m Bf körüli szinten összevonhatónak látszik az Üh–3 és az Üh–22 (a továbbiakban: Déli Objektum), az Üh–2 és az Üh–23 (a továbbiakban: Középső Objektum), valamint az Üh–27 és Üh–37 fúrás adata (a továbbiakban: Északi Objektum).

Az eddig végzett földtani kutatások eredményeit összegezve a MÁFI 2002–2003. évi zárójelentése (BALLA et al. 2003) megállapítja, hogy a Bábaapáti (Üveghutai)-telephely általános földtani és vízföldtani jellegei kifejezetten kedvezőek kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezéséhez. A zárójelentést — ezt a következtetést kiemelve — jóváhagyta az MGSZ DDTH.

A tárolókamrák méreteinek (vágatszelvevények, pillérméret) meghatározásához megvizsgáltuk a rendelkezésre álló kőzetfizikai–kőzetmechanikai paramétereiket. A kőzetmechanikai szerkezeti számítások, az RQD-értékek feldolgozása alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy jelenleg nincs elegendő információ ahhoz, hogy válasszunk a három perspektívikus objektum közül. Kőzetmechanikai szempontból az Északi Objektum látszik legjobbnak, s ehhez kell a legrövidebb megközelítési útvonal, ami jelentős költségtényező. Ugyanakkor ez a térség vízföldtani szempontból kevésbé kedvező a másik kettőnél, ezért megvizsgáltuk mindhárom objektumban a tárolótérség elhelyezési

1. táblázat. A várható kumulált hulladékmennyiség megoszlása csomagolási típusonként

Elhelyezési lehetőség		Közvetlenül hordóban	Konténerben	Külön konténerben
1.	200 l-es hordóban			
	vegyes szilárd hulladék	2 400 m ³	1 680	720
	cementezett ioncsereelő gyanta	75 m ³		75
2.	400 l-es hordóban			
	cementezett bepárlási maradék	13 846 m ³	3 462	10 384
	cementezett egyéb folyékony hulladék	1 978 m ³	495	1 483
Üzemviteli hulladék összesen		18 299 m ³	5 637	12 587

Készült az ETV–Erőterv Rt. 2003. 06. 30-i aktivitáskészlet-vizsgálata (BÉRCI, TAKÁCS 2003) alapján.

és megközelítési (feltárási) lehetőségét a 4. és 5. ábrán részletezett geometriai elrendezések szerint (Calamites 2003).

A tárolótér elhelyezésének optimalizálása és megközelítési lehetőségei

A tervezett tárolók megközelítésének (feltárásának) lehetőségét felülvizsgálva arra a következtetésre jutottunk, hogy az adott táj- és környezetvédelmi korlátok, követelmények mellett a lejtősaknapárnál nincs kedvezőbb alternatíva. A nyitópontok koordinátáit ennek megfelelően rögzítettük. A lejtősaknák vonalvezetésének megtervezésekor arra törekedtünk, hogy a perspektivikus terület elérésekor az Északi Objektum bármely része flexibilis irányváltással vágatvesztés nélkül elérhető legyen. A tárolótérsegek elhelyezésének egyik lehetőségét, valamint az alkalmas telephely kutatóvágattal (lejtősaknákkal) történő megközelítését a 6., a Ny-i lejtősakna javasolt szelvényeit a 7. és 8. ábrán mutatjuk be. A lejtősaknák első 100 méterének zárt szelvényű (elleníves) kiképzését és biztosítását a felszín közeli kőzetrétegek várható repedezettsége, a vágatköpeny

tömítési feltételeinek teljeskörű biztosítása indokolja; a vágathossz a tényleges kőzetállapot ismeretében lerövidíthető (7. ábra). Ez a szelvénytípus alkalmazható mélyebb szinteken is a zúzott zónák harántolásakor, míg homogén kőzet-tartományban kielégítő biztonságot nyújt az ellenív nélküli nyitott szelvény is (8. ábra). A lejtősaknák szelvényének véglegesítésekor a funkcionális és vágatállékonysági követelményeket kell figyelembe venni.

Összefoglalás

A WATRP-csoport ajánlásai (WATRP 2000) és az MGSZ DDTH szakvéleménye (MGSZ 1999) alapján készített Előzetes biztonsági értékelés (BÉRCI, TAKÁCS 2000) nyomán aktuálissá vált a javasolt telephely kutatásának folytatása, az integrált biztonsági értékelés azzal kölcsönhatásban való elkészítése és a környezetvédelmi engedélyezés feltételeinek megteremtése. A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepciójának aktualizálása is ezen célt szolgálja.