



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
**ÉVI JELENTÉSE**

1996/II.



PAKSI ATOMERŐMŰ RT.  
PAKS NUCLEAR POWER PLANT LTD.

**ANNUAL REPORT**  
OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF HUNGARY

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

# ÉVI JELENTÉSE

1996/II.

## ANNUAL REPORT

OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF HUNGARY

Készült a Paksi Atomerőmű Rt.  
támogatásával

Financial support from  
the Paks Nuclear Power Plant Ltd.

BUDAPEST, 1997

## CONTENS

BÁRDOSSY, Gy.: Preface .....	7
BREZSNYÁNSZKY, K.: Foreword by the director .....	11
ORMAI, P.: Role of geological investigations in siting radioactive waste disposal facilities .....	15
BALLA, Z.: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993-1996 .....	27
CHIKÁN, G.: Role and significance of the geological mapping in site exploration .....	47
 <b>The Üveghuta granite site</b>	
KÓKAI, A.: Geological evaluation of the Üveghuta-1 borehole .....	59
BUDA, Gy., and PUSKÁS, Z.: Crystalline rocks of Üveghuta-1 borehole .....	77
MAROS, Gy., and PALOTÁS, K.: Fracturing of the Mórággy Granite in outcrops and the Üveghuta-1 drill core .....	99
HARBORTH, B., and TUNGLI, Gy.: Hydrodynamic packer testing in a granite formation .....	123
BALLA, Z., TÓTH, Gy., and KÖNCZÖL, A.: Hydrogeological conditions of the Üveghuta site and its area .....	135
KOVÁCSVÖLGYI, S.: Tectonic study of buried basement in stripped gravity anomaly map .....	143
 <b>The Udvari and Diósberény loess sites</b>	
KOLOSZÁR, L.: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole .....	149
MARSI, I.: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole .....	159
KOLOSZÁR, L., and MARSI, I.: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát hills ....	173
JÁMBOR, Á.: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia .....	191
MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., and JUHÁSZ, E.: Correlation of Neogene beds by well-log curves in the Tolna Hegyhát and Mórággy areas .....	203
DUDKO, A.: Neogene tectonics of the Mezőföld .....	213
TÓTH, Gy., GONDÁR-SÓREGI, K., ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., NÁDOR, A., and SZÓCS, T.: Hydrogeological con- ditions of the Udvari and Diósberény sites and their surroundings .....	231
 <b>The Üveghuta, Udvari and Diósberény sites</b>	
MEZŐ, Gy., and SZILÁGYI, G.: Numerical modeling of pollutant transport in the Tolna hills .....	255
HORVÁTH, I., DEÁK, J., HERTELENDI, E., and SZÓCS, T.: Hydrogeochemical investigations in the Tolna hills area	271
STICKEL, J., SÓRÉS, L., PRÁCSER, E., DUDÁS, J., NEMESI, L., MAGYAR, B., and FEJES, I. Results of geoelectric and engi- neering geophysical investigations in the Diósberény-Udvari and Üveghuta areas .....	285
BUCSI SZABÓ, L., DRAHOS, D., LENDVAY, P., SZONGOTH, G., and ZILAHÍ SEBESS, L., JR.: Well-logging investigations in the boreholes Üveghuta-1, Udvari-2 and Diósberény-1.....	307
TUNGLI, Gy., and GYALOG, L.: Drilling of the Üveghuta, Udvari and Diósberény boreholes, technical control and quality assurance .....	317
TURCZI, G., SZEILER, R., TULLNER, T., and MARSI, I.: Information support of the radioactive waste disposal site explo- ration .....	333

## TARTALOM

BÁRDOSSY GY.: Előszó .....	9
BREZSNYÁNSZKY K.: Igazgatói bevezető .....	13
ORMAI P.: A földtani kutatás szerepe a radioaktív hulladék elhelyezésében .....	21
BALLA Z.: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtudományi kutatás, 1993–1996 .....	39
CHIKÁN G.: A földtani térképezés szerepe és jelentősége a radioaktív hulladék-elhelyezési kutatásban .....	53
<b>Az üveghutai gránitos telephely</b>	
KÓKAI A.: Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése .....	71
BUDA GY., PUSKÁS Z.: Az Üveghuta-1 fúrás kristályos közetei .....	95
MAROS GY., PALÓTÁS K.: A Mórággyi Gránit repedezettsége a felszínen és az Üveghuta-1 fúrásban .....	117
HARBORTH, B., TUNGLI GY.: Pakkeres hidrodinamikai tesztelés gránitos összletben .....	131
BALLA Z., TÓTH GY., KÖNCZÖL N.-NÉ: Az üveghutai kutatási terület hidrogeológiai viszonyai .....	139
KOVÁCSVÖLGYI S.: Eltemetett alaphegység szerkezetének vizsgálata fedetlen gravitációs anomália-térkép segítségével .....	143
<b>Az udvari és diósberényi lösz-telephely</b>	
KOLOSZÁR L.: Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése .....	155
MARSI I.: A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése .....	167
KOLOSZÁR L., MARSI I.: A tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana .....	185
JÁMBOR Á.: A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése .....	199
MÜLLER P., TÓTHNÉ MAKK Á., JUHÁSZ E.: Neogén rétegek párhuzamosítása karotázsgörbék segítségével a tolnai Hegyháton és Mórággy környékén.....	209
DUDKO A.: A Mezőföld neogén tektonikája .....	225
TÓTH GY., GONDÁRNÉ SÓREGI K., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., NÁDOR A., SZÓCS T.: Az udvari és diósberényi kutatási terület hidrogeológiai viszonyai .....	247
<b>Az üveghutai, udvari és diósberényi telephely</b>	
MEZŐ GY., SZILÁGYI G.: Szennyezőanyag-terjedés numerikus modellezése a tolnai dombvidéken .....	265
HORVÁTH I., DEÁK J., HERTELENDI E., SZÓCS T.: Vizgeokémia vizsgálatok tolnai dombvidéki területeken .....	281
STICKEL J., SÓRÉS L., PRÁCSER E., DUDÁS J., NEMESI L., MAGYAR B., FEJES I.: Geoelektromos és mérnökgeofizikai kutatások eredményei Diósberény-Udvari és Üveghuta körzetében .....	301
BUCSI SZABÓ L., DRAHOS D., LENDVAY P., SZONGOTH G., IFJ. ZILÁHI SEBESS L.: Mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok az Üveghuta-1, Udvari-2 és Diósberény-1 fúrásokon .....	313
TUNGLI GY., GYALOG L.: Az üveghutai, udvari és diósberényi fúrások mélyítése, műszaki ellenőrzés és minőség-biztosítás .....	327
TURCZI G., SZEILER R., TULLNER T., MARSI I.: A radioaktív hulladék-elhelyezési kutatás informatikai támogatása ...	339

## PREFACE

GYÖRGY BÁRDOSSY

correspondent member of the Hungarian Academy of Sciences

43% of Hungary's electrical energy is produced by the Paks nuclear power plant which forms the cheapest source of electrical energy in the country. Radioactive waste that originates during the operation of the power plant has to be properly disposed of in Hungary. Additional waste will be generated during the decommissioning of the power plant in the first decades of the 21st century.

In 1992 the Hungarian Government started a so-called "National Project" with the aim of performing all the necessary investigations for nuclear waste disposal. Two separate organizations were created, the first for an investigation into the disposal of low and intermediate level waste, the second for an investigation into the disposal of high level radioactive waste. The site screening and site characterization for the low and intermediate level waste was co-ordinated and partly performed by the Geological Institute of Hungary. A large number of institutes and private enterprises took part in this investigation. The results obtained so far are presented in this Annual Report. It gives an insight into the many-sided and complex nature of the investigations. As a member of the Expert Commission supervising the investigations, I had the opportunity to follow them closely from the beginning and I am convinced that they represent a high degree of technical expertise, that they have been carried out properly and that they follow a correct and logical line of investigation. The participants in the Project showed a constant effort to improve their methods of investigation and their technical skills. This view is shared by international experts who recently visited the Geological Institute and the selected sites.

The aim of this Annual Report is to inform the Hungarian geological community about the investigations and their results. Moreover it presents an overview to foreign researchers working in the field of radioactive waste disposal. The publication of this Annual Report has a special relevance now as the International Union of Geological Sciences (IUGS) stated at the 30th International Geological Congress held in Beijing (China) in August 1996 that investigations for environmental geology, protection of the geological environment and in particular for nuclear waste disposal will form central priorities of the IUGS in the future. The study of the environment and research into its efficient protection has become a central theme of mankind. International co-operation and the mutual sharing of information are essential to solve these problems. In my opinion, this report represents a useful contribution to these international efforts. It is to be recommended to both Hungarian and foreign readers alike.

## ELŐSZÓ

BÁRDOSSY GYÖRGY

a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagja

Hazánk villamos energia ellátásának 43 százalékát szolgáltatja a paksi atomerőmű, és ez egyben a leggazdaságosabb hazai energiaforrásunk. Az erőmű biztonságos működtetése mellett elsőrendű feladatunk az annak üzemelése és leszerelése során keletkező radioaktív hulladékok elhelyezése. Hosszú távon erre csak hazánk területén van lehetőségünk.

A kormányzat 1992-ben ún. Nemzeti Projektet indított a radioaktív hulladékok hazai elhelyezésének megoldására. A kis és közepes, valamint a nagy aktivitású hulladékok elhelyezésére irányuló kutatásokat külön szervezet keretében folytatták. A kis és közepes aktivitású hulladékok tárolóhelyének kiválasztásában és megkutatásában meghatározó szerepet játszik a Magyar Állami Földtani Intézet, mely egyben számos hazai intézmény és vállalat ez irányú munkáját is koordinálja. E munkák eddigi eredményeit mutatja be ez a kötet, betekintést nyújtva e sokrétű és bonyolult kutatás részleteibe. A kutatásokat szakmailag felügyelő Szakértői Bizottság tagjaként kezdettől fogva figyelemmel kísérhettem e kutatások menetét. Az a meggyőződésem, hogy ezek a kutatások magas szakmai színvonalon és helyes irányban folytak. Különösen fontosnak tartom a módszerek állandó tökéletesítésére irányuló törekvéseket. Fenti véleményemben megerősítetek azok a neves külföldi szakértők, akik az elmúlt két évben a kutatásokat ismételtelen megtekintették és véleményezték.

E kötet egyrészt a hazai szakmai közvélemény részletes tájékoztatását szolgálja, másrészt a külföldi kutatókat és szervezeteket kívánja munkánk eddigi eredményeivel megismertetni. A kötet megjelenése annyiban is aktuális, hogy a Nemzetközi Földtani Unió (IUGS) elnöksége a Pekingben 1996. augusztusában tartott 30. Nemzetközi Geológiai Kongresszuson állást foglalt a környezetföldtani és ezen belül a radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló kutatások kiemelt fontossága mellett. E problémák megoldása napjainkra az egész emberiség egyik legfontosabb feladatává vált. A siker egyik előfeltétele a nemzetközi együttműködés és a kölcsönös tájékoztatás. Úgy érzem, hogy ez a kötet hasznos hozzájárulást jelent ehhez a nemzetközi együttműködéshez, és ezért figyelmébe ajánlom mind a hazai, mind a külföldi szakembereknek.

## FOREWORD BY THE DIRECTOR

KÁROLY BREZSNYÁNSZKY

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

This volume of the Annual Report of the Geological Institute of Hungary is unusual, because it was published and financed in cooperation with the Paks Nuclear Power Plant Co., as is shown by the two emblems on the title-page. Another reason why it is an unusual volume is that it contains only specific papers about site investigation, which was not the only, but undoubtedly the most important activity of the Institute in 1996.

The nuclear power plant is the most important establishment in energy supply in Hungary, but it produces low and intermediate level radioactive waste during its operation whose safe, long-term disposal requires detailed investigations. The Paks Nuclear Power Plant Co. has carried out a considerable research for site selection during the past years under the supervision of the National Atomic Energy Agency. Geological aspects of site selection resulted an extensive co-operation between the Geological Institute of Hungary and the Paks Nuclear Power Plant Co. which produced, amongst other things, this volume.

Site selection needs a complex geological, geomorphic and geophysical survey. The Annual Report has been divided into four inter-related sections, in which the results of the different research themes are grouped.

Section 1 deals with the relationships between geological exploration and radioactive waste disposal. It considers the theoretical and methodological background to the research, summarizing historical data and results, and explores the interaction between scientific activity and the applied aims of the research.

Section 2 deals with the potential underground site, namely the granite area at Üveghuta. In addition to stratigraphic, petrographic and tectonic studies of the units cut by a new borehole, the results of hydrodynamic testing of the borehole are also presented. The results of more regional hydrogeological and geophysical surveys carried out in the borehole and area around it are also presented here.

Section 3 explores the possible potential of a near-surface site in two sedimentological settings, at Diósberény and Udvari. In addition to giving detailed descriptions of two new boreholes, the stratigraphy of the two areas is discussed exhaustively, and emphasis is placed on correlating the different strata, as well as considering the implications of the results from hydrogeological and tectonic research.

Section 4 group the papers dealing with aspects common to all sites. The role of hydrogeological modeling, the application of hydrogeochemical methods, the results of geophysical surveys both in boreholes and on the surface are dealt with here. In addition special emphasis is given to the support role played by high-quality GIS and database management, and the importance of quality control and quality assurance in the drilling process.

The geological investigation which was carried out in the framework of site selection coincides with the applied geological research of the Institute and produced significant new information. High-quality work was required, which was checked by a critical scientific jury.

In addition to the development of methods, and the practical results, the survey produced some outstanding scientific results. This volume resulted from the dedicated efforts of researchers involved in the National Project to make the results of their research available to a wider national and international audience, demonstrating the role played by the Institute in helping solve practical problems through applied science, and at the same time showing the high-quality of scientific work performed at the Institute.

## IGAZGATÓI BEVEZETŐ

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY

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

Az Olvasó a Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentésének nem szokványos kötetét tartja a kezében. Nem szokványos, mert a Paksi Atomerőmű Rt.-vel közös kiadásban és finanszírozásban készült, ahogy azt a címlapon feltüntetett két embléma is jelzi. Nem szokványos továbbá abban a tekintetben sem, hogy a tematikus cikkgyűjtemény az Intézet 1996. évi tevékenységének egyetlen, bár meghatározó fontosságú témáját dolgozza fel.

Az atomerőmű – az ország energia ellátásának legjelentősebb létesítménye – működése során olyan kis és közepes radioaktivitású melléktermékek és hulladékok is keletkeznek, melyek biztonságos elhelyezése és hosszú időn – évszázadokon keresztül – való tárolása körültekintő, megalapozott szaktudással végzett kutatás révén oldható meg. A Paksi Atomerőmű Rt. az Országos Atomenergia Hivatal felügyelete alatt évek óta következetes munkát folytat a sugárzó hulladékok elhelyezésére szolgáló telephely kiválasztása érdekében. A munka földtani vonatkozásai miatt az évek folyamán szoros együttműködés alakult ki a Magyar Állami Földtani Intézet és a Paksi Atomerőmű Rt. között. Ennek az együttműködésnek a terméke ez a kötet.

A telephely kiválasztása komplex geológiai, geomorfológiai, geofizikai kutatásokat igényelt. Évi Jelentésünk ezeket négy egymás után következő csoportban tartalmazza. Az első csoport tanulmányaiban a földtani kutatás és a radioaktív hulladék-elhelyezés kapcsolatával, az eddig elvégzett vizsgálatok elméleti-módszertani megalapozásával, történetével, a szakmai tevékenység és az elérni kívánt cél kölcsönhatásával foglalkoznak a szerzők.

A második csoportban helyeztük el a telephely felszín alatti elhelyezésének problémakörével foglalkozó, a gránitos terület földtani vizsgálatáról készített tanulmányokat. A lemélyített alapfúrásban harántolt képződmények, rétegek, kőzet-típusok és a szerkezeti viszonyok ismertetése mellett a fúrásban elvégzett hidrodinamikai vizsgálatokat, a fúrásban és környezetében lefolytatott hidrogeológiai tanulmányok és geofizikai mérések eredményeit adjuk itt közre.

A harmadik csoportba a felszíni elhelyezés szempontjából számításba vett területeken elvégzett hasonló vizsgálatok eredményei kerültek. A lemélyített két alapfúrás rétegsorának ismertetésén kívül a terepi munkák eredményeit tükröző rétegtani összefoglalások is helyet kaptak. Itt ismertetjük a laza üledékes területeken végzett rétegpárhuzamosítási, tektonikai és hidrogeológiai munkák eredményeit.

Végül a negyedik csoportban vannak azok a cikkek, amelyek valamilyen szempontból minden telephelyet egyaránt érintő kérdésekkel foglalkoznak. Egy-egy dolgozat a mindhárom, fúrással feltárt kutatási területen elvégzett hidrogeológiai modellezést, a geokémiai módszerek alkalmazását, a fúrási illetve felszíni geofizikai méréseket tárgyalja, s külön cikkekben számolunk be a fúrások megbízhatósága és magas színvonalon történő elvégzése érdekében végzett minőség-biztosítási tevékenységről, illetve a kutatási adatok feldolgozását, a megbízható modellezés elvégzését elősegítő, korszerű térinformatikai módszerek alkalmazásáról.

A hulladéklerakó telephelyének kiválasztását megalapozó geológiai kutatás intézetünk alkalmazott földtani kutatásai körébe tartozik, ami eredményesség esetén jelentős gyakorlati értéket teremt. Jellemzője még a magas minőségi követelmény teljesítése, melyet a szigorú szakmai testületi zsűri jóváhagyása is igazol. Ez a munka egyes kutatási módszerek továbbfejlesztése és a gyakorlati eredmény mellett több jelentős tudományos eredményt is produkált. Ezen eredmények közkinccsé tétele érdekében született meg ez a kötet, mely azt is dokumentálni hivatott, hogy megvalósítható az Intézet azon célkitűzése, amely a magas színvonalon, megbízhatóan elvégzett kutatásokat a gyakorlat számára is hasznossá akarja tenni.



## ROLE OF GEOLOGICAL INVESTIGATIONS IN SITING RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL FACILITIES

PÉTER ORMAI

Paks Nuclear Power Plant Co., H-7031 Paks, P.O.B 71.

**Key words:** geological methods, hydrogeology, radioactive waste, underground storage, waste disposal

The basic purpose of radioactive waste disposal is to protect the natural environment from unacceptable exposure to radiation. This goal is achieved by constructing artificial barriers, as well as by utilizing natural ones. Natural barriers comprise primarily the geological setting and conditions of the selected site. These conditions automatically influence a number of parameters of the artificial barriers. Geological exploration plays a key role in the siting of the disposal facility. The selection, characterization, and confirmation of the site require increasingly detailed geological data. The assessment of geological conditions plays an essential role in the decision-making process of site selection.

### 1. Introduction

There are two ways in which the fundamental objective of radioactive waste management – the protection of current and future generations from unacceptable exposure to radiation from wastes – can be achieved.

One way is dispersal (known as dilute and disperse, DD) ensuring that the wastes become so dilute in the environment that they do not present any unacceptable risk to people at any time by any pathway.

The second option is known as containment (or concentrate and confine, CC) generally using a combination of man-made and natural barriers to achieve effective isolation of the waste till their radioactivity has decayed to levels that no longer pose any unacceptable risk.

Containment of radioactive waste means that they always remain a potential hazard at one place since their concentration is only slowly reduced by decay. It would clearly be better to design a disposal system which allowed for their mobilization and transport by natural processes, resulting in their dilution in a widely dispersed form at concentration levels which present no unacceptable hazard.

The attractions of dilute and disperse concept are counterbalanced by some very difficult problems. If we are to allow the dispersal to take place, then we must be able to model it with a high degree of confidence to ensure that any eventual releases of radioactivity are acceptable. This involves the understanding of a very wide range of processes which can take place during the mobilization and transport of waste.

At present there is an increasingly widespread move towards adopting both concepts in any single waste disposal system. The system which is usually envisaged is that short-lived radionuclides are contained until sufficient of half-lives have passed, so that their concentration in the waste is extremely low. Since containment of very much longer-lived radionuclides for any equivalent number of half-lives is impossible to demonstrate, the system is also designed to allow for their eventual slow mobilization and

dispersal. The definition of how long the initial containment period should last depends very much on the waste type and the predicted behavior of the environment chosen for disposal. For example, short-lived wastes might be disposed of in shallow-land burial sites where total containment may be required for around 300 years. After this the total concentration of both short- and long-lived radionuclides in these low level wastes would be very low and almost any degree of dispersal could be acceptable.

Immediate dispersal can only be used for limited amounts and low concentrations of radionuclides if the safety standards are to be met.

Delayed dispersal and subsequent extreme dilution were used for sea dumping of solid low level waste. However, the practice was discontinued in 1983 (London Dumping Convention).

Concentration and confinement of radioactive waste is the only concept currently under consideration in the development of repositories for their disposal.

Repositories for radioactive waste can broadly be categorized into two groups: near-surface disposal facilities and disposal facilities located at greater depth.

Near-surface disposal of radioactive waste means the emplacement of certain categories of radioactive waste in a facility at or on the land surface, or in excavations or caverns a few tens of meters below the land surface. Radioactive waste suitable for near-surface disposal generally contains short-lived (half-life shorter than 30 years) radionuclides although limited quantities of long-lived radionuclides may also be disposed of in near-surface disposal facilities.

A variety of near-surface disposal options may be implemented to meet, equally well, the safety requirements. Depending on the concentrations, half-life and quantities of radionuclides contained in the waste, near-surface disposal has varied from simple burial in earthen trenches a few meters deep to placement of specially conditioned wastes in engineered structures of reinforced concrete.

In some cases, rock caverns have been constructed a

few tens of meters below the Earth's surface for disposal of these kinds of radioactive waste.

A waste disposal facility can also be located underground – usually more than several hundred meters below the surface – in a stable geological formation to provide long-term isolation of radionuclides from the biosphere. This technique is termed geological disposal. It is generally recognized that for highly radioactive and/or long-lived waste the preferred concept is geological disposal. In this case the concept of safety does not rely on continuing institutional controls after closure of a repository, such as maintenance, monitoring, and surveillance, thus minimizing the burden upon future generations.

Burial of wastes in a suitable geological formation removes them from man's environment and puts them out of reach of major disruptive processes, both natural and man-made.

The wastes are put in an environment where all natural processes which can affect their behavior are slow. The deeper the burial, generally speaking, the slower and less pronounced are these processes, and one can effectively match their rates to the required isolation period of the wastes.

Thus it is obvious that long-lived wastes will generally require deep geological disposal, but shorter-lived waste can be disposed at shallower depth. The choice of disposal depth may be influenced by political considerations as well.

The repository design is fundamentally intended to ensure adequate long-term isolation of the waste and thus comprises a system of natural and engineered barriers to prevent or control the release of the waste back to the biosphere.

The barriers are designed to counteract or minimize the natural processes which could lead to release of the waste, and in some cases also to minimize the effect of inadvertent human intrusion into the disposal zone.

The idea of having a series of barriers against natural processes has been called the "multibarrier concept", in which each barrier is nested in the previous one. It has been argued that each barrier by itself should be capable of ensuring adequate isolation, in other words that each barrier should be made redundant by the others. However, it is now widely accepted that for long-lived wastes it would be impractical to ensure this function for each barrier, and there is no objective technique for specifying the requisite number of barriers in a system of multiple redundancy.

One recent development towards partial redundancy is the suggestion that waste packages can be designed such that the concentrations of radionuclides which can be leached into water in contact with them under any reasonably geological disposal conditions are below accepted limits for drinking water. This effectively decouples waste package behavior from the geological barrier and means that the packages can be produced in advance of the selection of specific disposal sites, since they would always be compatible with any properly chosen repository location. So far this approach has been considered only for cement-based intermediate level waste forms.

The first barrier is the waste form itself, which immobilizes the waste radionuclides in a solid matrix which is easily manageable prior to disposal and relatively stable under disposal conditions, and thus provides an immediate barrier which limits the rate of release. The waste will generally be sealed into a metallic or concrete container. This container, perhaps enhanced by the addition of a second metallic or ceramic "overpack", will constitute the second of the barriers. When the containers are placed in the

rock it may be necessary to fill the annulus of the emplacement hole with some form of backfill both to ensure that the waste block is in thermal and mechanical continuity with the rock, and to minimize water movement around the container. This backfill can be designed to perform many physical and chemical functions to help contain the waste. It is generally called the *buffer*, and is the third of the barriers.

The final barrier, and the most important in many respects, is the host rock and geological environment in which the repository is constructed. This isolates the waste from the surface and controls water movement and geochemistry on both large and small scales. The first three barriers are within the engineers control, and can be tailored to suit a particular concept or geological environment. Containers can be made as thick as required or designed to meet specific handling requirements. Waste forms can be selected at will, and buffers can be of any material, or combination of materials. The waste matrix, container and buffer are termed the "*engineered barriers*".

The geological barrier is, of course, outside the engineers' control and can only be modified to a limited extent, such as by local rock grouting. The principal control on the rock barrier is exercised when the site is selected, which is the reason why so much basic geological research is required to ensure an adequate understanding of the properties of rock types and environments considered potentially suitable for disposal purposes.

## 2. The importance of geology in waste disposal

Final repositories for radioactive wastes depend for their long-term performance on a variety of safety barriers.

The engineered barriers and geological barriers can contribute in varying proportions to provide adequate safety. A well-designed system achieves large safety reserves by utilizing all the barriers. Without a geological barrier, safety can be guaranteed by introducing long-term institutional controls (French monitoring period of 300 years for low level wastes).

It is also important to note that the barrier's life times are crucial and that, for the very long decay times associated with high level waste (HLW) and certain intermediate level waste (ILW) the geological barrier is that for which most data and observations are available for relevant time scales. This does not mean that geological data of excessive exactness or detail are needed. At shorter times, say, up to hundreds of years, the geological medium mainly provides a suitable environment for ensuring adequate performance of the engineered barriers (e.g. erosion protection, limited water flows). Accordingly, it is only necessary to characterize the geology to the extent that directly affects the predicted performance.

Geological information is required as input for the disposal planning. The civil engineers design and construct the repository, while the performance assessor analyses the behavior over time. The engineers' task is to specify which geological, rock-mechanical and hydrogeological data he requires.

The remaining contributions of geology to repository projects are of direct relevance for safety. The safety-relevant processes or corresponding geological input for their characterization can be listed as follows:

- physical protection of the engineered repository sys-

tem against natural and man-made influences, such as erosion, tectonic movements *etc.*;

- limiting radionuclide release from the near field (groundwater flows, hydrochemistry *etc.*);
- retention of nuclides close to the repository in the rock volume which can be characterized from-within the repository (fracture zone, geochemistry, hydrochemistry, *etc.*);
- retention of nuclides in the geological media further from the repository, in the region which must be characterized from the surface;
- dilution in aquifers (regional groundwater flows, hydraulic system in the aquifers, *etc.*).

From this list it is apparent that any repository implementation plan must include a proper concept for geological investigations, and that hydrogeological characterization forms the most important component. During the development of repository planning, increasing emphasis has been devoted to determining the hydrogeological conditions at potential sites. The importance of hydrogeology is that all aspects of the disposal system performance depend upon water flows. Intensive efforts in hydrogeology have also been necessary because of the choice of low-permeability media as potential host rock. Much theoretical and practical effort has been devoted to characterizing the fine-scale flow systems which so critically determine the transport properties of radionuclides dissolved in ground water.

In deciding upon the geological data requirements, direct use has been made of iterative hydrogeological modeling based upon a structural geology model which is revised in the light of results from the field.

The geological and hydrogeological models for a particular host rock in a specific siting region require a number of inputs. For all of these the actual conditions must be known as well as the potential changes caused by repository construction and operation. Direct measurements at the specific site are performed for key parameters, although sufficient data density, accuracy and degree of representation generally remains a problem.

Key parameters can also be derived from calculations based on raw data (for example derivation of hydraulic conductivity from pressure histories). Here the main problems are the validation of the conceptual and calculation model involved. Finally, some data will always depend on the use of expert opinion to evaluate results which leave room for interpretation. Although methodologies have been developed to elicit such opinions, convincing technical personnel, safety authorities and public of their acceptability is never easy.

When characterizing a particular potential repository site, many features are of importance, and it is possible that one of them may be found during the investigations to be unfavorable and that the site can no longer be recommended for hosting a repository. It is important to recognize this situation as early as possible if it occurs. Accordingly, it is important to formulate initial rejection criteria early and to continually review these.

Unfortunately the application of the multibarrier philosophy of a site tends to make obvious, single rejection criteria unlikely. This emphasizes the role of repeated, integrated performance assessments which are aimed at re-evaluating the contributions of geology to final overall safety and at quantifying the acceptable levels of key parameters.

If a site should prove unsuitable at any point, alternatives should be available. Therefore it is also important to formulate a global strategy for determining the number of sites to be studied.

### 3. Site selection, investigation and evaluation strategies

Uncertainties in the results of the performance assessments mirror uncertainties in their input data. Input uncertainties will always be inherent in the geological data because extrapolation is required in space and time.

Usually a phased site investigation strategy is developed. In a first phase which involves limited field work, key questions are addressed in order to estimate the effort required for characterization at each further stage and to assess the resulting residual uncertainties on ultimate site suitability. The second phase, intended to localize a facility, allows more reliable safety analysis and demonstrates site suitability fairly conclusively, and involves more intensive exploration. The third phase comprising complete characterization is time-consuming and expensive. All preceding work should be aimed at reducing the residual risk of failure at this stage. It is recognized, however, that a finite probability of site rejection based on geological findings in the last phase will always remain.

A siting program which begins with a broad approach and successively narrows in on the basis of well-documented scientific investigations does have very positive aspects. The staff involved gain wide experience and scientific knowledge which is invaluable in explaining the choices ultimately made.

The efforts involved in examining the strengths and weakness of a range of technical options increase the degree of confidence so that studies of the finally selected concept will be as complete as possible.

The timely production of proper documentation on the process is crucial in this respect. Of course, it is sometimes difficult to document decisions based partly on human judgment, which can always give rise to controversy.

One of the main problems which arises when applying a very diversified approach is obvious. The high level of technical effort required, together with the intensive work needed to ensure a full-public awareness places large strains on the available financial resources.

The most potentially harmful effect of a diversified approach, however, is that the impression can be given that a best or safest option is being sought. Options should be sought which are not obviously technically inferior to other available concept choices.

However the selection procedure is necessarily incomplete, in that not all conceivable options can be studied, and it involves such a high degree of human judgment that no complete proof that a best option has been chosen will ever be possible.

### 4. Siting of a disposal facility

The purpose of siting is to locate a site which, along with a proper design and engineered barriers, will provide radiological protection to comply with requirements established by national regulatory bodies.

Siting of radioactive waste disposal facilities is an important step in developing a waste disposal system that

will best suit the needs for dealing with waste from a national nuclear program and, at the same time, satisfy all safety, technical and environmental requirements set out in various national and international guidelines. When properly implemented, an underground disposal system is expected to provide the required isolation of radioactive waste from the environment over long time periods without relying on future generations to maintain the integrity of the disposal system. It is also expected to ensure the long-term radiological protection of humans and the environment in accordance with current internationally agreed radiation protection principles (radiological safety).

A suitable disposal site may be identified either by narrowing the field of candidates from a number of sites or by objectively evaluating one or more designated potential sites. For either method it is not essential to locate the best possible site, but to provide an overall disposal system of natural and engineered barriers which can be convincingly shown to comply with safety and environmental protection requirements. The approach to assessing the level of safety is similar regardless of the method of identifying the site for the repository.

It is generally recognized that there are several mechanisms by which radionuclides may become accessible either directly or indirectly to humans through various exposure pathways. A geological repository relies on both geological and engineered barriers to provide adequate protection from release by gradual processes which are expected to occur and by low-probability events which may affect the repository. Since the time periods involved it is not reasonable to rely on active monitoring, surveillance or other active institutional controls or remedial actions to ensure the long-term safety of a geological repository.

The basic objective of the siting process is to select a suitable site for disposal and to demonstrate that this site, in conjunction with the repository design and waste package, has properties which provide adequate isolation of radionuclides from the accessible environment for the desired periods of time. Site features should provide a natural barrier that assists in keeping the radiological impact to humans and the environment within acceptable levels as established by the regulatory body. It is generally recognized that the suitability of a site does not depend on geological characteristics alone and that engineering measures also contribute to overall safety. In order to keep potential releases within acceptable limits, the disposal system should be developed such that the design and engineering of the repository are compatible with the characteristics of the site and the surrounding geological media.

Consideration should be given to the choice of an adequate approach or its possible variation in the course of general planning at the start of the siting process. If there are no pre-existing constraints, it may be possible to follow a systematic process of narrowing in from large regions to specific sites and to characterization and confirmation of these sites. It is also possible that specific possibilities for siting may exist at the outset. Specific sites may be designated for consideration by a local or national authority. Alternatively, only sites within public ownership might be considered. Existing nuclear sites or land adjoining existing nuclear facilities may be identified as worthy of special consideration because of the potential benefits of such shared location, particularly in relation to reducing waste transportation requirements. Additionally, it might be possible to solicit volunteer sites from communities or land

owners. For any method or for a combination of methods the objective is not to locate the "best" site, but to provide a disposal system which can be convincingly shown to comply with established safety and environmental requirements.

Considering the long-term performance requirements for any repository concept, the first step in siting has usually been to screen large areas of a country for either suitable types of host rock of sufficient size or for generally suitable hydrogeological environments characterized by the presence of selected rock formations, in particular, structural and topographic settings.

At this stage of the siting process, before much specific geological information is available, owing to the variety of formations and environments which may need to be considered, repository design and performance assessment are at very preliminary and conceptual levels. Nevertheless, these types of study can give preliminary indications of comparative operational safety, feasibility, costs and, of course, long-term radiological safety. This information may allow some options to be eliminated or discarded. This coarse level of study can also help to demonstrate that no options offering obvious advantages have been overlooked.

The next phase in siting might be to look within the areas defined by the selected geological environments, for sites which are apparently suitable from a variety of technical and non-technical viewpoints. Not the least important of these is usually the availability and accessibility of the site. What defines these two factors will very much depend on national and regional approaches to land ownership. The availability of sites which are suitable for example, with respect to size, access, terrain, lack of valuable natural resources (minerals, hydrocarbons, geothermal energy, *etc.*) population density, potential impact on the natural environment, and the ability to characterize the geological environment, may limit the search very rapidly to a few, or a few tens of possible locations. In general preference is given to a site in more homogeneous geological environments because it is easier to model the processes occurring at such a site.

Once a manageable number of sites have been identified for consideration, a mechanism needs to be identified to reduce this number to allow for the selection of a few preferred sites or one site. This mechanism will be very dependent on the resources which can be committed, but in general, it has been deemed sensible practice to go as far as possible on the basis of available information which does not require major investigations of any of the candidate sites. The amounts and quality of geological and environmental data available may vary from site to site, and the implications of any consequent uncertainties need to be considered carefully in the process of comparison.

Some countries (*e.g.* the United States of America and the United Kingdom) have used the techniques of multi-attribute decision analysis to address the complexity and large number of factors that must be considered in the selection process. This approach assigns various weights to an "attribute" (factor) for comparing one attribute against another. The inputs to this, and similar types of analysis, include expert opinion and preliminary performance assessments which can quantify many different attributes falling within general areas, such as long-term radiological safety, operational safety, feasibility and ease of construction and operation, the transport of wastes to the site, non-radiological environmental impacts, and costs.

An ideal site would be one in which the attribute would be relatively insensitive to wide variations in the comparative weightings of these areas. A feature of this approach is to allow for expected uncertainties such as in the results of future performance assessments to be incorporated, and their effects on siting to be assessed.

The approach described above allows the identification of a small number of potentially suitable sites. In some cases, a number of iterations of the process may be necessary to select favorable sites. In the USA and the UK, a reasonable amount of effort has been spent on this stage of the analysis. The process has enhanced an overall understanding of the nature and properties of sites at the broadest level and has not allowed any particular aspect to be overemphasized.

The final stage in siting involves the detailed and comprehensive investigation and characterization of one or more of the sites which now have been identified. There has been considerable discussion on the number of sites to be investigated before selection of the preferred site. There is no "correct" answer as to how many sites and to which level of detail they should be investigated. The number of sites to be investigated must be weighed against the resources that would be needed to be put into a more extensive program of site investigations, and the political and public acceptability of any such determination is a decision that will vary from country to country.

Having described this approach, it should be repeated that a number of other, equally suitable approaches exist. For example, it might be strategically appropriate to begin the site selection process by assessing what may be considered potentially acceptable sites before embarking on a wider siting exercise. A clear case would be the assessment and characterization of sites where waste is already stored or generated. A repository at such a site may eliminate the need for transporting wastes and may also minimize the environmental impact of repository construction by locating it at an existing industrial complex. Between these two approaches, there exists a broad spectrum of other possible approaches to siting. The important factor in all cases is to ensure that the final selection of a site is guided by the results of a thorough assessment of long-term repository performance, and a detailed characterization of one or more sites.

## 5. Siting

According to the International Atomic Energy Agency (IAEA) in the siting process for a radioactive waste disposal facility, four stages may be recognized:

- a) conceptual and planning stage,
- b) area survey stage,
- c) site characterization stage,
- d) site confirmation stage.

The transition from one stage to the next may be somewhat arbitrary because of the overlap of siting activities, and further phases of work within each stage may be considered. In each of these stages a set of procedures is implemented with the aim of selecting suitable areas or sites. The amount and precision of the data generally increases as the overall siting process progresses towards its goal of confirming a preferred site.

The process will involve integration of site investigative work from a number of disciplines. These include many

branches of natural and earth sciences, engineering, safety analysis, health physics and social sciences. The overall siting process encompasses theoretical, laboratory and field activities carried out in a generally stepwise fashion but with significant interaction between individual steps. The process should start with and identify the need for a disposal facility and conclude with the selection of a site (or sites) which can be shown to meet all safety and other requirements by detailed studies.

### 5.1. Conceptual and planning stage

During the conceptual and planning stage potentially important siting factors are identified, potential host rock(s) and possible siting area(s) are identified, and investigation objectives and investigation programs are defined. In the area survey stage, a broad region is examined to identify one or more potential sites for further investigations. These sites are studied during the site characterization stage to identify the preferred site(s) for confirmation. Finally, during the site confirmation stage, the preferred site(s) should be characterized through detailed subsurface studies to determine acceptability from the safety point of view.

At each stage of the siting process, societal, ecological and legislative issues should be evaluated and addressed according to national policies. At relevant stages of the process, the regulatory body should be kept informed of, and involved in decisions.

### 5.2. Area survey stage

The purpose of an area survey stage is to identify areas which may contain suitable sites, after the relevant siting factors and criteria that were identified in the previous stage have been considered. This may be accomplished by the stepwise screening of a region of interest, which results in the selection of suitable small areas. If some small areas have already been designated as possible locations, studies can be conducted at this stage to gather the necessary regional-scale information.

The area survey stage generally involves two phases:

- a) regional mapping phase to identify areas with potentially suitable sites,
- b) screening to select potential sites for further evaluation.

A typical stepwise screening approach starts with defining the region of interest. This may, for example, be the whole territory of a country, a region defined by natural or political boundaries, or lands adjacent to major waste producers in a country. The choice of siting factors used for the regional mapping phase should be based on the type of intended disposal facility, the ability to apply simple guidelines, and the ready availability of the necessary data. Any specific regulatory requirement should also be considered. This analysis will rely mostly on available information (*e.g.* geological data from previous explorations, historical seismicity data). In practice, the regional mapping should continue by considering large regions that contain land having favorable geological, hydrogeological and geographical features. Within such land, subsequent activities should focus on successively smaller and increasingly more suitable areas.

In the next phase, potential sites are identified within the suitable areas. The screening of potential sites may involve some factors not considered in the regional map-

ping phase. Some potential sites may be identified at an early stage, on the basis of those characteristics for which sufficient information can be readily obtained. In the regional analysis and the subsequent screening of potential sites, many national laws and regulations need to be considered (e.g. important groundwater resources, national parks, historical monuments). These are as a rule, clearly defined and therefore no specific regulatory decisions are necessary.

### 5.3. Site characterization stage

The information to be acquired during site characterization depends on the needs of the repository design process and the performance assessment needed for licensing. The extent of the remaining investigations will depend on the stage of site investigation reached at the time of site selection. As suggested in the preceding process, it is preferable if the site selection decision may largely be made on the basis of pre-existing data. In such cases, extensive site characterization investigations remain to be done. In other cases, the investigations may be at a very detailed level at the time of site selection, including underground exploratory excavations, so that only very specific questions remain to be answered, such as confirming the hydrogeological conditions and geological sequence beneath the site.

Regardless of the approach taken for site selection, full characterization of at least one site will be essential. The division of site investigation into phases will allow for a progressive understanding of the geological environment. In this way, the data can be periodically evaluated to determine if the site remains suitable (as a possible repository) for continued investigations. The iterative evaluation by performance assessment is also important for modifying or redesigning the site investigation to best meet the needs of site characterization. In general, studies will run parallel to design and iterative performance assessments. As site investigations progress, they will move from surface-based testing and remote sensing to *in situ* testing in exploratory excavations (trenches, shafts or galleries). When sufficient information is available, the repository design will fully incorporate the data on the geological and hydrogeological conditions of the site.

The site characterization stage involves the study and investigation of one or several potential sites to demonstrate that they are acceptable in a number of respects, and in particular from the safety point of view. The information needed to develop a preliminary site-related design should be obtained at this stage.

The site characterization stage requires site specific information to establish the characteristics and the ranges of parameters of a site with respect to the location of the intended disposal facility. This will require site reconnaissance and investigations to obtain evidence on actual geological, hydrogeological and environmental conditions on the site. This involves on-site surface and subsurface geological investigations supplemented by laboratory work. Other data relevant to site characterization, such as transport access, demography and social considerations, should also be gathered. The result of this stage is the identification of one or more preferred sites for further study.

To identify a site for further study, a preliminary safety assessment should indicate that the site is potentially suit-

able for a repository. The preliminary safety assessment should include the results of the site characterization.

If several preferred sites are under consideration, a reasonable comparative evaluation may be made between sites on the basis of their ability to meet all safety requirements and of their acceptability for construction of the disposal facility.

At the conclusion of this site characterization stage, the preferred sites are identified. A report on the entire process is prepared, with documentation of all data and analytical work including the preliminary safety assessment. It is expected that the final site selection will also involve judgments based on socio-economic, environmental and political considerations. It is also expected that the regulatory body will review the results and decide whether the preferred site(s) is (are) likely to be suitable for construction of a repository and whether the planned site confirmation studies are likely to result in a license application.

### 5.4. Site confirmation stage

The purpose of the site confirmation stage is to conduct detailed site investigations at the preferred site(s) to:

- support or confirm the selection of a preferred site(s);
- provide additional site-specific information required for detailed design, safety analysis, environmental impact assessment and for licensing.

The site confirmation stage consists of detailed studies and investigation of the preferred site(s) prior to the start of full-scale construction of the repository. Details of the site(s) and its (their) surroundings are defined through the use of additional field, laboratory and subsurface studies. These studies should allow radionuclide transport modeling based on site-specific data. The results of this work are used to establish detailed engineering characteristics of the site and to evaluate costs.

An environmental assessment as specified by appropriate national authorities should be prepared at this stage. Depending on relevant national laws, the environmental assessment may be very broad and include an evaluation of the effects and other local or regional impacts of locating the disposal facility at the site.

Careful comparisons with all relevant criteria are made to confirm that the disposal system will perform as required. Upon confirmation of the suitability of the site, a proposal is submitted to the regulatory authorities with sufficient information to permit decisions to be made as regards approval for construction of the facility. This proposal will include a safety assessment based on the results obtained from the investigation, characterization and confirmation activities. Site confirmation studies are reviewed by the regulatory body, and after reviewing all the information, a decision on site suitability is made. If all necessary requirements are met, approval (license, construction authorization, or other form of permission) to begin construction of the repository may be issued.

Even when siting of the repository has been completed, site confirmation may continue during design, construction operation, shutdown, sealing and surveillance of the facility, as the activities may provide additional specific information that will allow upgrading of the previous safety studies. These may include larger scale studies than were initiated during site characterization and are continued throughout later stages of the repository life.

## A FÖLDTANI KUTATÁS SZEREPE A RADIOAKTÍV HULLADÉK ELHELYEZÉSÉBEN

ORMAI PÉTER

Paksi Atomerőmű Rt., 7031 Paks, Pf. 71.

A radioaktív hulladékkezelés alapvető célja a környezet védelme az indokolatlan sugárterheléstől. E cél elérését mesterséges és természetes gátak teszik lehetővé. A természetes gátat elsősorban a kiválasztott telephely geológiai adottságai jelentik, s ezek az adottságok befolyásolják az alkalmazandó mesterséges gátak különböző paramétereit is. A hulladék-elhelyezés folyamatában igen fontos a geológiai kutatások szerepe. A telephely kiválasztása, jellemzése és igazolása egyre részletesebb geológiai adatokat igényel. A tágabb értelemben vett földtani adottságok értékelése nagy jelentőségű a döntési csomópontok esetében.

### 1. Bevezetés

A radioaktív hulladékkezelés alapvető célkitűzése – nevezetesen a jelen és a jövő generációinak védelme a hulladékoktól származó indokolatlan sugárterheléstől – két módon teljesíthető. Az egyik lehetőség a hígítósos kibocsátás (melyet az irodalom röviden „DD”, azaz hígítás és diszpergálás megnevezéssel illet), amikor is a hulladék annyira felhígul a környezetben, hogy semmilyen besugárzási útvonalon, semmilyen időpontban nem képvisel elfogadhatatlan mértékű kockázatot a lakosság számára. A második lehetőség az ún. elzárás („CC”, koncentráció és elszigetelés), melynek során a hulladékok hatékony elszigetelésére általában természetes és ember alkotta gátak kombinációját alkalmazzák egészen addig, amíg a radioaktivitás szintje nem csökken az elfogadhatatlan kockázati szint alá. Nyilvánvalóan az lenne a jó, ha a hulladék-elhelyező rendszert úgy lehetne megtervezni, hogy a természeti folyamatok által mobilizált és szállított radioaktív anyagok a hígulás és diszperzió eredményeként olyan koncentrációban lennének jelen, mely nem képvisel elfogadhatatlan kockázatot.

A „DD” koncepció vonzerejét jelentősen mérsékli, hogy amennyiben lehetővé tesszük a hígítósos szétszórást, akkor hitelt érdemlően bizonyítanunk kell, hogy bármely terjedési útvonalat is tekintjük, a radioaktivitás szintje elfogadható mértékű lesz. Ám ehhez meg kellene érteni mindazokat a folyamatokat, melyek a hulladék mobilizálása és transzportja során előfordulhatnak.

Az utóbbi időben fokozódik a törekvés arra, hogy a két koncepciót egy adott hulladék-elhelyező rendszeren belül, egyidejűleg valósítsák meg. Ekkor a rövid élettartamú radionuklidokat mindaddig elszigetelik, amíg – kellő számú felezési idő eltelté után – koncentrációjuk nagyon alacsony szintre nem csökken. Mivel azonban a nagyon hosszú élettartamú radionuklidok esetében lehetetlen demonstrálni a tökéletes elzárást a messzi távoli jövőben, ezért e rendszerrel tervezetten megengedettnek tekintik e komponensek lassú mobilizálódását és diszperzióját. Az, hogy a kezdeti izolációs időtartamnak milyen hosszúnak kell lennie, nagy mértékben függ a hulladék típusától és az elhelyezésre kiválasztott környezet becsült viselkedésétől. A közvetlen szétszórás (diszperzió) csak korlátozott mennyiségű és ala-

acsony koncentrációjú radioaktív anyagokra alkalmazható, amikor is biztosítható a biztonsági előírások betartása. Pihentetés utáni diszperziót és az azt követő rendkívül nagy mértékű hígítást sokáig alkalmaztak szilárd radioaktív hulladékok tengerbe süllyesztése formájában. Ezzel a gyakorlattal azonban 1983-ban felhagytak (Londoni Konvenció).

Jelenleg a radioaktív hulladékok elhelyezésének tervezése során az egyedül figyelembe vett koncepció a koncentráció és elszigetelés („CC” koncepció).

A hulladéktárolók alapvetően két nagy csoportba oszthatók, ún. felszín közeli, illetve nagyobb mélységben kialakított létesítmények. Ez utóbbit geológiai tárolónak is hívják.

Radioaktív hulladékok felszín közeli elhelyezése azt jelenti, hogy a hulladék csomagokat a felszínen, vagy pedig a felszín alatt – néhányszor tíz méterrel – kialakított vágatokban vagy kamrákban helyezik el. A felszín közeli elhelyezésre elsősorban olyan radioaktív hulladékok jöhetnek számításba, melyek rövid élettartamú (30 évnél rövidebb felezési idejű) radionuklidokat tartalmaznak. Korlátozott mennyiségben hosszú életű komponenseket tartalmazó hulladékok elhelyezése is megoldható ily módon. A biztonsági követelmények teljesülése számos felszín közeli elhelyezési változattal megoldható. A hulladékban levő radionuklidok koncentrációjától, felezési idejétől és mennyiségétől függően a felszín közeli elhelyezés változhat egyszerű földmedrű árkokba történő lerakástól egészen vasbeton kialakítású mérnöki tárolókig, s a fenti hulladéktípusok elhelyezhetők a föld felszínétől néhányszor tíz méter mélységben kialakított kamrákban is.

A radioaktív hulladékok elhelyezésének másik lehetősége, hogy rendszerint több száz méterrel a felszín alatt, stabil geológiai formációban való tárolótér kialakítással biztosítják a radionuklidok hosszú távú izolációját a bioszférából. Ezt a megoldást geológiai elhelyezésnek nevezik. Általánosan elfogadott, hogy a nagy aktivitású és/vagy hosszú életű radioaktív hulladékok preferált elhelyezési megoldása a geológiai elhelyezés. Ebben az esetben a biztonsági koncepció nem hagyatkozik a tároló lezárását követő hosszú idejű intézményes felügyeletre (karbantartásra, monitorozásra), ily módon minimalizálja a jövő generációra hagyott terheket.

Alkalmas geológiai formációba történő elhelyezésekor

a hulladékot egyrészt eltávolítják a közvetlen emberi környezetből, másrészt pedig távol tartják a jelentős természeti és emberi romboló hatásoktól. A hulladék olyan környezetbe kerül, ahol a terjedését befolyásoló természeti folyamatok igen lassúak. Általánosságban kijelenthető, hogy minél mélyebbre történik az elhelyezés, annál lassabbak és kevésbé hatékonyak ezek a folyamatok. Ennek megfelelően összerendelhető a hulladékokra megkívánt izolációs időszak hosszúsága ezen folyamatok hatásainak időbeli lefutásával.

Az nyilvánvaló, hogy a hosszú élettartamú hulladékok elhelyezése mély geológiai rétegekben történhet, ám a rövidebb életű hulladékok felszín közelben, ill. kisebb mélységben is elhelyezhetők. Az elhelyezési mélység megválasztásában politikai tényezők is szerepet játszhatnak.

A tároló tervezésének alapvető célja a hulladékok kellően hosszú idejű izolálása, ezért olyan természetes és ember alkotta gátakból felépülő rendszert kell kialakítani, mely megakadályozza, illetve legalábbis szabályozza a hulladékoknak a bioszférába való visszakerülését. Ezeket a gátakat úgy tervezik, hogy kiegyenlítsék vagy minimalizálják azon természetes folyamatok hatásait, melyek a hulladék kiszabadulásához vezethetnek. Ezen kívül néhány esetben még a tároló zónába történő szándékolatlan emberi behatolásból származó hatás minimalizálását is elvárják ezen gátaktól. Azt az elképzelést, hogy a természeti folyamatok ellen gátak sorozatát alakítják ki, melyek egymásba ágyazódnak, „többgátas koncepciónak” nevezik.

Az vitatott, hogy minden egyes gátnak önmagában is képesnek kell-e lennie a megfelelő izoláció létrehozására, másképp fogalmazva, hogy az egyik gát a másik tartalékát kell-e, hogy képezze. Az azonban ma már egyre inkább elfogadott, hogy a hosszú életű hulladékok esetében a gátak együttesének kell megfelelnie a követelményeknek, azaz a rendszer egésze teremtsen meg az izolációt. A részleges redundanciát biztosíthatja az a nemrégiben született javaslat, mely szerint a hulladékcsomagokat úgy kell megtervezni, hogy azokból – bármely, még valószínű tekinthető geológiai környezetben – a velük érintkezésbe kerülő vízbe kijutó radionuklidok koncentrációja az ivóvízre elfogadott határérték alatt maradjon. Ez egyben azt is jelenti, hogy a hulladékcsomagok a telephely-kiválasztástól függetlenül már előre kialakíthatók, mivel minden szóba jöhető tárolóhelyre megfelelőek lesznek. Ez idáig ezt a megközelítést azonban csak néhány cement mátrixú közepes aktivitású hulladék esetére vették figyelembe.

A gátak természetesek és mesterségesek lehetnek. Az első gát maga a hulladékforma, mely immobilizálja a hulladék radionuklidjait. A valamilyen szilárd mátrixba ágyazott (vagy eleve szilárd) hulladék könnyen kezelhető az elhelyezést megelőzően, és viszonylag stabil a tárolás körülményei között, ily módon egy olyan közvetlen gátat jelent, mely csökkenti a kibocsátás sebességét.

A hulladékokat általában fém vagy beton tartályba (hordóba) zárják, melyet szükség esetén egy további fém vagy kerámia konténerrel („overpack”) egészítenek ki. Ez képviseli a második gátat.

Amikor ezen konténereket elhelyezik a befogadó kőzetbe, szükségessé válhat a szabad térrészek kitöltése valamilyen visszatöltő anyag felhasználásával. Ennek célja, hogy a hulladékblokk jobban illeszkedjen mechanikailag és termikusan a befogadó kőzethez, továbbá, hogy minimalizálni lehessen a vízmozgást a konténer körül. Ez a visszatöltés úgy tervezhető, hogy számos fizikai és kémiai funkciót is képes legyen ellátni, és ezáltal biztosítani a hatékony

visszatartást. Ezt a harmadik gátat általában puffernak nevezik.

Az utolsó gát – sok tekintetben a legfontosabb – a befogadó kőzet és az a geológiai környezet, melyben a tároló megépül. Ez izolálja a hulladékot a felszíntől, és alapvetően meghatározza a vízmozgásokat és a geokémiai viselkedést.

Az első három gát alkalmazásának lehetősége és módja a mérnökök kezében van, és azokat úgy választhatják meg, hogy kellően illeszthetők legyenek az adott koncepcióhoz vagy geológiai környezethez. A hulladék mátrixot, a konténer és a puffert együttesen „mérnöki gátaknak” hívják.

A geológiai gát természetesen a mérnöki kontrollon kívül esik, és mindössze egy bizonyos fokig módosítható, mint pl. helyi kőzetszigetelés („grouting”). A kívánt természetes gát a telephelykiválasztás során azonosítható. Ez az oka annak, hogy nagy volumenű geológiai kutatásra van szükség ahhoz, hogy a tároló céljainak megfelelő, előzetesen alkalmasnak tekintett telephelyen a geológiai képződmények, illetve környezet kellően megismerhető és megérthető legyen.

## 2. A geológia jelentősége a hulladék elhelyezésében

A radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló tárolók hosszú távú viselkedését a biztonsági gátak határozzák meg. A mérnöki és a geológiai gátak különböző mértékben járulhatnak a megfelelő szintű biztonság szavatolásához. Egy jól megtervezett rendszer kellő biztonsági tartalékot biztosít a gátak kellő alkalmazásával. Geológiai gátak nélkül a biztonság csak hosszú idejű intézményes ellenőrzéssel garantálható (Franciaországban pl. a monitorozás 300 évig tart a kis aktivitású radioaktív hulladékokra).

Fontos továbbá megjegyezni, hogy a gátak élettartama meghatározó. A nagyon hosszú bomlási idővel jellemezhető nagy aktivitású (HLW), és bizonyos közepes aktivitású (ILW) hulladékok esetében a geológiai gátak azok, melyekre a legtöbb adat és megfigyelés áll rendelkezésre kellően hosszú időtávra vonatkozóan. Ez nem jelenti azt, hogy rendkívül pontos és részletes geológiai adatokra van szükség. Rövidebb időszakra – pl. néhány száz évre – a geológiai közeg elsősorban olyan alkalmas környezetet teremt, mely biztosítja a mérnöki gátak hatékony működését (pl. erózióvédelem, korlátozott vízáramlás stb.). Ennek megfelelően a geológiai jellemzésnek csak arra az időszakra kell kiterjednie, ameddig az a tároló becsült viselkedésére hatással van.

A geológiai információ bemenetként szolgál a tároló létesítmény tervezéséhez. A mérnökök megtervezik és megépítik a tárolót, míg a biztonsági elemzéssel foglalkozó szakemberek annak időbeli viselkedését vizsgálják. A mérnök feladata, hogy specifikálja, milyen geológiai, kőzetmechanikai és hidrogeológiai információra van szüksége. A geológia további szerepe a tároló tervezése kapcsán közvetlenül a biztonsági kérdésekkel van összefüggésben. A biztonsággal kapcsolatos folyamatok, illetve a jellemzésükhöz rendelhető geológiai bemeneti adatok a következők szerint foglalhatók össze:

- a mérnöki tároló rendszer fizikai védelme természeti (pl. erózió, tektonikus mozgások stb.) és emberi hatásokkal szemben;
- a radionuklidok kibocsátásának korlátozása a tároló konténerből (talajvíz áramlás, vízkémia stb.);
- a radionuklidok visszatartása a tároló közeli kőzet-



tömegben, mely utóbbi a tárolón belüli térrészből jellemezhető (törészóna, geokémia, vízkémia stb.);

- a radionuklidok visszatartása a tároló távolabbi közet-tömegében, mely a felszínről jellemezhető;
- hígulás a rétegvizekben (regionális talajvízmozgás, a vízáradó rétegek hidraulikai rendszere stb.).

A fentiekből nyilvánvaló, hogy minden, a hulladéktárolóra vonatkozó megvalósítási tervnek tartalmaznia kell a geológiai vizsgálatok koncepcióját, továbbá, hogy a hidrogeológiai jellemzés alapvető fontosságú. A tároló tervezésének folyamatában egyre növekvő hangsúlyt helyeznek a lehetséges telephelyek hidrogeológiai jellemzőinek meghatározására. A hidrogeológia fontossága abban áll, hogy a tároló rendszer működését alapvetően meghatározzák a vízfolyások. Kis átérésztő-képességű geológiai közeg kiválasztásához szintén alapos és kiterjedt hidrogeológiai vizsgálatok szükségesek. Jelentős elméleti és gyakorlati erőfeszítések kellenek a vízáramlási rendszerek finom részleteinek jellemzésére, mely kritikus lehet a talajvízben oldott radionuklidok transzport viselkedésének meghatározásához.

A geológiai adatok követelményeire vonatkozó döntés során – a helyi mérési eredmények fényében módosított geológiai modellel nyugvó – közvetlen interaktív hidrogeológiai modellezés szükséges.

Egy adott telephely adott befogadó közetének geológiai és hidrogeológiai modelljei számos bemeneti adatot igényelnek. Ismerni kell a tényleges viszonyokat, valamint a tároló építése és működése okozta esetleges változásokat. A kulcsparamétereket az adott területen elvégzett mérésekkel kell meghatározni, bár a megfelelő adatmennyiség, pontosság és reprezentativitás szintjének meghatározása rendszerint problémát jelent.

A fontos paraméterek alapadatokból történő számítások útján is előállíthatók (pl. a hidraulikus vezetőképesség a korábban mért nyomásviszonyok alapján stb.). Ezekben az esetekben a fő problémát az alkalmazott koncepcionális és számítási modell igazolása (valódisága) jelenti. Végezetül pedig, néhány adat sokszor az értékelést végző szakemberek véleményétől függ, ami eltérő értelmezések lehetőségét teremti meg. Bár számos módszert dolgoztak már ki az ilyen jellegű értelmezési problémák kezelésére, a műszaki szakembereket, a biztonsági hatóság képviselőit és a lakosságot sok esetben nem könnyű meggyőzni.

### 3. Telephely-kiválasztási, -vizsgálati és -értékelési stratégiák

A telephely alkalmasságának becslésében mutatkozó bizonytalanságok a bemenő adatok bizonytalanságát tükrözik. Ez a bizonytalanság a geológiai adatokból ered, mivel mind térbeli, mind időbeli extrapolációt kell alkalmazni.

Rendszerint a terület-kiválasztáshoz több fázisú stratégiát dolgoznak ki. Az első fázis viszonylag kisebb mennyiségű terepi munkával jár, a fő kérdés a további vizsgálati lépések jellemzése, meghatározása és a terület végső megítélését befolyásoló, az eljárásból visszamaradó bizonytalanságok becslése. A második fázisban, amikor a létesítmény helyét igyekeznek meghatározni, lehetővé válik a megbízhatóbb biztonsági elemzés és annak igazolása.

A terület megfelelő voltának következetes bizonyítása sokkal intenzívebb kutatással jár. A harmadik fázis, amely a teljes jellemzést, minősítést tartalmazza, idő- és költségigényes. Az összes megelőző munkának arra kell irányulnia, hogy ezen utolsó szakasz meghiúsulását, annak végigvonuló kockázatát lecsökkentsse. Mindazonáltal azt is látni

kell, hogy még az utolsó fázisban is felmerülhet olyan földtani eredmény, amelynek alapján a vizsgált területet el kell vetni.

Az olyan terület-kiválasztó program kecsegtet a legtöbb reménnyel, amelyik széles alapokon közelíti meg a problémát, és fokozatosan szűkül a jól dokumentált tudományos vizsgálatok nyomán. A vizsgálatban résztvevő szakemberek széleskörű gyakorlatra és tudományos ismeretanyagra tesznek szert, amely felmérhetetlen értéket jelent a végső soron meghozott kiválasztás megindoklásakor.

A műszaki lehetőségek skáláján az egyes lehetőségek erős és gyenge pontjainak vizsgálatára fordított erőfeszítések növelik a bizalmat a tekintetben, hogy a véglegesen kiválasztott koncepció tanulmányozása a lehető legmesszebbmenőkig teljes lesz. Ebből a szempontból nagyon fontos, hogy a folyamat megfelelő dokumentációját időben készítsük el. Természetesen időnként nagyon nehéz a részben emberi megítélésen alapuló döntéseket dokumentálni, amelyek minden esetben ellenvetést vagy vitát válthatnak ki. A nagyon sokoldalú megközelítés alkalmazásakor felmerülő egyik fő probléma az, hogy a műszaki feladatok elvégzésével szemben támasztott igények, a hozzátartozó intenzív, a széles társadalom informálására fordított munkával együtt rendkívüli módon költségessé teszik az eljárást.

A több oldalú megközelítési mód legkárosabb lehetséges hatása azonban, hogy a kívülálló úgy látja, hogy a legjobb vagy a legbiztosabb lehetőségre irányul a kutatás. Természetesen olyan lehetőségeket kell keresni, amelyek műszakilag nem rosszabbak más választható koncepciókhoz képest, de a kiválasztási eljárás szükségszerűen nem teljes, mivel nem lehet minden elképzelhető lehetőséget megvizsgálni, és az emberi ítélőképességet olyan jelentős összetevőként alkalmazni, melynek segítségével megtámadhatatlan bizonyíték mutatható be, hogy a legjobb lehetőséget választották ki.

### 4. Hulladéktároló telepítése

A terület-kiválasztás legfőbb célja, hogy olyan területet jelöljenek ki, amely a hozzá tartozó tervekkel és műszaki gáttakkal együtt az országos szabályalkotó testületek által felállított sugárvédelmi követelményeknek megfelel.

Az országos nukleáris programból eredő hulladékok igényeihez legjobban illeszkedő hulladéktároló rendszer kidolgozásában – amely egyidejűleg eleget tesz a különböző nemzeti és nemzetközi irányelvekben lefektetett biztonsági és környezetvédelmi követelményeknek – a létesítmények helyének kiválasztása igen fontos lépés.

A megfelelő területet például oly módon meg lehet határozni, hogy a szóba jöhető területek választékából indulnak ki, és azt szűkítik, vagy egy vagy több kijelölt lehetséges területet tárgyilagosan kiértékelnek. Egyik módszernél sem lényeges, hogy a lehető legjobb területet jelöljék ki, hanem a tároló rendszer egészéről – természetes és műszaki gáttakkal – kell bebizonyítani, hogy megfelel a biztonsági és környezetvédelmi követelményeknek. A biztonsági szint becslésének megközelítési módja minden esetben hasonló, tekintet nélkül arra, hogy milyen módszerrel határozták meg a tároló helyszínét. Az általánosan elfogadott, hogy a radionuklidok az emberhez igen sok mechanizmuson keresztül juthatnak el – közvetve vagy közvetlenül – különböző terhelési útvonalakon. A geológiai tároló mind a földtani, mind a műszaki határokat számításba veszi a nuklidok kiszabadulása elleni védelem kialakításához. Ez a

kiszabadulás történhet fokozatosan, illetve a tárolót kis valószínűséggel érő hatások nyomán. Az igen hosszú időtartam miatt nem lenne ésszerű az aktív megfigyelésre, felügyeletre vagy más intézményesített szabályozásra vagy korrekciós tevékenységre hagyatkozni a geológiai tároló hosszú távú biztonságának megalapozásakor.

A terület-kiválasztási folyamat alapvető célja a megfelelő hely kiválasztása, és annak bizonyítása, hogy a tároló kialakításával, illetve a hulladék csomagolásával együtt a tároló megfelelően elszigeteli a radionuklidokat a környezettől a kívánt időtartamon keresztül. Magának a területnek a tulajdonságai természetes gátat kell, hogy képezzenek, amely segít megvédeni az embereket és a környezetet a radioaktív hatásoktól, a szabályalkotó testületek által megszabott elfogadhatósági szinten. Általánosan elfogadott, hogy egy adott terület megfelelő volta nem egyedül a földtani jellemzőktől függ; a műszaki intézkedések szintén hatással vannak az általános biztonságra. Annak érdekében, hogy a lehetséges kibocsátásokat elfogadható határon belül tartsák, az elhelyező rendszert úgy kell kidolgozni, hogy maga a kialakítás és a tároló műszaki megoldása illeszkedjék a terület jellemzőihez, valamint a környező földtani közeghez.

Már a terület-kiválasztás indításakor meg kell fontolni, hogy milyen megközelítésmódot és annak milyen változatait célszerű választani. Ha nincsenek eleve korlátozó tényezők, akkor módszeres megközelítési módot lehet követni, amikor is nagyobb halmazból szűkítik le a speciális területekre a választékot, és ezeket a területeket jellemzik, illetve igazolják. Az is megtörténhet, hogy már induláskor rendelkezésre áll a terület-kiválasztás egy adott lehetősége. Speciális területeket akár a helyi, akár az országos hatóságok kijelölhetnek, illetve megfontolás tárgyává tehetik. Az is előfordulhat, hogy csak köztulajdonban lévő területek kerülhetnek szóba. A meglévő nukleáris létesítmények telephelyei vagy a hozzájuk kapcsolódó területek különösen megfontolásra érdemesek, számos lehetséges előnyük miatt, mint pl. a közelségük, amely a hulladékszállítási igény csökkentésében játszik szerepet. Ezen túlmenően versenyeztetni lehet közösségek vagy földtulajdonosok önként javasolt területeit is. A cél egyik módszernél vagy módszerkombinációnál sem „a legjobb” terület kiválasztása, hanem olyan tároló rendszer kialakítása, amely meggyőzően demonstrálja, hogy megfelel a biztonsági és környezeti követelményeknek.

Bármilyen elhelyezési koncepciót is választanak, a terület-kiválasztás első lépése rendszerint az ország nagyobb területeinek szűrővizsgálata, vagy egy megfelelő típusú és kielégítő méretű befogadó kőzet, vagy pedig megfelelő hidrogeológiai környezet felkutatása, amely utóbbit a kiválasztott kőzetformációk megléte, és különösen megfelelő szerkezete és topográfiai helyzete jellemez. A terület-kiválasztás ezen szakaszában, mielőtt még kellő földtani információ állna rendelkezésre, a tároló tervezése és viselkedésének becslése csak előzetesen, koncepció szinten lehetséges a megvizsgálandó formációk és környezeti tényezők változatossága és sokasága miatt. Mégis, az ilyen típusú vizsgálatok előzetes jelzést adhatnak a viszonylagos üzemeltetési biztonságról, a megvalósíthatóságról, a költségekről és természetesen a hosszú távú radiológiai biztonságról. Ez az információ már lehetővé teszi, hogy bizonyos lehetőségeket kizárjanak, vagy elvessenek. Ez az „elnagyolt” vizsgálati szint is segíthet bebizonyítani, hogy nem szabad figyelmen kívül hagyni egyetlen olyan lehetőséget sem, amelyik nyilvánvaló előnyöket kínál.

A terület-kiválasztás következő fázisa olyan területek keresése lehet – a kiválasztott földtani környezet által meghatározott területeken belül –, amelyek a legkülönbözőbb műszaki és nem műszaki szempontból nyilvánvalóan megfelelnek. Ezek között rendszerint nem utolsó szempont a terület rendelkezésre állása és megközelíthetősége. E két utolsó tényezőt jelentős mértékben az országos vagy regionális földtulajdonlási mód határozza meg. A rendelkezésre álló telephelyek száma – melyek alkalmasnak tűnnek a méret, a megközelíthetőség, a népsűrűség szempontjából, továbbá ahol nincsenek értékes természeti források (ásványi lelőhelyek, szénhidrogén mezők, geotermikus energia), és amelyek jól jellemezhetők – gyorsan leszűkülhet néhány tízre. Általában előnyben részesülnek azok a területek ahol a földtani környezet homogén, mivel az ilyen területeken az előforduló folyamatok modellezése könnyebb.

Ha egyszer kezelhető számú területet sikerült további vizsgálat céljára meghatározni, szükség van egy olyan mechanizmusra, amellyel ezt a számot csökkenteni lehet néhány vagy egyetlen preferált területre. Néhány országban (pl.: USA és Nagy-Britannia) a több komponenses döntéselemzés technikáját alkalmazták azért, hogy a kiválasztási folyamatban vizsgálandó bonyolult és nagy számú tényezőt kezelni tudják. Ez a megközelítésmód az egyes tényezőket más-más súllyal szerepelteti az összehasonlítás során. Az ilyen típusú elemzéseknél az inputok között szerepel szakértői vélemény és az előzetes teljesítménybecslés is, amely a mennyiségileg tudja jellemezni az általános területekre vonatkozó tényezőket. Ilyenek a hosszú távú sugárvédelmi biztonság, az üzemviteli biztonság, a megvalósíthatóság, a megépítés és az üzemeltetés, a hulladékszállítás könnyű vagy nehéz megoldhatósága, a nem sugárvédelmi környezeti hatások és a költségek.

## 5. Telephely-kiválasztás

A Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ) ajánlása szerint a radioaktív hulladékok tárolására szolgáló létesítmény telephely-kiválasztása az alábbi négy szakaszra bontható:

- a) koncepció kialakítás és tervezés,
- b) területvizsgálat,
- c) telephelyjellemzés,
- d) telephely-igazolás.

Az egyik fázisból a másikba történő továbblépés részben önkényes, mivel a telephely-kiválasztási szakaszok átfedik egymást és bizonyos munkák elvégzése egy korábbi szakaszban is megtörténhet.

Az egyes fázisokban elvégzett feladatcsomag alapvető célja alkalmas területek, illetve telephelyek azonosítása. A telephelykijelölés előrehaladtával az adatok mennyisége és pontossága rendszerint jelentősen nő. Az eljárás során több szakterület vizsgálati eredményeit kell a folyamat egészébe integrálni. Ezek közé tartozik számos természet-tudományi, földtudományi, mérnöki, biztonságelemzési, sugár-egészségügyi és társadalomtudományi szakág. A telephely-kiválasztási eljárás elméleti, laboratóriumi és területi munkálatokból áll, melyeket szakaszokra bontva, ugyanakkor egymással szoros összefüggésben hajtanak végre. A folyamat a tároló létesítmény szükségességének megalapozásával kezdődik, és olyan telephely vagy telephelyek kiválasztásával zárul, melyekről bebizonyosodott a részletes vizsgálatok során, hogy megfelelnek minden biztonsági és egyéb követelményeknek.

### 5.1. Konceptió-kialakítás és tervezés

Ezen fázis során a telephely-kiválasztás szempontjából fontos tényezőket, a lehetséges földtani képződményeket és a lehetséges területeket azonosítják, továbbá meghatározzák a vizsgálat irányait (célkitűzéseit) és magát a vizsgálati programot.

A területvizsgálati szakaszban egy nagyobb térséget tanulmányoznak egy vagy több, perspektivikus telephely azonosítása céljából. Ezek közül azután a telephelyjellemzés során választják ki az ígéretes telephelyet vagy telephelyeket. Végezetül pedig a telephely-igazolási szakaszban ezen preferált telephelyeket kell olyan részletességgel megkutatni, ami alapján eldönthető, hogy elfogadható-e a telephely biztonsági szempontokat figyelembe véve.

A telephelykeresés minden egyes fázisában elemezni és értékelni kell – a nemzeti stratégia figyelembevételével – számos társadalmi, ökológiai és jogszabályi kérdést is. A folyamat döntő pontjainál a meghozott döntésekről az illetékes hatóságokat informálni kell.

### 5.2. Területvizsgálati szakasz

A területvizsgálati szakasz célja, hogy – miután a telephely-kiválasztás szempontjából fontos tényezőket és kritériumokat tisztázták – olyan területrészeket azonosítsanak, melyeken belül találhatóak lesznek alkalmas telephelyek. A kijelölt régió lépcsőzetes szűrésével lehet eljutni alkalmasnak tűnő kisebb térrészek azonosításához. Amennyiben már sikerült kisebb perspektivikus területeket kijelölni, akkor ebben a fázisban – a regionális vizsgálat megkívánta méretarányban – elkezdődhet a szükséges adatgyűjtés.

A területvizsgálati szakasz általában két részből áll:

- a) regionális térképészeti fázis az előzetesen alkalmasnak tűnő telephelyek azonosítására,
- b) a perspektivikus telephelyek szűrése („screening”) a további értékelés céljaira.

A többlépcsős szűrés eljárás jellemzően az érdeklődésre számot tartó régió meghatározásával kezdődik. Ilyen lehet például az ország egész területe, természetes vagy politikai határokkal definiált területrészt, vagy pedig az ország jelentős hulladéktermelői közelében lévő terület. A regionális térképészeti fázis során használandó tényezőket annak figyelembe vételével kell kiválasztani, hogy milyen tároló létesítményről van szó, és úgy kell azt megtenni, hogy könnyen alkalmazhatók legyenek a rendelkezésre álló adatok és az alapvető irányelvek. A már ebben a fázisban is érvényesíthető hatósági követelményekre is tekintettel kell lenni. Ez az elemzés többnyire a rendelkezésre álló információra (pl. korábbi geológiai vagy földrengési adatokra stb.) támaszkodik. A gyakorlatban a regionális térképezési fázis során olyan nagy térrészeket fognak át, melyek kedvező geológiai, hidrogeológiai és földrajzi jellemzőkkel bírnak. Ezen régiókn belül a további vizsgálatok egyre kisebb, ugyanakkor egyre inkább perspektivikus területek kijelölését célozzák.

A következő fázisban a perspektivikus területeken belül azonosítanak lehetséges telephelyeket, melyek kiszűrése során további olyan tényezőket és kritériumokat is figyelembe vesznek, melyeket a regionális térképezési fázisban még nem tartottak szem előtt. Néhány lehetséges telephely esetleg már az egészen korai fázisban is azonosítható, olyan tulajdonságok alapján, melyekre vonatkozóan kellő információ könnyen rendelkezésre áll. A regionális ana-

lízis, majd pedig az azt követő, lehetséges telephelyek kijelölését célzó szűrés során számos törvényt és hatósági előírást kell figyelembe venni (pl. fontos talajvízkészletek, nemzeti parkok, történelmi emlékhelyek stb. védelmét). Ezek többnyire jól definiált követelmények, ezért különösebb hatósági döntésre vagy állásfoglalásra nincs szükség.

### 5.3. Telephelyjellemzés

A területjellemzés során begyűjtendő információ a tároló tervezési folyamatától és az engedélyezéshez szükséges teljesítmény becsléstől függ. A visszamaradó vizsgálatok terjedelme a terület-kiválasztás idején elért kutatás mélységétől függ. Ha – amint azt a megelőző szakaszra javasoltuk – a terület-kiválasztási döntés már meglévő adatok alapján történt, kiterjedt területjellemzési vizsgálatot kell végrehajtani. Más esetekben a vizsgálat már a terület-kiválasztás során is igen részletes lehet, akár kutatóvágatok kihajtásával, tehát csak igen speciális kérdésekre keres választ, pl. a hidrogeológiai feltételekre és a terület alatti rétegsorra.

Tekintet nélkül arra, hogy milyen megközelítési módot alkalmaztunk a terület kiválasztásakor, nagyon lényeges, hogy legalább egyetlen területre elvégezzük a teljes jellemzést. A területvizsgálat fázisokra való felosztása lehetővé teszi a földtani környezet folyamatos megismerését. Ezen a módon az adatokat időszakonként kiértékelhetjük, hogy megtudjuk: alkalmas maradt-e a terület (mint egy lehetséges tároló) a vizsgálatok folytatására. A teljesítménybecsléssel végzett iterációs kiértékelés abból a szempontból is fontos, hogy módosítsuk vagy áttervezzük a területvizsgálatot, és ezzel a lehető legjobbban felelünk meg a területjellemzés követelményeinek. Általában a vizsgálatok párhuzamosan mennek a tervezéssel és az iteratív teljesítménybecsléssel. Amint a terület vizsgálata előrehalad, a külszíni teszteléstől és a távérzékeléstől a kutatólétesítményekben végzett „in situ” tesztek felé haladunk (kutatóárok, -aknák vagy -vágatok). Amint kellő mennyiségű információ áll rendelkezésre, a tároló tervei egyre jobban tartalmazni fogják a terület földtani és hidrogeológiai viszonyaira vonatkozó adatokat.

Ebben a fázisban egy vagy több lehetséges telephelyet vizsgálnak, azt demonstrálandó, hogy – számos tényező, de különösen a biztonság szempontjából – azok elfogadhatók-e. Ekkor olyan mennyiségű információ begyűjtésére van szükség, mely alapján egy előzetes, a telephelyre vonatkozó terv elkészíthető. A telephelyjellemzés során olyan, a telephelyre specifikus információra van szükség, mely segítségével meghatározhatók a tároló létesítmény helyéül szolgáló terület jellemzői és a paraméterek tartományai. Ehhez olyan volumenű vizsgálatokat kell végezni, hogy hitelt érdemlően tudjuk feltárni az adott területre vonatkozó tényleges geológiai, hidrogeológiai és környezeti állapotot. Ide tartoznak a helyszínen végzett felszíni illetve felszín alatti geológiai vizsgálatok, melyeket laboratóriumi elemzések tesznek teljessé. További, a telephely jellemzése szempontjából fontos adatokra – mint pl. szállítási útvonal; demográfia, egyéb társadalmi szempontok – is szükség lehet. Ezen fázis eredményeként egy vagy több, a további vizsgálatok elvégzésére javasolható telephelyet lehet kijelölni.

A további vizsgálatokba bevonandó telephely lehetséges alkalmasságát előzetes biztonsági elemzés segítségével kell bizonyítani, melynek fel kell használnia a telephelyjellemzés eredményeit. Amennyiben több telephely is adódik,

akkor szükségessé válhat egy összehasonlító elemzés elvégzése, melynek során azt kell értékelni, hogy az egyes területek mennyire felelnek meg valamennyi biztonsági követelménynek, illetve hogy a tároló létesítmény megvalósítása mely esetben teljesíthető könnyebben.

Ezen telephely-jellemzési fázis eredményeként preferált telephelyek adódnak. Rendszerint ekkor készül el a teljes folyamat ismertetése, valamennyi adat és vizsgálati eredmény összefoglalásával, beleértve az előzetes biztonsági elemzés megállapításait is.

A telephely végső kiválasztása során valószínűleg társadalmi, környezeti és politikai megfontolásokat is mérlegelni kell. Ugyancsak feltételezhető, hogy a szabályozó hatóság, átvizsgálva az eredményeket, eldönti, hogy a preferált területek alkalmasak lehetnek-e tároló megépítésére, és hogy a telephely-igazolási vizsgálatok megalapozhatják-e az engedélyezési eljárást.

#### 5.4. Telephely-igazolás

A telephely-igazolás során részletes vizsgálatokat folytatnak le a preferált (perspektivikus) telephelyen (telephelyeken) a következő célból:

- megerősíteni, illetve igazolni a perspektivikus telephely(ek) kiválasztását;
- további telephely-specifikus információt biztosítani a részletes tervezéshez, a biztonsági elemzéshez, a környezeti hatástanulmányhoz és az engedélyezéshez.

A telephely-igazolási fázis a tároló megépítését megelőzően szükséges részletes vizsgálatokat és tanulmányokat foglalja magában. A telephely(ek)re, illetve a környezetre vonatkozó részletes információ a további helyszíni és labo-

ratóriumi vizsgálatokon keresztül nyerhető. Ezen vizsgálatok során kell elvégezni a radionuklid-transzport modellezését, most már a telephelyspecifikus adatok alapján. A kapott eredmények segítségével lehet meghatározni a telephelyre vonatkozó részletes mérnöki jellemzőket és elvégezni a költségelemzéseket. Rendszerint ugyancsak ebben a fázisban kell elkészíteni az illetékes nemzeti hatóságok által megkövetelt környezeti elemzést is. A vonatkozó törvényektől függően ez a környezeti hatásvizsgálat igen átfogó lehet, melyben részletesen elemzik az adott telephelyen építendő hulladéktároló helyi és regionális hatásait. Valamennyi mértékadó kritériummal történő gondos összehasonlítás alapján jelenthető a tároló rendszerről, hogy az elvárásoknak megfelelően fog működni. A telephely alkalmasságának megerősítését követően nyújtható be a hatóságnak javaslat a tároló megépítésére. Ez tartalmazza azt a biztonsági elemzést, melyet a telephelyi vizsgálatok eredményei alapján végeztek el. A telephely-igazolási vizsgálatok, illetve valamennyi információ áttanulmányozását követően a hatóság dönt a telephely alkalmasságáról.

Amennyiben valamennyi követelménynek eleget tesz a benyújtott anyag, akkor tároló építésének megkezdését engedélyező dokumentum (engedély, építési hozzájárulás stb.) kiadható.

A tároló telephelyének kijelölését követően még tovább folytatódhat a telephely-igazolási szakasz a tároló tervezése, építése, lezárása, sőt még későbbi felügyelete során is, mivel az új információ birtokában a korábbi biztonsági elemzések pontosíthatók. Ezen „kiegészítő” vizsgálatok akár részletesebbek is lehetnek, mint amelyeket a telephelyjellemezés során végeztek, és a tároló élettartamának késői szakaszáig is folytatódhatnak.

## SITE EXPLORATION FOR LOW AND INTERMEDIATE LEVEL RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL, 1993-1996

ZOLTÁN BALLA

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

**Key words:** boreholes, geologic maps, granodiorites, Hungary, hydrodynamics, hydrogeologic maps, loess, radioactive waste, site exploration, Transdanubia

In the framework of a National Project, fulfilling contracts with the Paks Nuclear Power Plant Co., the Geological Institute of Hungary and many other institutions have performed the site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal from 1993 onwards. Near-surface and underground (maximum 300 m) disposal was evaluated. The exploration was performed in four stages. Firstly the whole of Hungary, and secondly the Mezőföld area were covered by desk-top studies. Public approval was given to just a few dozen out of several hundred potential objects. Four prospective areas, three for near-surface and one for underground disposal, were covered by field reconnaissance. Boreholes were drilled at two near-surface (loess) and one underground (granodiorites) sites. Granodiorites (underground disposal) seem to be more suitable when compared with loess (near-surface disposal), but further exploration is needed to confirm these conclusions.

### 1. Introduction

The position and role of site exploration in the framework of the investigations for the final disposal of low and intermediate level radioactive waste from the Paks nuclear power plant has been outlined by ORMAI (1997). For the exploration process,

- *the goal* is to find sites where a geological barrier prevents the biosphere from occasional radioactive pollution from the repository;
- *the task* is to carry out investigations to find and assess suitable sites;
- *the objective* for the investigation is the whole of Hungary up to depths of 300 m.

Site exploration in the framework of the National Project was directed by the Geological Institute of Hungary which worked on contracts for the Paks Nuclear Power Plant Co. Scientific results are presented in other papers in this volume; this paper presents a general outline.

Some sixty to seventy people from the Geological Institute, together with several dozen research institutes

took part in the project. Co-ordination of this group, and summarizing their results, required considerable work. Assessment was supported by a GIS database (TURCZI *et al.* 1997) which enabled quick and precisely documented answers to be given to the numerous questions coming from the Paks Nuclear Power Plant Co. and the National Project.

### 2. Site exploration

The method used in site exploration was one of gradual approximation, whereby the exploration was performed in stages (Table 1), thereby limiting more expensive investigations to progressively smaller areas. The stages outlined in Table 1 have been taken from mineral exploration, but specific concepts and terminology (Table 2) had to be elaborated.

The first step of the desk-top study (stage 1) was an evaluation of the geological units on the surface and upper part of the subsurface all over Hungary to get an impression of their properties and potential suitability as geologi-

Stages of the site exploration

Table 1

Stage	Exploration				
	name	scale	object	task	method
1	Preliminary negative and positive screening	1:500,000	the whole of the country	outlining prospective areas	desk-top study
2	Final negative and positive screening	1:100,000	prospective area	outlining and ranking prospective objects	desk-top study
3	Site selection s.s.	1:50,000	prospective object	outlining and ranking potential objects	field study
4	Preliminary exploration	1:25,000	potential object	outlining and ranking potential sites	drilling study
5	Final exploration	1:10,000	potential sites	suitability assessment	drilling study
6	Engineering exploration	1:5,000	suitable site	information for designing	drilling or mining study

## Exploration terminology

Table 2

Term	Definition
negative screening	performing all the tests needed to exclude distinct areas, as well as natural and industrial objects from being used as a repository for political, economical, environmental or water-management reasons, or to prevent the use as a repository because of various natural phenomena, or technical objections
positive screening	finding objects (later sites) which fulfill suitability requirements
object	homogeneous rock body of natural origin with low permeability, for near-surface disposal, that part of the body which is below flat, positive topography
site	area – usually within an object – outlined for the repository
ranking	a sequence of objects or sites according to given quality parameters
prospective area	area with high concentration of objects
prospective object	object with low migration rate of radioactive pollution within it and in its surroundings, proven from desk-top study
potential object	object with low migration rate of radioactive pollution within it and in its surroundings, proven from field study
potential site	site with low migration rate of radioactive pollution within it and in its surroundings, proven from drilling study
suitable site	site with parameters which fulfill requirements for the disposal of radioactive waste
suitability study	study resulting in confirmation or rejection of the fulfillment of requirements for the disposal of radioactive waste within a site
site characterization	description of parameters and properties of the site and its surroundings, not only needed for the suitability assessment but also for the recognition of their position and origin

## Negative screening of Hungary (a desk-top study)

Table 3

The goal of the exclusion:		Area to be excluded as well as natural or industrial object and its buffer zone	Disposal		Institutions supplying data
preventing objects from the repository	preventing hazard to the repository		near-surface	underground	
objects to be excluded	hazard origin				
areas selected for political or economical reasons		30 km strip along the state border	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		important historical sites	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		military objects	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		mineral deposits	+	+	ETV-Erőterv Corp.
	technical	active or abandoned mines	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		industrial objects with explosives	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		oil and gas pipelines	+	+	ETV-Erőterv Corp.
natural environment		protected natural objects	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		natural objects designed for protection	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		important recreation areas	+	+	ETV-Erőterv Corp.
surface and underground water		drinking water resources, including potential supply areas for drinking water resources	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		karstic systems	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
		rivers, lakes and reservoirs	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		mineral and thermal springs	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		upwelling underground water	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
	natural	earthquake-populations	+	+	MTA GGKI
		active faults	+	+	MÁFI Basic Research Division
		flood and water-overflow	+	+	ETV-Erőterv Corp.
		active and potential landslides	+	+	MTA Geograph. Research Instit.
		low supporting capacity rocks	+	+	MÁFI Mapping Division

MÁFI = Geological Institute of Hungary, MTA = Hungarian Academy of Sciences, GGKI = Research Institute for Geodesy and Geophysics

cal barriers for radioactive waste disposal, and also to rank them on the basis of this evaluation (CHIKÁN 1997). In the scheme of the National Project, geological barriers can only be taken into account in areas which have not been excluded by the negative screening. Corresponding detailed requirements have been fixed in a test system

approved by the Expert Commission of the National Project. The desk-top studies here have been performed on the basis of that test system.

Negative screening of the country on a scale of 1:500,000 (BALLA *et al.* 1994) revealed that due to an unfortunate combination of the exclusion criteria (Table 3)

and the geology of Hungary, most of the prospective geological formations fall into excluded areas and had to be rejected. For example, due to the 30 km safety strip along the state border, the Sopron and Zemplén crystalline rocks, and the majority of the Buda Marl (Eocene), Kiscell Clay (Oligocene) and Miocene volcanites had to be excluded. The rest of them fall mostly into karst prevention zones such as the Lower Pannonian marl (Upper Miocene) in its peripheral areas. The rest of that marl is below the 300 m depth limit. Basin areas were excluded for the near-surface disposal, due to potential flood and water overflow hazard, whereas potential upwelling of underground water precluded some units for the underground disposal. Negative screening meant that only loess hills remained for near-surface disposal, and Upper Pannonian sediments, together with some granites, for underground disposal. Preliminary positive screening (Table 4) revealed the only area for near-surface disposal was Mezőföld and an area to the south. Numerous prospective areas were outlined for underground disposal, including Mezőföld. Since the task was to study possibilities for both disposal types, all further investigation was restricted to the Mezőföld region (Figure 1, ~5000 km<sup>2</sup>).

The negative screening of the Mezőföld area on a scale of 1:100,000 (1994-1995: BALLA *et al.* 1995a) was repeated using almost the same criteria (Table 5) but in much more detail, in proportion to the scale change. Positive screening with criteria similar to those in the previous stage (see Table 6) resulted in numerous prospective objects. 128 of these were near-surface and 193 for underground disposal including one granite object. Sedimentary objects of both types were listed and ranked separately.

However, after the checking public acceptability of sites<sup>1</sup> only 12 near-surface and 18 underground objects (including the granite) remained. Stage 3 investigations were based on the idea that all the exclusion criteria are valid and should be continually checked and rechecked. This process becomes easier with the reduction of the areas explored. However the increasing volume of data from the different sites becomes less suited to standard treatment, and increasingly local factors must be taken into account in the evaluation.

Field reconnaissance for disposal was started in Diósberény, Németskér and Udvari for near-surface sites, and in Bataapáti for an underground, granite site (Figure 1, Table 7). Data on the underground sedimentary objects were analyzed more widely and more intensely than previously, and it was concluded that further studies even on those with public acceptance should not be undertaken.

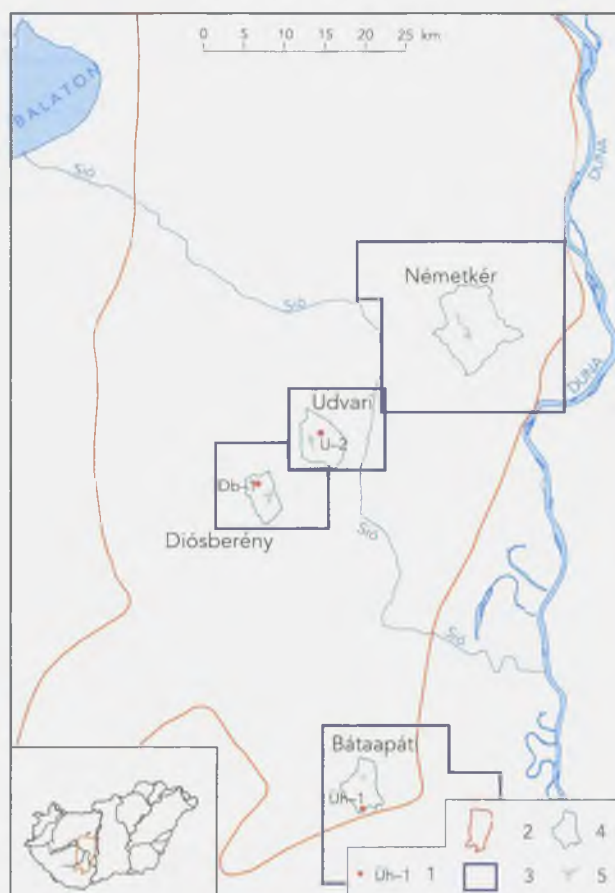


Figure 1. Areas explored in the Mezőföld region. Insert: Hungary with the Mezőföld region

1 – exploratory borehole (with code), 2 – Mezőföld region, 3 – explored area, 4 – village contour with public acceptance, 5 – settlement

**1. ábra. Felderítő kutatás alá vont körzetek a mezőföldi területen, kivágatban Magyarország térképe a mezőföldi kutatási területtel**

1 – kutatófúrás (mellette a jele), 2 – mezőföldi kutatási terület, 3 – felderítő kutatás alá vont körzet, 4 – lakossági beleegyezést adó község, 5 – község beépített belterülete

The field reconnaissance (1995: BALLA *et al.* 1995b) resulted in the re-classification of some of the prospective near-surface objects (or of some of their parts) with respect to geomorphic (SCHWEITZER *et al.* 1995, 1996a-b) and eco-

Positive screening of Hungary (a desk-top study)

Table 4

Criteria			Institutions which supplied data
for disposal types		denomination and content	
to find	to assess		
near-surface and underground		homogeneity and low permeability	MAFI Mapping Division
near-surface		positive topography	MTA Geographical Research Institute
	near-surface	slope dip and dissection	MTA Geographical Research Institute
		pollution travel time to the surface	MAFI Hydrogeological Division
	underground	pyrite content	MAFI Mapping Division
		flow rates in surroundings	MAFI Hydrogeological Division

<sup>1</sup> On behalf of the Paks Nuclear Power Plant Co. the check was performed by the Burson-Marsteller Ltd., 1995

## Negative screening of Mezőföld (a desk-top study)

Table 5

The goal of the exclusion:		Area to be excluded as well as natural or industrial object and its buffer zone	Disposal		Institutions supplying data
preventing objects from the repository	preventing hazard to the repository		near-surface	underground	
objects to be excluded	hazard origin				
areas selected for political or economical reasons		settlements	+	+	MÁFI Basic Research Division (Ministry of Interiors)
		historical monuments	+	+	MÁFI Basic Research Division (inspectories for protection of monuments)
		military objects	+	+	General Staff of Hungarian Army, Operation Head Office
		mineral deposits	+	+	Hungarian Geological Service, South and Middle Transdanubian Offices (Hungarian Mining Office)
	technical	industrial targets with explosives	+	+	Development of Chemical Industry and System Safety Technics Ltd. (municipalities)
		oil and gas pipelines	+	+	VÁTI Corp. Registers of Peripheral Track Facilities
natural environment		protected natural objects	+	+	VÁTI Corp. Registers of Peripheral Track Facilities
		natural objects designed for protection	+	+	Nature Conservation Office (municipalities)
		recreation areas	+	+	Balaton Executive Committee
surface and underground water		operating public waterworks	+	+	VITUKI Corp. Hydrological Institute
		drinking water reserves	+	+	VITUKI Corp. Hydrological Institute
		karstic systems	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
		rivers and lakes	+		VITUKI Corp. Hydrological Institute
		mineral and thermal wells, including potential wells	+		VITUKI Corp. Hydrological Institute
		upwelling underground water		+	MÁFI Hydrogeological Division
	natural	earthquake populations	+	+	MTA Research Institute for Geodesy and Geophysics (GGKI)
		capable faults	+	+	MÁFI Basic Research Division
		flood and water overflow	+		VITUKI Corp. Hydrological Institute
		active and potential landslides	+		MTA Geographical Research Institute
		low supporting capacity	+		MÁFI Mapping Division

VÁTI = Hungarian Regional Development, Urbanism and Architecture, VITUKI = Water Resources Research Center. In parentheses = institutions supplying supplementary or control data

## Positive screening of Mezőföld (a desk-top study)

Table 6

Criteria			Institutions supplying data
for disposal types		denomination and content	
to find	to assess		
near-surface and underground		homogeneity and low permeability	MÁFI Mapping Division
near-surface		positive topography	MTA Geographical Research Institute
	near-surface	slope dip and dissection	MTA Geographical Research Institute
		pollution travel time to the surface	MÁFI Hydrogeological Division
		vine producing sites and areas	Ampelological and Oenological Research Institute



## Field reconnaissance

Table 7

task	Activity method	Disposal		Institution
		near-surface	under-ground	
revision of geological conditions	satellite image interpretation	+	+	ELGI Geoelectric Division
	geological reconnaissance	+	+	MÁFI Mapping Division
	lithoclase studies		+	MÁFI Basic Research Division
	penetration tests	+	+	Elgoscár International Ltd.
	geoelectric sounding	+		Elgoscár International Ltd.
revision of hydrogeological conditions	hydrological reconnaissance	+	+	VITUKI Corp. Hydrological Institute
	hydrogeological reconnaissance	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
	refraction seismic survey (tracing water table)	+	+	ELGI Seismic Division
	preparing geological model	+	+	MÁFI Mapping Division
	preparing hydrogeological model	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
	hydrodynamic modeling	+	+	BKMI Ltd.
	hydrodynamic interpretations	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
geochemical evaluation	water sampling in field	+	+	MÁFI Geochemical Division
	water sampling in penetration tests	+	+	Elgoscár International Ltd.
	water analysis	+	+	MÁFI Laboratory Division
supplementary evaluation	geomorphic	+		MTA Geographical Research Institute
	ecological	+		ÖKO Corp.

BKMI = Mining & Environment Engineering Bureau, ELGI = Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Elgoscár International = Hungarian-American Environmental, Geophysical and Engineering Co., ÖKO = Consulting and Developing Co. for Environment, Economy, Technology and Trade

logical (GERGELY *et al.* 1995a-b, 1996) constraints as well, into potential objects. Possibilities for drilling became more limited after rejecting the previous public approval in the Németskér area in winter 1995-1996. Geological and hydrogeological reconnaissance of possibilities for underground disposal in the Mórágý granites revealed that the most suitable area for the presence of a geological barrier

is the groundwater-table high along the water divide between Bátaapáti and Véménd. The joint systems in the granites controlling the underground water flow were studied in detail (MAROS and PALOTÁS 1997). Some vertical sections were tentatively constructed, and the flow system in them was modeled to assess migration paths and times (BALLA *et al.* 1995c). It was demonstrated that the return

## Drilling exploration

Table 8

task	Activity method	Disposal		Institution
		near-surface	under-ground	
technical execution	drilling	+	+	Rotaqua Ltd.
	quality assurance, technical control	+	+	Golder Association, Budapest
geophysical survey	well logging	+	+	ELGI Well-log Division
	well-log seismic survey	+	+	ELGI Seismic Division
geological evaluation	geological description of cores	+		MÁFI Mapping Division
	stratigraphic correlation of boreholes	+	+	MÁFI Basic Research Division
	joint study in cores		+	MÁFI Basic Research Division
	thin section preparation		+	MÁFI Laboratory Division
	mineralogical and petrologic investigation		+	ELTE
	preparing geological model	+	+	MÁFI Mapping Division
hydrodynamic evaluation	pumping test	+		Rotaqua Ltd.
	packer test		+	Golder Association, Germany
	preparing hydrogeological model	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
	hydrodynamic modeling	+	+	BKMI Ltd.
	hydrodynamic interpretation	+	+	MÁFI Hydrogeological Division
geochemical evaluation	water sampling in borehole	+	+	MÁFI Geochemical Division
	identifying and interpretation of radioisotopes	+	+	VITUKI Hydrological Institute
	identifying and interpretation of stable isotopes	+	+	MTA Institute for Nuclear Research
	water analysis	+	+	MÁFI Geochemical Division
	geochemical interpretation	+	+	MÁFI Geochemical Division

ELTE = Eötvös Loránd University

period<sup>2</sup> is several thousand years. This can be interpreted in terms of a geological barrier for the migration of the radioelements which decay in much shorter time intervals. It became also clear that the permeability inferred from the quantitative study of the degree of fracturing in outcrops are higher by some orders of magnitude than those which can model hydrodynamic conditions in the deeper parts of the granite body, *i.e.* the near-surface fractures reflect first of all exogenic effects and cannot be extrapolated to depth.

In next step (1996: BALLA *et al.* 1996a), boreholes were drilled in three potential objects and the results were widely studied (Table 8). Both the drilling and studying were performed under quality assurance and round-the-clock technical control (TUNGLI and GYALOG 1997) so that they can pass any international tests. In all the boreholes geophysical well logging by a wide spectrum of methods was performed (BUCSI SZABÓ *et al.* 1997).

For studying near-surface disposal possibilities, boreholes were drilled at Diósberény (Db-1, 150.1 m, MARSI 1997) and Udvari (U-2, 170.4 m, KOLOSZÁR 1997). Comparison of geological data demonstrated that the area around the Udvari borehole was more suitable, so two horizons in it were tested hydrodynamically (TÓTH *et al.* 1997).

For studying underground disposal possibilities, a borehole was drilled at Üveghuta<sup>3</sup> (Üh-1, 364.5 m, KÓKAI 1997). The core was studied in detail and included fracture control on water migration (MAROS and PALOTÁS 1997). A hydrodynamic packer test was performed in the borehole (BALLA *et al.* 1996b, TÓTH *et al.* 1996b).

The investigations summarized above closed the first phase of the National Project, and their results form the basis for designing studies for the second phase.

### 3. Results

The results of the study of the three areas are assessed from the viewpoint of a geological barrier which prevents the spread of radioactive pollution. The task of the geological barrier (TÓTH *et al.* 1996a) is to retard the spread of the radioactive pollution so much that, due to the radioactive decay on the migration paths before reaching the biosphere, the radiation load to the environment would be below the safety limit. The task did not consist in the determination of the radiation load, but in a preliminary estimate of the time span in which occasional radioactive pollution could reach the biosphere. That estimate was performed by two independent calculations, one of them through defining the migration path and time by hydrodynamic modeling, and the other, by defining geochemical age constraints from the groundwater composition.

In the first step of the hydrodynamic modeling for the near-surface disposal, geological profiles were constructed (CHIKÁN 1997) several km long and up to 2000 m depth, with a special analysis of the stratigraphic correlation with the former boreholes (MÜLLER *et al.* 1997). Then the profiles were completed with hydrogeological information, and necessary modifications were made (BALLA *et al.*

1997, TÓTH *et al.* 1997). The hydrogeological profiles were transformed into model sections, and by modeling hydrodynamic parameters they were calibrated as well, and the potential pattern and migration paths and travel times were defined (MEZŐ and SZILÁGYI 1997). The modeling was performed by making some assumptions which served to increase safety. For instance, the return period would obviously be increased when taking into account factors such as adsorption, radionuclide migration or three-phase zone or when replacing artificial no-flow boundaries (in the sedimentary sequence, the surface of the Lower Pannonian, in granites, the lower and lateral boundaries) with natural formations. The resulting model was strengthened with analytical data for water samples from boreholes, where present, first of all with the age and infiltration conditions (climate *etc.*, HORVÁTH *et al.* 1997), so that the geological suitability could be evaluated. The reasoning is outlined below for separate sites.

Borehole *Üveghuta-1* was laid on the topographical and groundwater-table high some kilometers south of Bataapáti where the longest return periods were expected. 18 m of weathered and then fresh granodiorites were cut after 40 m of soft sediments (soil, loess, clay). From 295 m to the end of the core (364.5 m), a variably, strongly tectonized zone was cut (KÓKAI 1997). Packer tests of nine intervals were performed (HARBORTH and TUNGLI 1997). It was established that very low water inflow and granite impermeability points to the presence of a high-quality geological barrier. Those parameters are by 1–2 orders of magnitude higher in the tectonic zone below 295 m but are still low enough not to affect the safety of the geological barrier. Due to very low inflow rate, the parameters can only extrapolated up to 10 m, however, in the absence of any other information they were used to characterize the total rock volume.

In the *flow model*, the return periods exceeded a hundred thousands years (Figure 2). This value, however, can only be used for comparisons with other sectors of the granodiorite body. The real return periods are controlled by the position and properties of real faults, but there is no information on them, and even the orientation and size of the fault in the borehole could not be determined. Hence, the worst-case scenario was modeled, with the joining of the fault in the borehole to the outlet of ground water on the slope below the borehole mouth. Even that model displayed almost a 1400 year return period for the migration path from the repository. Thus, the fault weakens the effect of the geological barrier but not so much that the retarding effect would fall below the required limit. The hydrogen and oxygen isotope ratio at a depth of 100 m is similar to the present day one, but at 360 m depth indicates a much cooler climate that was recorded in the earth's history prior to 12,000 BP. The corresponding slow infiltration is in agreement with the high values of the model with no fault.

Borehole *Udvari-2* was located 1.1 km ENE of the village, and on a hill. The core cut 97 m loess and 53 m red and variegated, mainly argillaceous sediments before entering Upper Pannonian beds at 150 m which continued to the end of the core (170.4 m, KOLOSZÁR 1997). Water inflow and rock permeability were tested in two horizons, at the bottom of the loess and at the bottom of the red to variegated beds.

The *flow model* was highly influenced by a paleosoil horizon in lower part of the loess sequence. This horizon

<sup>2</sup> Time interval for reaching near-surface zone by natural water flow from a supposed underground repository

<sup>3</sup> Abandoned settlement

deviated or refracted flow paths from the repository, with return periods for the deviated paths being below 440 years, compared with many thousands of years for the refracted ones (Figure 3). The long travel paths cross the horizon at a depth of 75 m, where radiocarbon age and cli-

suitable site can be expected in the immediate neighborhood of the borehole whereas according to the geochemical interpretation the chance of locating a suitable site would be further from the borehole since the water lens inferred should be at least many hundreds of meters large.

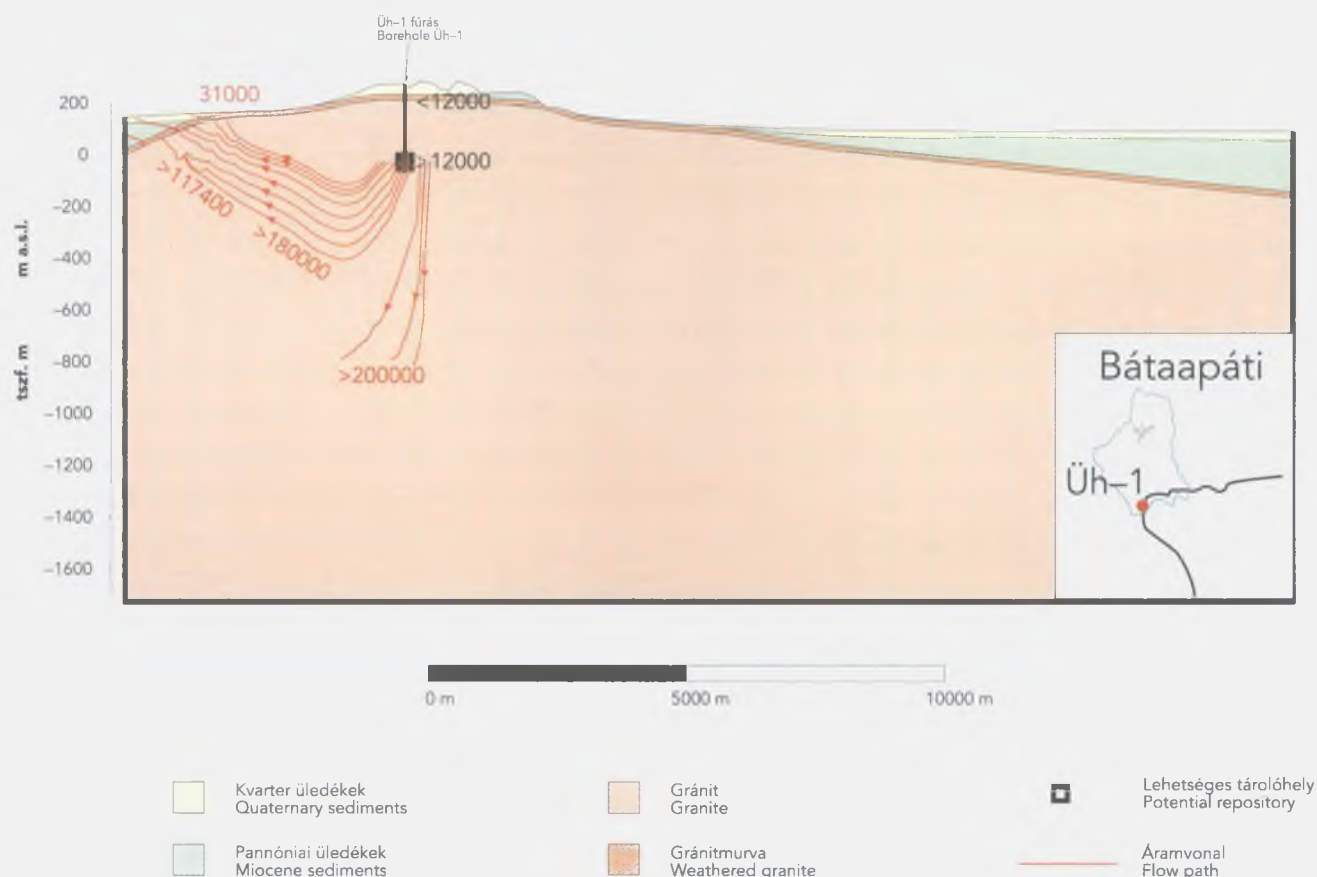


Figure 2. Hydrodynamic model for the Üvegkuta site. Insert: location sketch (with captions from Figure 1)

Numerical codes: on migration path – return period (years), on borehole axis – isotopic age (years)

## 2. ábra. Üvegkuta áramlási modellje, kivágatban: a szelvény vázlatos helyzete (az 1. ábra jelöléseivel)

Számok magyarázata: áramvonalon felszínre lépési idő (év), fúrásstengelyen izotóp-adat (év)

mate-sensitive isotope ratios indicate around 20,000 year old infiltration at about 200 m of the borehole. This argues against these migration paths but does not exclude them in a wider surrounding. A radiocarbon age for the water sample from 145 m is 8800 years, but isotope ratios indicate a cold climate. It would be a little warmer than for the 75 m sample and would correspond to a minimum 12,000 year age. Hence, it seems that the flow conditions in deeper horizons are more free, while in the upper horizons an ancient water lens exists, which is excluded from the flow system, its position and size controlled by parameters of the geological barrier, since thousand year return periods can only exist beyond that lens. This conclusion arose from an interpretation of the geochemical data and should be checked in the same manner as the flow paths and travel times.

Clearly, the interpretation of hydrodynamic and geochemical data are not in agreement, due to an insufficiency of data. According to the hydrodynamic modeling a

Borehole *Diosberény-1* was located on a hill 1.2 km northwest of the village. Upper Pannonian was reached at 63 m, after 59 m of loess and 4 m red to variegated clay, and continued to the end of the core (150.1 m, MARS 1997).

The first version of the *hydrodynamic model* resulted in a symmetric flow pattern with travel times of several thousand years. Experimental studies revealed that the flow pattern is very sensitive to changes in lateral extrapolation of the beds observed in the borehole. Wedging out of the clay layer at the bottom of the loess sequence resulted in a sharp asymmetry of the flow pattern similar to that at Udvari, with return periods along the shortened migration paths becoming less than 150 years (Figure 4). According to the results of the hydrodynamic modeling, a suitable site can be expected even in the immediate neighborhood of the borehole, but in the absence of geochemical analyses from deep horizons this conclusion is no more certain than in the case of Udvari.

#### 4. Conclusions

Potential sites were studied in two different geological environments, in loess for near-surface, and in granodiorite for underground disposal. Granite rocks have been studied and regarded as potential sites for high level radioactive waste disposal in many countries, and abundant and variable *methodical experience* is available. On the contrary, loess usually is regarded as unsuitable even for the low level radioactive waste disposal, and many Hungarian specialists are against it. This argues, albeit indirectly, in favor of Üveghuta.

The site exploration in 1995–1996 resulted in much higher *return periods* for granite rocks than for loess. Besides, the flow pattern was symmetric and stable for granodiorites but asymmetric and unstable for loess, to a great extent depending on the profile geometry. Both circumstances seem to increase the suitability of Üveghuta.

In reality, however, the symmetry of the flow pattern and the long return periods for granodiorites easily can be related to the fact that the rock body was *a priori* supposed to be homogeneous. This is due to data insufficiency. It should be clear that faults exist within granodiorites and not only impermeable faults as in them borehole Üveghuta-1. Experience from various countries, however, allows some hope of finding blocks with acceptable return periods within the rock body. At the same time, the flow pattern at Udvari is in general rather unfavorable, and an interpretation of the geochemical data does not justify optimistic forecasting. Of the two potential loess sites, great advantage of Udvari against Diósberény consists in much higher degree of cognition despite the similarity of flow patterns, hence, Udvari should be preferred if choice is needed. All this, however, results from a comparison of incompatible data, and a convincing ranking would need further data input.

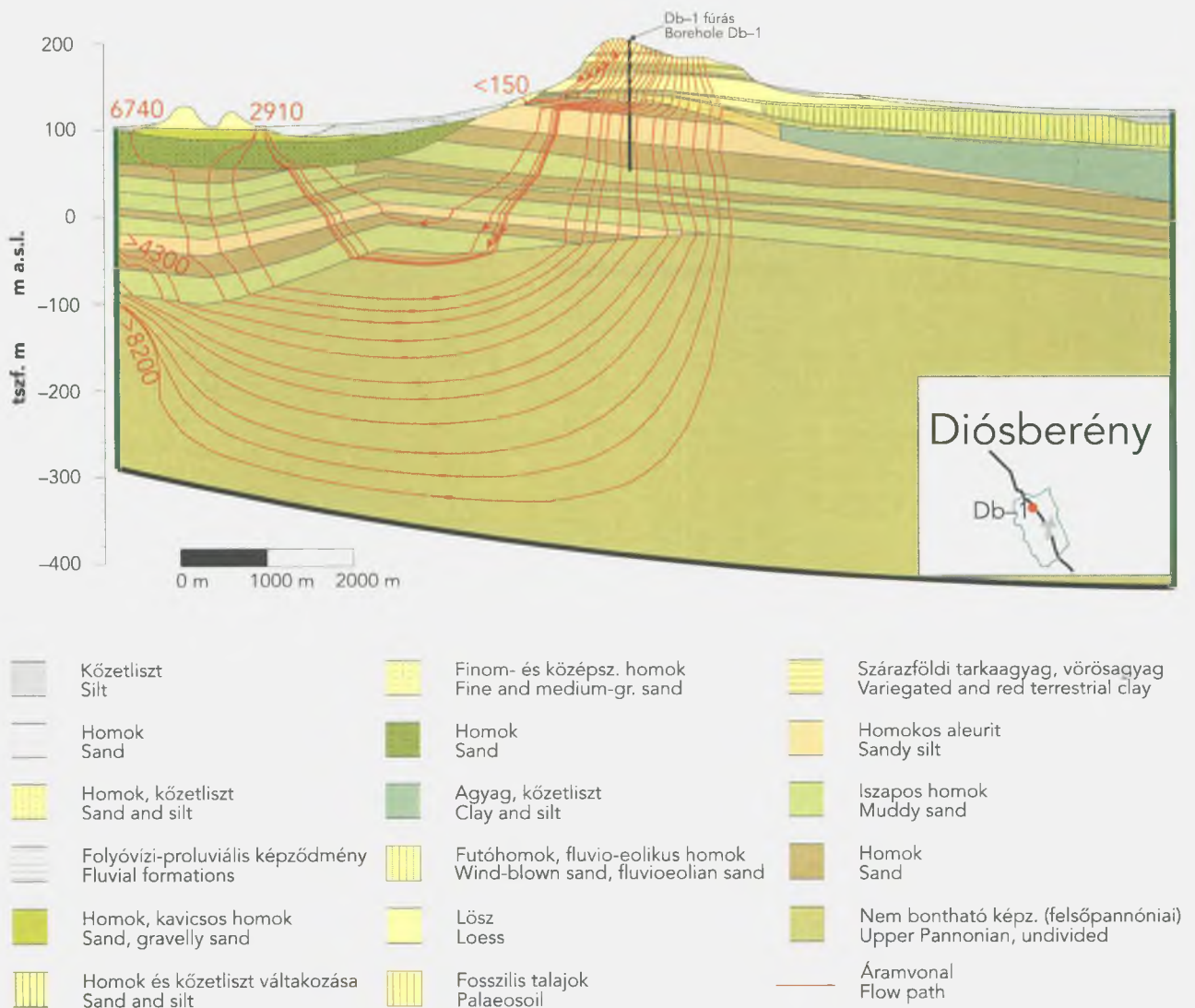


Figure 3. Hydrodynamic model for the Udvari site. Insert: location sketch (with captions from Figure 1)

Numerical codes: on migration path – return period (years), on borehole axis – isotopic age (years)

#### 3. ábra. Udvari áramlási modellje, kivágásban: a szelvény vázlatos helyzete (az 1. ábra jelöléseivel)

Számok magyarázata: áramvonalon felszínre lépési idő (év), fúrás tengelyen izotóp-adat (év)

In view of their objectives and nature, the investigations performed can be considered pioneering, with no previous Hungarian experience and with no possibility to apply directly the experiences gained in other countries. An important consequence of this was that in the course of the exploration major problems were encountered which needed to be solved in order to perform the tasks successfully. The conclusions for the objects studied are only supported by one borehole at each location. Nevertheless, the conclusions are based on a thorough evaluation of the available geological data. We are aware that any further conclusions can only be made after obtaining data from new boreholes.

Over and above the practical results and methodological development achieved here for the National Project, significant benefits were also obtained in terms of new data on the stratigraphy (JÁMBOR 1997, KOLOSZÁR and MARSÍ 1997) and tectonics of the Mezőföld (DUDKO 1997) and Mórág (KOVÁCSVÖLGYI 1997) area.

### 5. Acknowledgments

The readiness of the representatives from the Paks Nuclear Power Plant Co., project manager FERENC FRIGYESI and senior expert PÉTER ORMAI, to help in negotiations, and their friendly disposition in managing our investigations contributed to a great extent to the success of the work. I express warm thanks to both of them from myself and from my colleagues. I am very grateful to academician GYÖRGY BÁRDOSY, the only geologist in the Expert Commission, our final scientific and technical supervising institution, for constant and effective support. Finally, I am obliged to the directors of the Geological Institute of Hungary, GÁBOR GAÁL, followed by KÁROLY BREZSNYÁNSZKY, who honored me with their trust during the whole of the work, as well as to all the participants in Geological Institute of Hungary and other institutions.

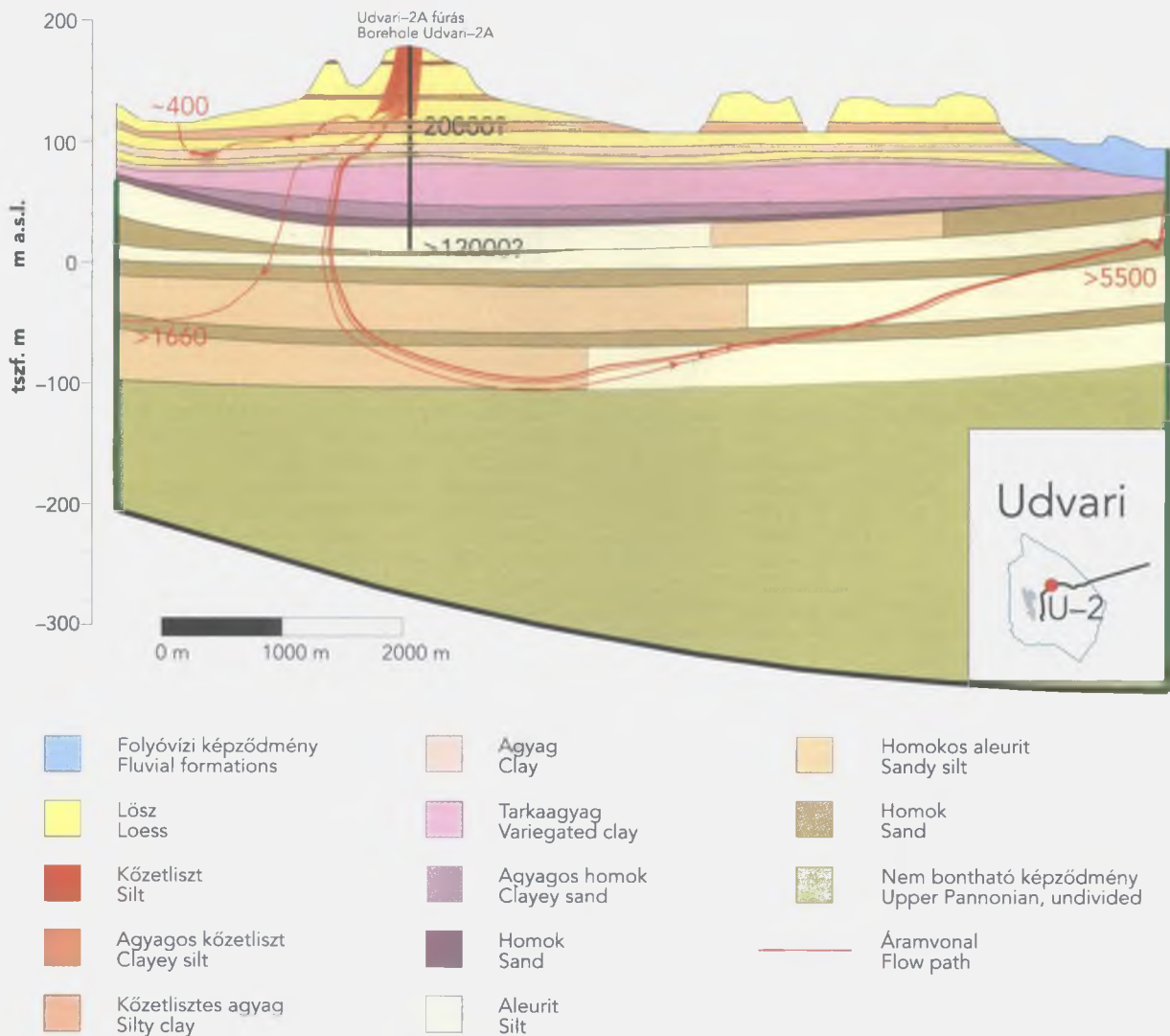


Figure 4. Hydrodynamic model for the Diósberény site. Insert: location sketch (with captions from Figure 1)

Numerical codes: on migration path – return period (years)

4. ábra. Diósberény áramlási modellje, kivágatban: a szelvény vázlatos helyzete (az 1. ábra jelöléseivel)

Számok magyarázata: áramvonalon felszínre lépési idő (év)

## References

- BALLA, Z., CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., DUDKO, A., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., KÖNCZÖL, A., MAROS, GY., MARSII, I., PAPP, P., SZALAI, I., TÓTH, GY., BALOGH, J., and SCHWEITZER, F., 1994: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére alkalmas objektumok Magyarországon áttekintő szakirodalmi kutatómunka alapján (in Hungarian: Suitable sites for low and intermediate level radioactive waste disposal in Hungary from desk-top studies). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- BALLA, Z., ANGYAL, J., CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., ERDELYI, J., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., KÖNCZÖL, A., MARSII, I., NAGY, P., PAPP, P., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZALAI, I., SZEILER, R., TAMÁS, G., TÓTH, GY., TULLNER, T., TURCZI, G., VAD-BALDANDORZS, A., and SCHWEITZER, F., 1995a: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére alkalmas objektumok a Mezőföldön és az attól délre eső dombvidéken áttekintő szakirodalmi kutatómunka alapján (in Hungarian: Suitable sites for low and intermediate level radioactive waste disposal in Mezőföld and hilly areas south of it from desk-top studies). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., GONDÁR-SÖREGI, K., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., KÖNCZÖL, A., MAROS, GY., MARSII, I., NÁDOR, A., NAGY, P., PALOTÁS, K., PAPP, P., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZALAI, I., SZÖCS, T., TÓTH, GY., VENKOVITS, I., BALOGH, J., MAROSI, S., SCHWEITZER, F., GERGELY, E., HORVÁTH, J., JÓNÁS-BARTA, É., SOMOGYVÁRI, ZS., MAREK, M., BANKOVICS, A., MATSKÁSI, I., MERKL, O., MÉSZÁROS, F., RONKAY, L., and SOMLYAI, L., 1995b: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához a felszínen és 300 m mélységben (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal at the surface and at depths 300 m. Field reconnaissance). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MÜLLER, P., NAGY, P., PALOTÁS, K., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., TÓTH-MAKK, Á., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1995c: Vízföldtani modellezés kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek kiválasztásához (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrodynamic modeling). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., HORVÁTH, I., PÁLFI, É., TÓTH, GY., GYALOG, L., and TUNGLI, GY., 1996a: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Potenciális telephelyek értékelése Németkér, Diósberény, Udvari és Üveghuta körzetében (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Site assessment in surroundings of Németkér, Diósberény, Udvari and Üveghuta). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., SZÖCS, T., TURTEGIN, E., TUNGLI, GY., and HARBORTH, B., 1996b: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Az Üveghuta-1. sz. fúrás hidrodinamikai vizsgálata, 1. kötet. Alapadatok (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrodynamic testing of the borehole Üveghuta-1, Volume 1, Test results). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- BALLA, Z., TÓTH, GY., and KÖNCZÖL, A., 1997: Hydrogeological conditions of the Üveghuta site and its area (Az üveghutai kutatási terület hidrogeológiai viszonyai). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- BUCSI SZABÓ, L., DRAHOS, D., LENDVAI, P., SZONGOTH, G., and ZILAHY SEBESS, L. JR., 1997: Well-logging investigations in the boreholes Üveghuta-1, Udvari-2 and Diósberény-1 (Mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok az Üveghuta-1, Udvari-2 és Diósberény-1 fúráson). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- CHIKÁN, G., 1997: Role and significance of the geological mapping in site exploration (A földtani térképezés szerepe és jelentősége a radioaktív hulladék-elhelyezési kutatásban). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- DUDKO, A., 1997: Neogene tectonics of the Mezőföld (A Mezőföld neogén tektonikája). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- GERGELY, E., HORVÁTH, J., BANKOVICS, A., MATSKÁSI, I., MERKL, O., MÉSZÁROS, F., RONKAY, L., and SOMLYAI, L., 1995a: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésével kapcsolatos földtudományi kutatás. Terepfeltáró szakasz. A 67. számú objektum fitocönológiai és zoológiai vizsgálata (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Field reconnaissance. Phytological and zoological study of the object #67). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GERGELY, E., HORVÁTH, J., JÓNÁS-BARTA, É., SOMOGYVÁRI, ZS., MAREK, M., BANKOVICS, A., MATSKÁSI, I., MERKL, O., MÉSZÁROS, F., RONKAY, L., and SOMLYAI, L., 1995b: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésével kapcsolatos földtudományi kutatás, terepfeltáró szakasz. A 77., 82. és 90. számú objektumok fitocönológiai és zoológiai vizsgálata (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Field reconnaissance. Phytological and zoological study of the objects #77, 82 and 90). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GERGELY, E., HORVÁTH, J., JÓNÁS-BARTA, É., SOMOGYVÁRI, ZS., BANKOVICS, A., MATSKÁSI, I., MERKL, O., MÉSZÁROS, F., RONKAY, L., and SOMLYAI, L., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésével kapcsolatos földtudományi kutatás, terepfeltáró szakasz. Az Udvari körzetében kijelölt kutatási terület fitocönológiai és zoológiai vizsgálata (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Field reconnaissance. Phytological and zoological study of the area at Udvari). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HARBORTH, B., and TUNGLI, GY., 1997: Hydrodynamic packer testing in a granite formation (Pakkeres hidrodinamikai tesztelés gránitos összletben). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- HORVÁTH, I., DEÁK, J., HERTELENDI, E., and SZÖCS, T., 1997: Hydrogeochemical investigations in the Tolna hills area (Vízgeokémia vizsgálatok tolnai dombvidéki területeken). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- JÁMBOR, Á., 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia (A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KÓKAI, A., 1997: Geological evaluation of the Üveghuta-1 borehole (Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOLOSZÁR, L., and MARSII, I., 1997: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát hills (A tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOVÁCSVÖLGYI, S., 1997: Tectonic study of buried basement in stripped gravity anomaly map (Eltemetett alaphegység szerkezetének vizsgálata fedetlen gravitációs anomália-térkép segítségével). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).

- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1997: Fracturing of the Mórággy Granite in outcrops and the Üveghuta-1 drill core (A Mórággyi Gránit repedezettsége a felszínen és az Üveghuta-1 fúrásban). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MARSI, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1997: Numerical modeling of pollutant transport in the Tolna hills (Szennyezőanyag-terjedés numerikus modellezése a tolnai dombvidéken). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., and JUHÁSZ, E., 1997: Correlation of Neogene beds by well-log curves in the Tolna Hegyhát and Mórággy areas (Neogén rétegek párhuzamosítása karotázsgörbék segítségével a tolnai Hegyháton és Mórággy környékén). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- ORMAI, P., 1997: Role of geological investigations in siting radioactive waste disposal facilities (A földtani kutatás szerepe a radioaktív hulladék-elhelyezésében). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- SCHWEITZER, F., BALOGH, J., and MAROSI, S., 1995: A kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek kutatásának geomorfológiai dokumentációja (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Geomorphic studies). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SCHWEITZER, F., BALOGH, J., and MAROSI, S., 1996a: A kis és közepes radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló Németkér 1:10 000 méretarányú telephelykutatás geomorfológiai dokumentációja (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Geomorphic studies at Németkér, scale 1:10,000). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SCHWEITZER, F., BALOGH, J., and MAROSI, S., 1996b: A kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló geomorfológiai telephelykutatás dokumentációja. Udvari (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Geomorphic studies at Udvari). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÖREGI, K., HORVÁTH, I., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., ROTÁR-SZALKAI, Á., and SZÓCS, T., 1996a: Potenciális telephelyek vízföldtani értékelése Diósberény, Udvari és Üveghuta körzetében. Gondolati modell és paraméterezés, hidrogeokémiák és egyéb izotópvándorlás, hidrodinamika és transzport-modellezés (in Hungarian: Hydrogeological assessment of potential sites at Diósberény, Udvari and Üveghuta. Conceptual model and parameters, hydrogeochemistry and isotope migration, hydrodynamics and transport modeling). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., HORVÁTH, I., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1996b: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Az Üveghuta-1. sz. fúrás hidrodinamikai vizsgálata, 2. kötet. Értelmezés (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrodynamic testing of the borehole Üveghuta-1, Volume 2, Interpretation). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÖREGI, K., ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., NÁDOR, A., and SZÓCS, T., 1997: Hydrogeological conditions of the Udvari and Diósberény sites and their surroundings (Az Udvari és Diósberényi kutatási terület hidrogeológiai viszonyai). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TUNGLI, GY., and 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TURCZI, G., SZEILER, R., TULLNER, T., and MARSI, I., 1997: Information support of the radioactive waste disposal site exploration (A radioaktív hulladék-elhelyezési kutatás informatikai támogatása). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).





## KIS ÉS KÖZEPES RADIOAKTIVITÁSÚ HULLADÉKOK ELHELYEZÉSÉT CÉLZÓ FÖLDTUDOMÁNYI KUTATÁS, 1993-1996

BALLA ZOLTÁN

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

Nemzeti Projekt keretében, a Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából intézetünk végzi 1993 óta a kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezését célzó földtudományi kutatást, nagyszámú külső intézményt vonva be abba. Felszíni és felszín alatti (maximum 300 m mély) elhelyezéssel számolva a kutatást négy szakaszban folytattuk le. Az elsőt az ország egész területét, a másodikban a leginkább perspektivikusnak adódott mezőföldi körzetet vizsgáltuk szakirodalmi adatok alapján. A többszáz kimutatott objektum közül lakossági beleegyezés csak néhány tucatra született. Ezek közül választottunk ki három felszíni és egy felszín alatti elhelyezésre perspektivikus körzetet, ahol előbb terepi előkészítő munkálatokat végeztünk a harmadik szakaszban, majd egy-egy fúrással két felszíni (lősz) és egy felszín alatti (granodiorit) telephelyet kutattunk meg a negyedik szakaszban. A granodiorit (felszín alatti) kedvezőbbnek mutatkozik a lősznél (felszíni), de megbízható következtetéshez további kutatás szükséges.

### 1. Bevezetés

A földtudományi kutatás helyzetét és szerepét a kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezését célzó munkálatok keretében ORMAI P. (1997) mutatta be.

A földtudományi kutatásnak

- *célja* olyan telephelyek kimutatása, amelyeken a tárolóból esetleg kiszabaduló radioaktív szennyeződés bioszféra jutását földtani gát akadályozza meg;
- *feladata* mindazon vizsgálatok lefolytatása, amelyek telephelyek kimutatásához és értékeléséhez szükségesek;
- tárgya* az ország egész területe a felszíntől 300 m-ig terjedő mélységig.

A Nemzeti Projekt keretében a földtudományi kutatást a Paksi Atomerőmű Rt.-vel kötött szerződések alapján a Magyar Állami Földtani Intézet irányította és részben folytatta. A tudományos eredményeket kötetünk tanulmányai részletesen ismertetik, ezért itt csak átfogó kép felvázolására törekszünk.

A kutatásban intézetünk mintegy hatvan-hetven munkatársa, emellett többtucat külső intézmény vett részt. Mindezek koordinálása és eredményeik összesítése felelőségteljes munkát követelt meg. Az értékeléshez nagy segítséget nyújtott, hogy a teljes anyagot térinformatikai adatbázisba (TURCZI G. et al. 1997) építettük, amely menet közben és később is lehetővé tette, hogy mind a Paksi Atomerőmű Rt., mind a Nemzeti Projekt különféle kérdéseire gyors, pontosan dokumentált választ adjunk.

### 2. Kutatás

A kutatás alapelve a fokozatos megközelítés volt, ezzel összhangban a kutatást szakaszokban (1. táblázat) folytatjuk le, az egyre költségesebb kutatásokat egyre kisebb területre korlátozva.

A szakaszokat a nyersanyagkutatás gyakorlatából vettük át, de ehhez saját fogalom- és kifejezésrendszert (2. táblázat) alakítottunk ki.

A földtudományi kutatás szakaszai

1. táblázat

Szakasz	Kutatás				
	megnevezése	léptéke	tárgya	feladata	módszere
1	előzetes kizáró szűrés és objektumkijelölés	1:500 000	az ország egész területe	perspektivikus térségek körvonalazása	szakirodalmi vizsgálat
2	részletes kizáró szűrés és objektumkijelölés	1:100 000	perspektivikus térség	perspektivikus objektumok kijelölése és rangsorolása	szakirodalmi vizsgálat
3	felderítő kutatás	1:50 000	perspektivikus objektumok	potenciális objektumok kijelölése és rangsorolása	terepi kutatás
4	előzetes kutatás	1:25 000	potenciális objektumok	potenciális telephelyek kijelölése és rangsorolása	fúrásos kutatás
5	részletes kutatás	1:10 000	potenciális telephelyek	alkalmassági vizsgálat fúrásos kutatás	fúrásos kutatás
6	ipari kutatás	1:5 000	alkalmas telephely	adatszolgáltatás a tervezéshez	fúrásos vagy bányászati kutatás

## Kutatási szakkifejezések

2. táblázat

Szakkifejezés	Magyarázat
kizáró (negatív) szűrés	mindazon követelmények érvényesítése, amelyek politikai, gazdasági, környezeti vagy vízgazdálkodási megfontolásból különböző területek, természeti elemek vagy létesítmények védelmét biztosítják a hulladéklerakótól és a hulladéklerakó védelmét különböző természeti elemektől és műszaki létesítményektől
kereső (pozitív) szűrés	hulladéklerakásra perspektivikus vagy előzetesen alkalmas objektumok (később telephelyek) keresése
objektum	földtani értelemben homogén, természetes eredetű közettest – felszíni elhelyezés esetében az illető közettestnek az a része, amely pozitív domborzati elemre esik – megadott értéknél alacsonyabb vízvezető-képességgel
telephely	hulladéktároló számára – többnyire egy objektumon belül – kijelölhető vagy kijelölt területész
rangsorolás	objektumok vagy telephelyek minőségi sorrendbe állítása megadott paraméterek alapján
perspektivikus térség	térség, amelyen az objektumok gyakorisága az átlagosnál jóval nagyobb
perspektivikus objektum	objektum, amelynek környezetében az esetleges szennyeződés vándorlása a rendelkezésre álló adatokból ítélve a többi objektumhoz képest lassú és amelynek ugyanezen adatok szerint nincsenek hátrányos tulajdonságai
potenciális objektum	objektum, amelynek környezetében az esetleges szennyeződés vándorlása helyszíni vizsgálattal kapott adatokból ítélve a többi objektumhoz képest lassú és amelynek ugyanezen adatok szerint nincsenek hátrányos tulajdonságai
potenciális telephely	olyan telephely, amelynek környezetében az esetleges szennyeződés vándorlása fűrészes kutatással kapott adatokból ítélve a többi objektumhoz képest lassú és amelynek ugyanezen adatok szerint nincsenek hátrányos tulajdonságai
alkalmas telephely	telephely, amelynek természeti paraméterei biztosítják a kitűzött feladat – kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezése – megoldását
alkalmassági vizsgálat	kutatás, amelynek eredményeképpen a telephely alkalmas volta igazolódik vagy cáfolatot nyer és amely a kitűzött feladat – kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezése – szempontjából szerepet játszó valamennyi természeti paraméter értékére információt ad

## Kizáró szűrés az országos szakirodalmi vizsgálat során

3. táblázat

A kizárás célja:		Kizárando terület, valamint természeti objektum vagy mesterséges létesítmény és védőöve	Elhelyezés		Adatszolgáltató intézmény megnevezése
védelem a tárolótól	a hulladéktárolót fenyegető veszély elhárítása		felszíni	felszín alatti	
a védendő objektum jellege	veszély eredete				
politikai vagy gazdasági szempontok szerint választott területek		országhatár menti 30 km-es sáv	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		jelentős történelmi emlékhelyek	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		katonai létesítmények	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		ásványi nyersanyag-lelőhelyek	+	+	ETV-Erőterv Rt.
	műszaki	működő vagy felhagyott bányák	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		robbanásveszélyes létesítmények	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		olaj- és gázvezetékek	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		természeti környezet		védett természeti értékek	+
védeni tervezett természeti értékek	+	+		ETV-Erőterv Rt.	
üdülővezetek	+	+		ETV-Erőterv Rt.	
felszíni és felszín alatti vizek		lekötött és potenciális ivóvízbázisok	+	+	ETV-Erőterv Rt.
		ivóvízbázisok utánpótlási területei	+		ETV-Erőterv Rt.
		karsztvízrendszer	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
		folyók, tavak és víztározók	+		ETV-Erőterv Rt.
		ásvány- és gyógyvízforrások	+		ETV-Erőterv Rt.
		felfelé irányuló vízáramlások		+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
	természeti	földrengés-halmazok	+	+	MTA GGKI
		potenciálisan aktív törések	+	+	MÁFI Alapkutatási Főosztály
		árvizek és belvizek	+		ETV-Erőterv Rt.
		aktív és potenciális csuszamlások	+		MTA Földrajztudományi Kutatóint.
		kis teherbírási, tőzeg és anhidrit	+		MÁFI Térképezési Főosztály

## Objektumkijelölés az országos szakirodalmi vizsgálat során

4. táblázat

Kritérium		megnevezése és tartalma	Adatszolgáltató intézmény megnevezése
elhelyezési típusonként			
kereséshez	értékeléshez		
felszíni és felszín alatti		homogenitás és vízzáró képesség	MÁFI Térképezési Főosztály
felszíni		pozitív domborzati formák	MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
	felszíni	lejtőszög és felszabdaltság	MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
		szennyeződések felszínre jutási ideje	MÁFI Vízföldtani Főosztály
	felszín alatti	pirittartalom	MÁFI Térképezési Főosztály
		áramlási sebességek a környezetben	MÁFI Vízföldtani Főosztály

A szakirodalmi vizsgálat első lépésében (1. szakasz) megvizsgáltuk hazánk felszíni és felszín közeli földtani képződményeit abból a szempontból, melyek és milyen rangsorban látszanak előzetesen alkalmasnak ahhoz, hogy radioaktív hulladékok elhelyezésénél megfelelő minőségű földtani gátat képezzenek (CHIKÁN G. 1997). A Nemzeti Projekt irányelvei szerint földtani gátakat csak azokon a területeken kereshetünk, amelyek a kizáró szűrés után megmaradtak. A szűrés szempontokat egy részletesen kidolgozott és a Nemzeti Projekt Szakértői Bizottsága által jóváhagyott kritériumrendszer rögzítette, további vizsgálatainkat ennek alapján végeztük.

Az 1:500 000-es országos szűrés (1993–1994; BALLA Z. et al. 1994) nyomán kiderült, hogy a kizárási kritériumoknak (3. táblázat) és Magyarország földtani adottságainak kedvezőtlen kombinációja folytán a földtani gát szempontjából leginkább kedvező képződmények nagy része kiesett. Így pl. az országhatár menti 30 km-es sáv miatt ki kellett zárunk a soproni és zempléni kristályost, továbbá a Budai Márga és a Kiscelli Agyag, valamint a miocén vulkanitok nagy részét. Ami ezekből megmaradt, az jórészt karsztvíz-védelmi övbe esik, s ezért nem vehettük figyelembe. Az ugyancsak perspektivikus alsópannoniai agyagmárga nagyrészt a 300 m-es kutatási határnál mélyebben van, sekélyebb település esetén viszont zömmel szintén karsztvíz-védelmi övbe esik. A medenceterületeket a felszíni elhelyezés szempontjából az árvíz- és belvízvesztély, a felszín alatti szempontjából pedig (igaz, nem teljes egészükben) a felfelé irányuló potenciális vízármlás miatt kellett kizárunk. Mindennek következtében felszíni elhelyezésre csak löszdombvidékeket, felszín alattira pedig elsősorban felsőpannoniai üledékeket, néhol gránitot vehettünk számba. Az előzetes objektumkijelölés (4. táblázat) nyomán felszíni elhelyezésre egyetlen nagyobb perspektivikus térség körvonalazódott, a Mezőföldön és a tőle D-re eső dombvidéken. Felszín alatti elhelyezésre több térség is perspektivikusnak látszott, köztük a mezőföldi is. Mivel mindkét elhelyezést vizsgáltuk, a továbbkutatást a mezőföldi körzetre (1. ábra, ~5000 km<sup>2</sup>) korlátoztuk.

A mezőföldi kutatási területen lefolytatott 1:100 000-es vizsgálat (1994–1995; BALLA Z. et al. 1995a) során először is – a korábbinál jóval nagyobb pontossággal, már csak a méretarány-változás miatt is, – megismételtük a kizáró szűrést, amelynek kritériumai gyakorlatilag változatlanok maradtak (5. táblázat).

A korábbiakhoz szintén hasonló keresési és minősítési követelmények (6. táblázat) alkalmazásával nagyszámú perspektivikus objektumot találtunk, 128-at felszíni és 193-at felszín alatti elhelyezésre, az utóbbiak között egy gránitos volt (a mórágyi), a többi üledékes (felsőpannoniai). A rendelkezésre álló adatok alapján az üledékes objektumokat

felszíni és felszín alatti elhelyezésre külön-külön jegyzékbe szedtük, rangsoroltuk és rangsor szerint csoportosítottuk.

A lakossági véleménykérés<sup>1</sup> nyomán azonban már csak 12 felszíni és 18 felszín alatti objektum (köztük a gránitos) közül választhatunk. A soron következő 3. szakasz munkálatainak meghatározásakor abból indultunk ki, hogy a korábbiak közül a kizárási kritériumok a további szakaszokban kivétel nélkül érvényben maradnak, és teljesülésük újra meg újra ellenőrizendő, de ennek súlya a kutatásban az érintett körzetek beszűkülésével rohamosan csökken; ugyanakkor a munkálatok eredményeként születő adatok bonyolult szövevénye egyre kevésbé kezelhető bármilyen előre megadott kereső és minősítő kritériummal; s egyre inkább különböző körülmények mérlegelése kerül előtérbe.

A lakossági befogadó készséget tanúsító községek közül Diósberey, Németskér és Udvari területén felszíni, Bataapáti területén pedig felszín alatti (gránitos) perspektivikus objektumon indítottunk terepi reambulációt (1. ábra, 7. táblázat). A felszín alatti üledékes objektumok adatait a korábbinál szélesebb körűen és behatóbban elemeztük, s tisztáztuk, hogy a megmaradtakon a továbbkutatás célzerűsége kétséges.

A terepi reambuláció (1995; BALLA Z. et al. 1995b) nyomán a felszíni perspektivikus objektumok némelyikét vagy azok egyes részeit – figyelembe véve a geomorfológiai (SCHWEITZER F. et al. 1995, 1996a–b) és ökológiai (GERGELY E. et al. 1995a–b, 1996) korlátokat is – potenciális objektummá minősítettük, s azokat vettük számba fűrészes kutatásra, amelynek lehetőségei Németskér visszaközvetítésével tovább szűkültek. A felszín alatti elhelyezési lehetőségek vizsgálatára a mórágyi grániton lefolytatott földtani és vízföldtani reambulációval kiderítettük, hogy a földtani gátra legperspektivikusabb körzet a Bataapáti és Véménd közötti vízvázaló alatti talajvíz-dombháton van. Behatóan tanulmányoztuk a gránitkibúvások repedésrendszerét is, amely a felszín alatti vizek mozgását szabályozza (MAROS GY., PALOTÁS K. 1997). Próbaképpen néhány függőleges metszetet szerkesztettünk, s számítógépes modellezéssel meghatároztuk a felszín alatti vizek áramlási pályáit és vándorlási idejét e pályák mentén (BALLA Z. et al. 1995c). Ennek nyomán kiderült, hogy a felszínre lépési idő több ezer évet tesz ki, ami az ennél nagyságrendekkel rövidebb idő alatt elbomló radioaktív elemek terjedésének útját álló földtani gátként értelmezhető. Egyúttal az is tisztázódott, hogy a felszíni kibúvások repedettségének mennyiségi vizsgálatával becsült szivárgási értékek néhány nagyságrenddel haladják meg azokat, amelyekkel a gránittest mélyebb részeinek hidrodinamikai viszonyai modellezhetőek,

<sup>1</sup> A PART. megbízásából a Burson–Marsteller Kft., 1995

## Kizáró szűrés a mezőföldi szakirodalmi vizsgálat során

5. táblázat

A kizárás célja		Kizárandó terület, valamint természeti objektum vagy mesterséges létesítmény és védőöve	Elhelyezés		Adatszolgáltató intézmény megnevezése
védelem a tárolótól	a hulladéktárolót fenyegető veszély elhárítása		felszíni	felszín alatti	
a védendő objektum jellege	a veszély eredete				
politikai vagy gazdasági szempontok szerint választott területek		települések	+	+	MÁFI Alapkutató Főosztály (Belügyminisztérium)
		műemlékek	+	+	MÁFI Alapkutató Főosztály (műemlék-felügyelőségek)
		katonai létesítmények	+	+	Honvéd Vezérkar Hadművelési Csoportfőnökség
		ásványi nyersanyag-lelőhelyek	+	+	Magyar Geológiai Szolgálat Dél-dunántúli és Közép-dunántúli Területi Hivatala (Magyar Bányászati Hivatal)
	műszaki	robbanásveszélyes létesítmények	+	+	Vegyipari és Rendszer-biztonsástechnikai Fejlesztési Kft. (önkormányzatok)
		olaj- és gázvezetékek	+	+	VÁTI Rt. Külterületi Nyomvonalas Létesítmények Nyilvántartása
természeti környezet		védett természeti értékek	+	+	VÁTI Rt. Külterületi Nyomvonalas Létesítmények Nyilvántartása
		védni tervezett természeti értékek	+	+	Természetvédelmi Hivatal (önkormányzatok)
		üdüllőövezetek	+	+	Baltoni Intézőbizottság
felszíni és felszín alatti vizek		üzemelő közüzemi vízművek	+	+	VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete
		távlati ivóvízbázisok	+	+	VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete
		karsztvíz-rendszerek	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
		folyók és tavak	+		VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete
		termelő és potenciális ásvány-, gyógy- és hévízkutak	+		VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete
		felfelé irányuló vízáramlások		+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
	természeti	földrengés-halmazok	+	+	MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet (GGKI)
		potenciálisan aktív törések	+	+	MÁFI Alapkutató Főosztály
		árvizek és belvizek	+		VITUKI Rt. Hidrológiai Intézet
		aktív és potenciális csuszamlások	+		MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
		kis teherbírás	+		MÁFI Térképezési Főosztály

Megjegyzés: zárójelben – kiegészítő vagy ellenőrző adatokat szolgáltató intézmény

## Objektumkijelölés a mezőföldi szakirodalmi vizsgálat során

6. táblázat

Kritérium			Adatszolgáltató intézmény megnevezése
elhelyezési típusonként		megnevezése és tartalma	
kereséshez	értékeléshez		
felszíni és felszín alatti		homogenitás és vízzáró képesség	MÁFI Térképezési Főosztály
felszíni		pozitív domborzati formák	MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
	felszíni	lejtőszög és felszabdaltság	MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
		szennyeződések felszínre jutási ideje	MÁFI Vízföldtani Főosztály
		borvidékek és borhelyek	Szőlészeti és Borászati Kutatóintézet

## Felderítő kutatás: terepi reambuláció

7. táblázat

feladata	Tevékenység módszere	Elhelyezés		Kivitelező intézmény
		felszíni	felszín alatti	
földtani felépítés pontosítása	úrfelvételek kiértékelése	+	+	ELGI Geoelektromos Főosztály
	földtani reambuláció	+	+	MÁFI Térképezési Főosztály
	közetrés-vizsgálat		+	MÁFI Alapvetési Főosztály
	mérnökgeofizikai szondázás	+	+	Elgoscár International Kft.
	geoelektromos szondázás	+		Elgoscár International Kft.
vízföldtani viszonyok pontosítása	hidrológiai reambuláció	+	+	VITUKI Hidrológiai Intézet
	vízföldtani reambuláció	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
	refrakciós szeizmika (talajvízszint-követés)	+	+	ELGI Szeizmikus Főosztály
	földtani modell-előkészítés	+	+	MÁFI Térképezési Főosztály
	vízföldtani modell-előkészítés	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
	hidrodinamikai modellezés	+	+	BKMI Kft.
	hidrodinamikai értelmezés	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
geokémia értékelés	vizmintavétel terepen	+	+	MÁFI Geokémiai Főosztály
	vizmintavétel mérnökgeofizikai szondázásban	+	+	Elgoscár International Kft.
	izminőség-vizsgálat	+	+	MÁFI Laboratóriumi Főosztály
kiegészítő értékelés	geomorfológia	+		MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
	ökológia	+		ÖKO Rt.

## Felderítő kutatás: mélyfúrás

8. táblázat

feladata	Tevékenység módszere	Elhelyezés		Kivitelező intézmény
		felszíni	felszín alatti	
műszaki kivitelezés	mélyfúrás	+	+	Rotaqua Kft.
	minőségbiztosítás, műszaki ellenőrzés	+	+	Golder Associates (Magyarország)
geofizikai mérés	karotázs	+	+	ELGI Mélyfúrás-geofizikai Főosztály
	fűrőlyuk-szeizmika	+	+	ELGI Szeizmikus Főosztály
földtani értékelés	fúrások földtani dokumentációja	+		MÁFI Térképezési Főosztály
	fúrások rétegtani korrelációja	+	+	MÁFI Alapvetési Főosztály
	közetrés-vizsgálat fúrásban		+	MÁFI Alapvetési Főosztály
	csiszolatkészítés		+	MÁFI Laboratóriumi Főosztály
	ásvány-kőzettani vizsgálat		+	ELTE Ásványtani és Kőzettan-Geokémiai Tanszék
	földtani modell-előkészítés	+	+	MÁFI Térképezési Főosztály
hidrodinamikai értékelés	szivattyús hidraulika	+		Rotaqua Kft.
	pakkeres hidraulika		+	Golder Associates (Németország)
	vízföldtani modell-előkészítés	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
	hidrodinamikai modellezés	+	+	BKMI Kft.
	hidrodinamikai értelmezés	+	+	MÁFI Vízföldtani Főosztály
geokémiai értékelés	vizmintavétel fúrásban	+	+	MÁFI Geokémiai Főosztály
	radioizotópok meghatározása és kiértékelése	+	+	VITUKI Hidrológiai Intézet
	stabil izotópok meghatározása és kiértékelése	+	+	MTA Atommagkutató Intézet
	vizminőség-vizsgálat	+	+	MÁFI Geokémiai Főosztály
	geokémiai értelmezés	+	+	MÁFI Geokémiai Főosztály

vagyis a felszín közeli rész repedezettsége elsősorban exogén hatásokat tükröz, és nem terjeszthető lefelé.

A következő lépésben (1996: BALLA Z. et al. 1996a) három potenciális objektumra felderítő fúrást telepítettünk, s azokban széleskörű vizsgálatot folytattunk le (8. táblázat). Mind a fúrások, mind a vizsgálatok minőség-biztosítás alatt, napi huszonnégy órás műszaki ellenőrzéssel folytak (TUNGLI GY., GYALOG L. 1997), s ezzel nemzetközi megmértetést is kiállnak. Valamennyi fúrásban kü-

lönféle módszerekkel geofizikai méréseket végeztünk (BUCSI SZABÓ L. et al. 1997).

A felszíni elhelyezési lehetőségek vizsgálatára Diósberegnél (Db-1A, 150,1 m, MARSÍ I. 1997) és Udvarinál (U-2A, 170,4 m, KOLOSZÁR L. 1997) mélyítettünk fúrást. A földtani adatok összehasonlítása nyomán az Udvarinál lévő fúrás környete kedvezőbbnek tűnt, s abban két szintet hidraulikai vizsgálatnak is alávetettünk (TÓTH GY. et al. 1997).

A felszín alatti elhelyezési lehetőségek vizsgálatára Üveghutánál<sup>2</sup> (Üh-1, 364,5 m, KÓKAI A. 1997) mélyítettünk fúrást. Az ebből kapott magot részletesen tanulmányoztuk, beleértve a vízmozgás szempontjából elsőrendűen fontos repedezettséget is (MAROS GY., PALOTÁS K. 1997), magában a fúrásban pakkeres hidraulikai vizsgálatokat folytattunk le (BALLA Z. et al. 1996b, TÓTH GY. et al. 1996b).

Az eddigi kutatásokkal zárult a Nemzeti Projekt első szakasza, s a kapott eredmények szolgálnak alapul a második szakaszban lefolytatandó vizsgálatok meghatározásához.

### 3. Eredmények

A három terület kutatási eredményeit a radioaktív szennyezés terjedését akadályozó földtani gát szempontjából értékeljük. Felfogásunk (TÓTH GY. et al. 1996a) szerint a földtani gát feladata a tárolóból esetleg kiszabaduló radioaktív szennyezés vándorlásának oly mértékű lelassítása, hogy mire a szennyezés a bioszférába jutna, az időközben lejátszódott radioaktív bomlás következtében már nem okozna a megengedettnél nagyobb sugárterhelést a környezetre. Feladatunk nem a sugárterhelés meghatározása volt, hanem egy előzetes becslés arra az időtartamra, amely alatt az esetleges szennyeződések eléri a bioszférát. Ezt a becslést két független módon végeztük, egyik a vándorlási útvonal és idő meghatározása hidrodinamikai modellezéssel, a másik a felszín alatti vizek összetételéből adódó geokémiai időkorlátok kimutatása.

A hidrodinamikai modellezéshez első lépésben sok km hosszú földtani szelvényeket szerkesztettünk (CHIKÁN G. 1997) csaknem 2000 m mélységig, felszíni elhelyezésnél külön elemezve az új és a korábbi fúrások korrelációs lehetőségeit (MÜLLER P. et al. 1997). Ezután a szelvényeket vízföldtani tartalommal töltöttük fel, elvégezve a szükséges módosításokat is (BALLA Z. et al. 1997, TÓTH GY. et al. 1997). A vízföldtani szelvényeket modellezési szelvényeké alakítottuk át, modellezéssel elvégeztük a hidraulikai paraméterek hitelesítését, valamint meghatároztuk a potenciálképet és az áramlási pályákat a hozzájuk tartozó vándorlási időkkel együtt (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997). A modellezés során olyan elhanyagolásokkal éltünk, amelyeknek szinte mindegyike a biztonság növelését szolgálta: a felszínre lépési idő a számítással kapott értékekhez képest nyilvánvalóan megnőne, ha pl. adszorpciót, radionuklidmozgást vagy háromfázisú zónát vennénk figyelembe, avagy ha a mesterségesen felvett át nem eresztő határokat (üledékösszletben az alsópannóniai összlet felszínét, gránitnál az oldalsó és alsó szelvényzáródást) természetesenkel helyettesítenénk.

Az így kapott képet összevetettük (ha volt) a fúrásból vett vízminták vizsgálati eredményeivel, elsősorban a víz korával és beszívargási körülményeivel (éghajlat stb., HORVÁTH I. et al. 1997), s ennek alapján alakítottuk ki véleményünket a földtani alkalmasságról. Ezt a véleményt az alábbiakban potenciális telephelyenként ismertetjük.

Az Üveghuta-1 fúrást a Bataapáti községtől néhány km-rel délre lévő terepi és talajvíz-hátságra telepítettük, ahol a leghosszabb felszínre lépési időket várhattuk. 40 m laza üledék (talaj, lösz, agyag) után 18 m fellazult, széteső, majd lejjebb üde granodioritba jutottunk, amelyben 295 m-től talpig (364,5 m) változóan, részben igen erősen töredezett zónában haladtunk (KÓKAI A. 1997). Kilenc mélység-

köz pakkeres hidrodinamikai vizsgálatát folytattuk le (HARBORTH, B., TUNGLI GY. 1997).

Bebizonyosodott, hogy a gránit vizadó- és vízáteresztő-képessége rendkívül alacsony, ami jó minőségű földtani gátra mutat. A 295 m alatti törés zónában az illető paraméterek értéke 1-2 nagyságrenddel nagyobb volt, ami még mindig elég kicsi ahhoz, hogy a földtani gátat ne veszélyeztesse. Az igen kis beáramlások miatt a kapott paraméterek mindössze kb. 10 m távolságig érvényesek, azonban első közelítésben egyéb adat híján ezeket használtuk a közettest egészének jellemzésére.

Az áramlási modellben a vándorlási idők meghaladták a százezer évet (2. ábra), ez azonban legfeljebb más gránitkörzetekkel való összehasonlításhoz használható érték. A valóságos vándorlási időket a valóságos törések helyzete és tulajdonsága szabja meg, de ezekről a törésekről nincs szinte semmiféle adatunk, még a fúrással harántolt töréses övnek sem ismertük meg sem irányát, sem valódi méreteit. Ezért modelleztük a lehető legrosszabb szituációt, amelyben a fúrásban lévő töréses öv a fúrásponthoz közelében észlelt felszíni vízkilépési pontra csatlakozik, s erre a modellre csaknem másfélszeres éves vándorlási időt kaptunk, vagyis a földtani gátat a törés ugyan lerontja, de nem oly mértékben, hogy a gátló hatás a szükséges szint alá essen. A víz deutérium- és oxigén-izotóparánya 100 m mélységben még a maihoz hasonló, de 360 m mélységben már a mainál jóval hidegebb éghajlatot jelez, ami földtörténetileg 12 000 évnél régebben állhatott fenn, s az ebből számítható lassú leszívargás inkább a töréses öv nélküli modell igen nagy értékeivel van összhangban.

Az Udvari-2 fúrást a községtől 1,1 km-rel kelet-északkeletre, dombhátra telepítettük. 97 m lösz és 53 m vöröstarka, uralkodóan agyagos rétegek alatt a felsőpannóniai üledékeket 150 m-ben értük el, s talpig (170,4 m) azokban haladtunk (KOLOSZÁR L. 1997). A vizadó- és vízáteresztőképességet a lösz és a vöröstarka rétegek alsó részén, egyegy szintben vizgáltuk.

Az áramlási modellben igen erősnek bizonyult egy, a lösz alsó részén települő ősi talajszint hatása: a létesítményből indított áramvonalak egy részét ez a szint eltereli, és a felszínre lépési időket 440 év alá szorítja, míg a többit csak megtöri (3. ábra); ezek mentén a vándorlási idő sok ezer év. A hosszú áramlási pályák azonban a fúrástól kb. 200 m távolságban szelik át azt a 75 m körüli mélységben lévő szintet, amelyben a víznek mind radiokarbon-kora, mind éghajlati izotóp-összetétele 20 000 év körüli beszívargást mutat, s ez a konkrét áramlási pályák létezésére ellen szól, bár nem zárja ki azokat távolabbi körzetben. A 145 m mélységből vett vízminta radiokarbon-kora 8800 év, izotóp-összetétele viszont hideg, bár az előzőnél némileg melegebb éghajlatnak, azaz minimum 12 000 éves kornak felel meg. Úgy tűnik tehát, hogy a mélyebb szintekben a víz-áramlás szabadabb, s a magasabb szintekben egy, az áramkörből kizárt ősi vízlencse van, amelynek helyzete és mérete határozza meg a földtani gát paramétereit: a szennyeződések terjedését megakadályozó több ezer éves vándorlási idők csak a vízlencsén túl létezhetnek. Ez a megfontolás a geokémiai adatok értelmezésével született, s ilyen mivoltában éppúgy ellenőrzésre szorul, mint az áramlási pályák és a vándorlási idők.

Az Udvari melletti potenciális telephely esetében tehát a hidrodinamikai modellezés és a vízkémiai adatok értelmezése nincs összhangban, ami lényegében az adatok kis mennyiségéből ered. A hidrodinamikai modellezés tanúsága szerint a fúrás közvetlen környezetében is számíthatunk

<sup>2</sup> Elhagyott település Bataapáti területén

alkalmas telephelyre, a vízkémiai adatok értelmezése szerint azonban erre legfeljebb a fúrástól jelentős távolságban nyílnak esély, mivel a feltételezett idős vizlencse nemigen lehet sok száz m-nél kisebb.

A *Diósberény-1* fúrást a községtől 1,2 km-rel északnyugatra, dombhátra telepítettük. 59 m lösz és 4 m vöröstarka agyag alatt a felsőpannóniai üledékeket 63 m-ben értük el, s talpig (150,1 m) azokban haladtunk (MARS I. 1997).

Az *áramlási modell* első változatában szimmetrikus áramlási képet kaptunk több ezer éves vándorlási időkkel. Kísérleti futtatások sorozatával kimutattuk, hogy az áramlási kép rendkívül érzékeny a fúrásban észlelt rétegek oldalirányú terjesztésének mértékére: a lösz alatti vörösgyag réteg kiékelésével ugyanolyan aszimmetrikussá válik, mint Udvarinál, s a rövidre zárt áramvonalak mentén a felszínre lépési idő 150 év alá csökken (4. ábra). A hidrodinamikai modellezés tanúsága szerint a fúrás közvetlen környezetében is számíthatunk alkalmas telephelyre, mivel azonban mélységi vízgeokémiai adatunk nincs, ez a következtetés semmivel sem biztosabb, mint Udvari esetében.

#### 4. Összefoglalás

Potenciális telephelyeket két különböző földtani környezetben vizsgáltunk: felszíni elhelyezésre löszben és felszín alatti elhelyezésre granodioritban. Gránitkőzetet számos országban tanulmányoznak nagy radioaktivitású hulladékok elhelyezésére és tekintenek perspektivikus befogadó közegnek, ezért bőséges és változatos *módszertani tapasztalat* áll rendelkezésre. Ezzel szemben a lösz általában még kis és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezésére is alkalmatlannak vélik, s a hazai szakemberek közül is sokan ellenzik. Mindez nyilvánvalóan, bár csak közvetett módon Üveghuta mellett szól.

Az 1995–1996. évi hazai felderítő kutatás jóval nagyobb *felszínre lépési időket* eredményezett granodioritra, mint löszre. Emellett az *áramlási kép* granodioritban szimmetrikus és stabil, míg löszben élesen aszimmetrikus és változékony volt, jelentős mértékben függve a szelvényrajzolatától. Mindkét körülmény Üveghuta esélyeit látszik növelni. Valójában azonban a granodioritra kapott áramlási kép szimmetriája és a nagy vándorlási idő könnyen származhat abból, hogy adathiány miatt, kényszerűségből a közettestet eleve homogénnek tételeztük fel. Világos, hogy a granodioritban törések is léteznek, s nem csak kevésbé permeábilis törések, mint az Üveghuta-1 fúrásban. Nemzetközi tapasztalatok alapján azonban megvan a remény arra, hogy a közettesten belül találunk olyan részt, ahol a fel-

színre lépési idők megfelelőek. Ugyanakkor Udvari esetében a kapott áramlási kép meglehetősen kedvezőtlen, s a vízkémiai adatok értelmezése nem ad alapot optimista prognózishoz. A két potenciális lösz-telephely közül Diósberénynek Udvarival szemben hátránya, hogy az áramlási kép lényegében azonos volta mellett az ismeretesség jóval alacsonyabb fokú, ezért ha választanunk kell, Udvarit célszerű előnyben részesítenünk. Mindez azonban csak különböző, súlyban össze nem vehető körülmények mérlegelése, megbízható rangsoroláshoz további adatok volnának szükségesek.

Objektumait és jellegét tekintve az általunk lefolytatott kutatás úttörő munka volt, hazai tapasztalatok nélkül, s az idevágó nemzetközi tapasztalatok sem olyanok, hogy közvetlenül alkalmazhatók lennének. Ennek fontos következménye volt, hogy a kutatás során nagy számban merültek fel olyan, előre nem látott problémák, amelyeket meg kellett oldanunk ahhoz, hogy feladatunkat teljesítsük. Következtetéseink minden objektumon csak egy-egy fúrásra támaszkodtak, de igyekeztünk azokat az eredmények lehető legszélesebb földtudományi értelmezésével kialakítani. Tisztában vagyunk azzal, hogy a megismerésben továbblépés csak újabb fúrások nyomán várható.

A konkrét gyakorlati és az azokat megalapozó módszertani eredményeken túlmenően fontosnak tartjuk, hogy a Mezőföldnek és környezetének mind rétegtani (JÁMBOR Á. 1997, KOLOSZÁR L., MARS I. 1997), mind tektonikai (DUDKO A. 1997, KOVÁCSVÖLGYI S. 1997) megismerésében is jelentős lépést tettünk előre, bár ez nem volt szerződésben rögzített vagy más módon előírt feladatunk.

#### 5. Köszönetnyilvánítás

Munkálataink eredményességéhez nagy mértékben hozzájárult az a segítőkészség, amelyet az Atomerőművet az egyeztetéseken képviselő FRIGYESI FERENC projektvezető és ORMAI PÉTER vezető szakértő tanúsított, valamint az a jóindulat, amellyel ügyeinket kezelték. Mindkettőjüknek ezúton mondok hálás köszönetet a magam és a kutatás valamennyi résztvevője nevében. Ugyancsak köszönetet mondok BÁRDOSSY GYÖRGY akadémikusnak, aki a szakmai felügyeletet adó Szakértői Bizottság egyetlen geológus tagjaként állandó és hathatós támogatást nyújtott munkálatainkhoz. Végül köszönet illeti a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatóját, GAÁL GÁBORT, majd BREZSNYÁNSZKY KÁROLYT, akik bizalmukkal tiszteltek meg a kutatás egész folyamán, valamint a kutatás minden résztvevőjét a MÁFI-ban és más intézményekben egyaránt.





## ROLE AND SIGNIFICANCE OF THE GEOLOGICAL MAPPING IN SITE EXPLORATION

GÉZA CHIKÁN

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

**K e y w o r d s :** cross sections, geologic maps, granodiorites, loess, paleosols, Quaternary, site exploration

Geologic mapping plays an important role in the different periods of site exploration for radioactive waste disposal. In the initial period the geological characterization and classification of certain formations in the entire country was worked out. A survey of technical literature indicated that loess hills overlying Upper Pannonian (Upper Miocene) formations were potentially suitable for near-surface disposal, while Upper and Lower Pannonian clayey formations, and Mecsek granite were suitable for underground disposal. Geologic research on the selected objects and edited profiles was carried out to help hydrogeological modeling. Taking these results into account the locations for deep boreholes which helped characterize the objects and the hydrogeological investigations were determined. The boreholes were investigated in detail. In the next phase of research detailed geological mapping of the selected areas was carried out. The research for the radioactive waste disposal facility supplied new data about the geological structure of the country.

### 1. Introduction

The characteristics, structure, reactions and the alteration of geological formations due to external factors plays an essential role in weighing the consequences of human intervention. Especially significant interventions are those whose effects are perceptible to society for a long time. These factors are insignificant in geological terms. However they affect geological environment and remain for millions of years. At the same time geological factors also influence the degree of perception of the effects mentioned above.

The problem of radioactive waste disposal is recent. The development of the nuclear industry also has a short past, and in the beginning the dangers caused by the waste were neglected during the planning of disposal. As environmental protection and the problems of radioactivity became clear, it became apparent that waste, its disposal, and isolation from the environment and the dangers to society cannot be handled as an internal, national problem. The International Atomic Energy Agency employs teams of experts to examine the methods of handling and disposal of the waste-producing countries and works out suggestions for methods and procedures to be followed during the planning and execution of waste disposal.

It has been established that no repository can be found without artificial protection which would be suitable for waste disposal. This means that during the planning of such sites one must count with partly natural, and partly artificial protection, and that the complex system of these types of protection provides the lowest risk for society.

The design and construction of artificial protection is an engineering task, the execution of which needs proper information about the parameters of the possible natural protection. It must be remembered that engineering works can have an adverse effect on the natural structure hosting the repository, in other words the geological formations.

Four geological formations are considered as suitable for disposing radioactive waste: salt rocks, crystalline rocks, volcanic tuffs and clays. Though such types of formations occur in Hungary, complex demands of waste disposal cannot be met without detailed examination of these occurrences. To determine the degree of natural protection it is essential to examine the geological formations and collect, interpret and evaluate all data relevant to a complete evaluation of suitability.

### 2. Geologic maps in certain periods of the research

In view of the above, geological maps of different scales were used and edited during the site exploration for waste disposal, keeping the principle of progressivity in sight. However geological mapping is not limited to making and editing maps of different scales. An essential work of collecting, interpreting and evaluating geological (including drilling) data was carried out. Drilling data were needed partly to make the maps more precise, partly to create an exact view of subsurface geological conditions, in order to characterize the geological objects in terms of their suitability as near-surface or underground disposal sites. During the mapping, geological profiles were constructed using surface and subsurface data and the results of geophysical modeling, which helped to make the geological model more precise and the hydrogeological modeling possible (STICKEL *et al.* 1997).

#### 2.1. Introduction period

In 1993, during the initial phase of the project an overview of the distribution of geological formations occurring on and under the surface was compiled. The report included the basic geological and engineering geological characteristics of these formations which assist the

determination of their features from a radioactive waste disposal point of view. By evaluating the geological and engineering geological data the formations according to waste disposal criteria were categorized, and the most important characteristics of those layer groups and geological formations were also defined that required additional research for the disposal of low and intermediate level radioactive waste (CHIKÁN *et al.* 1993).

The basis for finishing this job was supplied by the 1:500,000 scale map of Hungary (FÜLÖP 1984), which is the newest summary surface geological map of the country. It should be mentioned though, that this was only of limited use, for the following reasons:

Firstly, during the editing the pre-Quaternary units were emphasized. Therefore the editors (as usual in the technical literature) displayed such formations on the surface while in reality they could be found under Quaternary deposits of significant thickness. Formerly (CHIKÁN *et al.* 1993) attention was drawn to the fact that the regional depiction of certain formations is the result of the combined delineation of surface and near-surface distribution, and does not mean automatically an area indication. In the description of the formations attempts to indicate the thickness of cover were made.

Secondly, new information was not included on parts of the map compared to former versions, because during the 60's and 70's a new survey was carried out mainly in the mountains and on the Great Hungarian Plain. It meant a limitation because the preciseness of knowledge of Quaternary deposits gained a special importance during the research, while these formations were considered less important during the former, raw-material focused geological mapping, and so less attention was paid to their precise depiction and classification.

On the map (FÜLÖP 1984) 127 geological formations were distinguished. The survey of technical literature was concentrated on summarizing the engineering geological characteristics and general geological features of these formations. On this basis those factors were chosen which are considered most important concerning the suitability of these formations for waste disposal. None of these different features is deciding by itself, although negative effects of some of them cannot be counteracted by artificial intervention. During the analysis the following factors were examined: homogeneity, distribution, fragmentation, ability to karst formation, capacity, surface pollution-sensitivity, and earthquake resistance. As exact weightings for comparing the effects of these factors cannot be found, all features were treated in the same way at the evaluation. Three groups during the examination of geological and engineering geological parameters were distinguished: the first group consisted of formations which were held suitable for waste disposal in respect of the given parameters, the second group consisted of less suitable formations, and the third group contained unsuitable formations. The groups got 2, 1 and 0 values and the formations were classified and ranged according to the total points of characteristics.

The distribution of the 127 formations by total points was the following: none of the formations reached 14 points, 1 (Boda Siltstone) reached 13 points, 3 (Mány, Törökbálint, Szécsény, Pétervására, Eger Formation, Nadap and Recsk Andesite, Velence Granite) reached 12 points, 9 (Mecsek and Mátra Andesite; Tard, Kiscell, Bersek, Látatlan, Mecsekjános, Szarvaskő, Karolinavölgy, Mészhegy, Jakabhegy, Korpád and Cserd Formation,

Mórággy Granite) reached 11 points, 19 reached 10, 30 reached 9, 35 reached 8, 15 reached 7, 7 reached 6, 6 reached 5 and two formations reached 4 points. As a final result of this examination it was established that formations getting a minimum of 11 points according to the geological and engineering geological criteria given above have to be investigated further.

## 2.2. Research of technical literature

The test system accepted in 1994 made it necessary to carry out the examination and evaluation of regional geological formations according to new values. At the same time the established disqualifying conditions of a non-geological nature significantly changed both the dimensions of the area of investigation, and the criteria to be evaluated. The majority of the formations marked as potential during the evaluation in 1993 were now rejected, while hydrogeological features of some layer groups increased in importance. As a result of the national-scale screening carried out during that year (the geological base of which was also supplied by the map of Hungary, 1:500,000 scale), the research was centered now in Transdanubia, in Mezőföld and the hilly area to the south (BALLA 1997).

More detailed data were needed in this relatively small area to examine certain geological formations. To determine the real shape, place and distribution of objects which occurred more densely in this area, the former results of research were corrected on a map of 1:100,000. However the larger part of the area has not yet been covered by detailed geological mapping, except the specific mapping in low areas of the country done in the beginning of the 50's. So the data from this older survey had to be included in the evaluation.

In the beginning of the sixties the editing of a map series of the country on a 1:200,000 scale was started using the results of this mapping. A redrafting of the maps was made with the co-operation of famous experts (in our region MIHÁLY ERDÉLYI and ANDRÁS RÓNAI) on a 1:100,000 scale and then with further refining the 1:200,000 scale series was finished. The redrafted maps were completed with geological information gained since that time. A part of this includes the results of our research into seismic safety of the Paks nuclear power plant, while in the southern part of the research area, in the region of the Mecsek crystalline basement, the other part was composed partly of results concerning the exploration of radioactive waste disposal in the area of Ófalu, and finally, partly by new maps edited in the framework of the Geological Institute of Hungary's mapping activity in Somogy and Baranya counties. After combining the source material the formations were grouped according to features needed to make the outline of objects more exact, and a simplified geological map was created which depicted the earlier fixed outlines on a bigger, more precise scale.

The forming of the test system resulted in an important change for the formations involved in the research. During the examination by formations in 1993 (when only emphasized features were examined) the thick and wide-spread loess got only 9 points, therefore did not take part in the preliminary ranking. On the other hand, with the introduction of the test system the hills consisting of loess overlying Upper Pannonian (Upper Miocene) formations became potential areas from a hydrogeological point of

view (TÓTH 1993). Therefore in this phase of the research the evaluation of loess areas received much attention.

For underground disposal mainly clayey formations of the Upper and to a lesser extent the Lower Pannonian, and the granite of the Mecsek crystalline basement seemed a potentially suitable formation group (considering the 300 m research depth). A different geological mapping approach was required for the near-surface granite and another for the subsurface clayey formations which can only be analyzed by studying borehole sequences.

In the case of the granite area the map of overlying bed thickness was edited taking the existing, mainly drilling, data into account. With the help of this map the area can be determined where the overlying bed of the granite does not exceed the 300 m research depth, and this area is the potential granite object.

In the case of Tertiary clayey formations the demand was to separate clayey strata with a minimum thickness of 30 m, and consider these as potential objects. To carry this out, the sequences of the approximately 6800 boreholes in the area were examined, and those strata in them were chosen that met these criteria. Some uncertainty existed as to over what distance the strata cut in the boreholes can be followed, and cross correlated, and so some strata were correlated on the basis of some principal considerations. The sequences cut in certain boreholes were regarded valid in a circle of 2.5 km radius. Knowing the geological structure, the dip of the Pannonian formations was assumed nowhere to exceeds 2–3°. Thus, equal altitudes a.s.l. were considered valid to correlate strata. The clay strata cut in the boreholes were investigated and those objects whose circles intersect in the same sea-level-related position were considered the same. Thus from original 269 strata, 192 potential subsurface objects were identified. The final result was born out by the wide range application of GIS methods (TURCZI *et al.* 1997).

### 2.3. Reconnaissance of indicated objects

The geological reconnaissance was carried out on the chosen objects (BALLA 1997) in the following phase of the research, taking different aspects into account, as a result of which the maps of the regions on 1:25,000 scale was finished.

Since it was decided that the predominantly granite area can be considered suitable for underground disposal, field surveying and a correction of earlier maps had to be carried out in the wider surroundings of Bataapáti and Mórág. In this mostly forest-covered area traditional methods of mapping were applied, and partly petrologic, partly structural observations were recorded in the exposures. The aim of the field survey and reconnaissance was to gain more data about the surface spreading of granite by recording its outcrops exactly, to get a view of what kind of formations cover the granite in the area and to what degree the formation is weathered and tectonized. As a result of the reconnaissance a newer map version of a 95 km<sup>2</sup> area has been finished on 1:25,000 scale, which depicts the surface of the basement and includes the surface observations.

Among the suitable areas for near-surface disposal reconnaissance was carried out after the public discussion first in the surroundings of Diósberény and Németskér, then in the region of Udvari. The three areas to be mapped are more or less similar in their geological structures. All of them are covered by Quaternary formations settling on

significantly thick Upper Pannonian deposits, and the Upper Pannonian formations do not come to the surface, or only in minor exposures. This means that as altitude differences are significant (at some places they exceed 100 m), Quaternary formations of great thickness had to be mapped.

This deposit group has to be examined using a different approach to classic geological mapping methods. Beside a traditional field survey the evaluation of aerial photos and morphological analysis play an important role, because the size and number of exposures are unsuitable for a detailed evaluation of the distribution of every formation in the field. At the same time the mapping of flat and hilly areas carried out by the Geological Institute of Hungary created a proper basis for solving the geological problems of such areas. Thus in all three areas significant new results were obtained in the recognition and correction of the boundaries of the formations separated on the 1:100,000 scale geological map, and formations not known in this area so far were recognized. However, despite all the results of surveying carried out in the area they are not sufficiently detailed for geological mapping at this scale. To achieve that numerous boreholes should be deepened, and new geophysical models and laboratory investigations would be needed. As there was no opportunity to carry out such research, the work can be considered just a reconnaissance and correction of earlier mapping results. The demand for real geological mapping would be met in the later phase of the work in the surroundings of the chosen potential disposal sites.

As a result of the reconnaissance a surface geological map was finished of an area of some 265 km<sup>2</sup>, with a more detailed subdivision of Quaternary deposits. A new result is that the Pleistocene fluvial sand were found and mapped in a greater area to the west of Diósberény, and numerous, previously unmapped geological formations were recorded.

The edited maps and the new knowledge supplied the basis for editing geological profiles, which partly serve the understanding of the geological model, and partly supply the geological basis for hydrogeological modeling. During the editing of profiles in the granite area the type and thickness of the unconsolidated deposits covering the granite were emphasized, as data about the internal structure of granite indicated that granite is strongly fractured, but there was no information about the size, nature of the fractures, if they are open or closed type, combining or thinning with depth. One of the most significant formations in the granite area, which is essential from a hydrogeological viewpoint, is the granitic gravel and crumbled granite that occurs under deposits of loess and have variable thickness. Special attention was paid to the delineation of the position of this formation in the cross-section.

In the areas examined for near-surface disposal suitability, despite similar geological structure, different problems during the profile editing had to be solved. The most simple is the geological structure of the Németskér region, where only the thickness of Quaternary deposits and the depth of Pannonian formations under the surface remained uncertain after the reconnaissance.

At the same time a significant problem in the Diósberény region was that in the neighborhood of the potential object sand occurrences were found which could not with certainty be predicted to occur under the loess group covering the surface. To decide this question geoelectric survey was carried out, and its results were used in profile

editing. In the region of Udvari there were no traces of this sand (KOLOSZÁR and MARSÍ 1997), so there this problem was not met.

For profile editing data from earlier water exploration boreholes were used in addition to personal observations in all three areas. These data are quite inhomogeneous, though the sequences evaluated together with well-log profiles were used successfully (MÜLLER *et al.* 1997). In all three areas a question has arisen which is still unanswered, yet plays an important role in the reconstruction of real geological situations such as in the precise recognition of hydrogeological conditions and in profile editing. This question is how the paleosols in the loess are traceable.

Clearly certain paleosol horizons run parallel to each other but on the basis of some of their features doubts can be expressed that it is possible to determine the spatial position of a paleosol horizon at the current exposure level. The sequences of water searching boreholes are not able to solve this problem, as almost all of them were drilled in valleys, so they have not cut the significantly thick loess group. The paleosols found in the outcrops cannot be correlated with each other without detailed examination. If the circumstances of development of these formations are considered it even cannot be supposed that they could be horizontally settled, as the development of paleosol units was significantly influenced by paleomorphic conditions. Beside, certain paleosols could redeposit after their formation, and in the exposures the determination of the original or redeposited position is uncertain.

The solution of this problem – beside the scientific importance of the topic – is an essential question, because the position of paleosol horizons, which have different aquifer features to loess, can affect to the movement of underground water. They can create obstacles for the water stream downwards, they can divert vertical water streaming on the side, and in some places impede further streaming thus causing the formation of groundwater lenses. Any new research will have to be carried out at a later phase of the project.

#### 2.4. Settlement and description of boreholes

Geological reconnaissance was carried out in four areas. In three sites (Üveghuta, Diósberény and Udvari) research was going on with the deepening and description of boreholes (KÓKAI 1997, KOLOSZÁR 1997, MARSÍ 1997) settled in order to clarify the basic geological features and internal structure of the objects. The locations of the boreholes (mainly in Üveghuta and in Diósberény) were determined using the results of former geological reconnaissance and taking hydrogeological considerations into account. With the help of local experience and material knowledge gained during mapping the material of each borehole was investigated in detail and the results will be used for further detailed geological surveying in the area.

#### 2.5. Siting

In the near future probably further research will be started in one of the areas examined so far, to determine if there is a suitable site for disposal of radioactive waste. Geologic mapping has an important task in this section too. In accordance with international regulations, detailed geological mapping has to be carried out in the region of the planned facility to get to know the geological structure,

the stratigraphic, structural and paleogeological conditions and to give help to clarify the engineering geological, soil-mechanical and hydrogeological conditions in the area and with the development of a geological model. For such detailed work simple field research is not adequate anymore. Everything from the evaluation of aerial photos through the interpretation of results of geophysical measurements to laboratory analyses as well as the examination of exposures and outcrops will be used. Moreover, numerous exploratory and mapping boreholes are planned to be deepened in the area. Obviously the choice of applied methods depends on whether the granite area or the hilly area consisting of young Quaternary deposits will be the target of research.

The fact that the area is covered by forests makes the evaluation of aerial photos more difficult in the granite area (Üveghuta) even if they are taken in a leafless period. At the same time we try to use them for separating and tracing rock deformations, tectonic lines, magmatic and metamorphic facies. In this area the significance of mapping boreholes is smaller, because considering that they are not bedded formations, the rock types cut in the borehole cannot be correlated with traditional profile editing methods. Boreholes can be used during the mapping for separation of Quaternary deposits and crumbled, fresh granite in the area, but for that there exist less expensive surface geophysical methods.

In the areas covered by thick Quaternary deposits (Udvari) spreading of Quaternary formations of different facies can be delineated by the evaluation of aerial photos, yet in the case of photos with low vegetation cover there is a chance to map the surface outcrops of paleosol horizons, and with color photos even to clarify their spatial relations. In this area well-settled and in detail studied boreholes are very essential, while in the grain domain of loess, physical parameters of original, erosional, redeposited and soiled loess are not different enough from each other to be separated with geophysical measurements. It is important in both areas that the laboratory analyses of the materials of exposures and boreholes are needed for the precise characterization of the formations.

By the end of these examinations, which means the end of the field survey, data of sufficient quantity will be available to edit the detailed geological map needed for the characterization of the area and for the geological profiles which are closely connected with the map.

### 3. The role of radioactive waste disposal research in geological mapping

The finished and expected research were evaluated so to determine what kind of role geological mapping played in the different periods of research. It must be admitted that these studies were really important as far as the geological understanding of the country is concerned, in terms of both the applied methods and the results obtained, and they had some benefits for the people who took part in the project.

Even at the beginning of the research, the problem of ranking formations according to different viewpoints was faced, which had to be solved with basic statistic evaluation even if involving a geological approach. The methods applied during the national screening required the complex evaluation of numerous, poorly comparable factors.

In the case of the 1:100,000 scale screening, during the searching and delineation of potential objects for underground disposal the delineation of spreading of clayey rocks had to be approached in a very different way from the traditional profile editing. This was the section where GIS was first used (TURCZI *et al.* 1997) which became more and more important during the research procedure.

During the reconnaissance, research included areas which had not been mapped in detail until now, so data gained from those areas will be built into the national geological mapping database. The boreholes deepened in the chosen areas supplied numerous interesting, new data about this lesser known area of the country. The geological mapping of the potential disposal site will result in a map of the area which would never be surveyed in the near or distant future.

Moreover, the finished maps and profiles, in other words the results of the research, will be included in the GIS database (TURCZI *et al.* 1997) in a systematized,

reconstructable way, which makes the control of procedure and results possible. Also the results can be used for solving other geological problems.

Tangible results of the research are the computer-printed geological maps and profiles built in the GIS database. Less tangible, but similarly significant results were reached in the recognition of Quaternary formations in Tolna Hills, in the clarification of overlying bed relations in the Mecsek crystalline basement, in the joint application of geophysical, sedimentological, hydrogeological, and geochemical methods, and in the introduction and application of modern procedures and methods. These investigations disprove the stereotype idea, that the results of geological research are applied too slowly, because it takes a long time to introduce them into practice. Since the beginning of the research only three years have passed, and not a great deal of time will be needed to apply the results in practice.

## References

- 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- CHIKÁN, G., RAINCSÁK-KOSÁRY, Zs., BEDŐ, G., BUDAI, T., CHIKÁN-JEDLOVSZKY, M., DON, Gy., KOLOSZÁR, L., KÖRPA, L., KÓKAI, A., KUTI, L., MÜLLER, T., SCHAREK, P., VATAI, J., and ZSÁMBOK, I., 1993: Jelentés Magyarország felszíni és felszín közeli képződményeinek radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából elvégzett földtani és mérnökgeológiai értékeléséről (in Hungarian: Report on the geological and engineering-geological assessment of superficial and near-surface formations of Hungary for radioactive waste disposal). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FÜLÖP, J., (editor-in-chief) 1984: Magyarország földtani térképe, 1:500 000 (Geological map of Hungary, scale 1:500,000). – Magyarország Földtani Atlasza, I. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KÓKAI, A., 1997: Geological evaluation of the Üveghuta-1 borehole (Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOLOSZÁR, L., and MARS, I., 1997: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát hills (A tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MARS, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A-fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., and JUHÁSZ, E., 1997: Correlation of Neogene beds by well-log curves in the Tolna Hegyhát and Mórágó areas (Neogén rétegek párhuzamosítása karotázsgörbék segítségével a tolnai Hegyháton és Mórágó környékén). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- STICKEL, J., SÖRÉS, L., PRÁCSER, E., DUDÁS, J., NEMESI, L., MAGYAR, B., and FEJES, I., 1997: Results of geoelectric and engineering geophysical investigations in the Diósberény-Udvari and Üveghuta area (Geoelektromos és mérnökgeofizikai kutatások eredményei Diósberény-Udvari és Üveghuta körzetében). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TÓTH, Gy., 1993: Országos szennyeződés-érzékenységi elemzés a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezése céljából (in Hungarian: Country-wide analysis of pollution sensitivity for low and intermediate level radioactive waste disposal). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TURCZI, G., SZEILER, R., TULLNER, T., and MARS, I., 1997: Information support of the radioactive waste disposal site exploration (A radioaktív hulladék-elhelyezési kutatás informatikai támogatása). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).



## A FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉS SZEREPE ÉS JELENTŐSÉGE A RADIOAKTÍV HULLADÉK-ELHELYEZÉSI KUTATÁSBAN

CHIKÁN GÉZA

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

A földtani térképezésnek jelentős szerepe van a radioaktív hulladék-elhelyezési kutatások különböző fázisaiban. A bevezető szakaszban az egyes képződmények földtani jellemzését, minősítését készítettük el az egész ország területére. A szakirodalmi kutatómunka fázisában felszíni elhelyezésre a felsőpannoniai képződményekre települő löszből álló dombhátak, a felszín alatti elhelyezésre a felső- és alsópannoniai agyagos képződmények és a mecseki gránit vált potenciális képződmény-együttesé. A kijelölt objektumokon földtani reambulációt végeztünk, s földtani szelvényeket szerkesztettünk a hidrogeológiai modellezés elősegítésére. A reambuláció eredményeit figyelembe véve tüztük ki az egyes kijelölt objektumok jellemzésére, a hidrogeológiai vizsgálatok elvégzésére szolgáló mélyfúrások helyét. A fúrásokat részletesen feldolgoztuk. A kutatás következő szakaszában a kiválasztott terület részletes földtani térképezését végezzük el. A radioaktív hulladéklerakó kutatása új adatokat szolgáltatott az ország földtani felépítéséről.

### 1. Bevezetés

A földtani képződmények tulajdonságai, felépítése, szerkezete, bizonyos külső hatásokkal szembeni reakciói és e hatásokra bekövetkező elváltozásai lényeges szerepet játszanak bármilyen emberi beavatkozás következményeinek felmérésében. Különösen jelentősek azok az emberi beavatkozások, amelyek hatásai a társadalom szemszögéből nézve hosszú időn keresztül érzékelhetők. Ezek a tényezők a legtöbb esetben geológiai értelemben jelentéktelen időtartamúak. Ennek ellenére hatással vannak az évmilliók során kialakult illetve fennmaradt földtani viszonyokra is. Ugyanakkor a földtani tényezők is befolyásolják e hatások érzékelhetőségének mértékét.

A radioaktív hulladékok elhelyezésének problémája nem régi keletű. A nukleáris ipar kialakulása is viszonylag rövid múltra tekinthet vissza, s a kezdeti időkben a keletkező hulladékok veszélyének mértékét nem vették figyelembe az elhelyezés tervezése során. A környezetvédelem előtérbe kerülése, a radioaktivitás alkalmazása kapcsán nemzetközi méretekben is fennálló titokzatoskodás jelentős visszaszorulása következtében nyilvánvalóvá vált, hogy a radioaktivitás hasznosításának melléktermékei veszélyeket hordoznak, s elhelyezésük, a környezettől való elszigetelésük, a társadalomra gyakorolt veszélyeztető hatásuk kiszűrése nem lehet egy-egy ország belügye, s különösen nem lehet a hulladékot előállító létesítmény magánügye. A Nemzetközi Atomenergia Ügynökség szakértői csoportokat foglalkoztat az egyes hulladéktermelő országok kezelési, elhelyezési módszereinek vizsgálatára, s ajánlásokat dolgoz ki a hulladék-elhelyezés tervezése és kivitelezése során célszerűen követendő módszerek és eljárások alkalmazására.

Az eddigi tapasztalatok azt mutatják, hogy a radioaktív hulladékok mesterséges védelem nélküli elhelyezésére alkalmas befogadó közeget nem lehet találni. Ez azt jelenti, hogy az e célra szolgáló létesítmények tervezése során részben természetes, részben mesterséges védelemre kell számítani, s hogy e védelem típusok komplex rendszere biztosíthatja a társadalomra nézve a legkisebb kockázatot.

A mesterséges védelem megtervezése és kialakítása mérnöki feladat, amelynek végrehajtása során nem közömbös, hogy a természetes védelem milyen mértékére lehet számítani. Arra is figyelemmel kell lenni, hogy a természetes védelem elérése érdekében kifejtett tevékenység mennyiben hat kedvezőtlenül a környezet eredeti állapotának megváltoztatása miatt a befogadó közegre, a földtani képződményre.

A radioaktív hulladékok elhelyezésére nemzetközi szinten négyféle földtani képződményt tartanak alkalmasnak: a sókőzeteket, a kristályos kőzeteket, a vulkáni tufákat és az agyagokat. Magyarország területén ilyen képződménytípusok előfordulnak ugyan, azonban a hulladék-elhelyezés komplex követelményeit ezen előfordulások részletes vizsgálata nélkül semmilyen körülmények között sem lehet érvényesíteni. A természetes védelem mértékének meghatározásához elengedhetetlen a befogadó közeget, a földtani képződmény vizsgálatát, a megismeréséhez szükséges adatok összegyűjtése, értelmezése és értékelése.

### 2. Földtani térképek a kutatás különböző szakaszaiban

A fentiekben vázolt szempontok figyelembe vételével a hulladék-elhelyezési kutatás során a fokozatosság elvét betartva különböző méretarányú földtani térképeket használtunk fel illetve készítettünk. A földtani térképezés szerepe azonban nem korlátozódik különböző méretarányú földtani térképek elkészítésére, megszerkesztésére. Lényeges munkát végeztünk a földtani (köztüük a fúrási) adatok összegyűjtésével, értelmezésével és értékelésével is. A fúrási adatokra részben a térképek pontosítása céljából volt szükség, részben pedig azért, hogy a felszín alatti földtani viszonyokról a lehetőségekhez képest pontos képet alkothassunk, mivel a földtani képződmények jellemzésére mind a felszíni, mind a felszín alatti elhelyezési lehetőségek elemzésénél szükség van. A földtani térképezés során a felszíni és felszín alatti adatok és a geofizikai mérések eredményeinek (STICKEL J. et al. 1997) felhasználásával ké-

szülhettek el azok a földtani szelvények, amelyek a kutatás különböző fázisaiban a földtani modell pontosítását és a hidrogeológiai modellezést segítették.

### 2.1. Bevezető szakasz

1993-ban, a kutatás bevezető szakaszában áttekintő jelentést készítettünk az ország területén felszínen illetve felszín közelben előforduló földtani képződmények elterjedéséről és azokról az alapvető geológiai és mérnökgeológiai tulajdonságairól, amelyeket a radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából a jellemzésükre fel lehet használni. A földtani és mérnökgeológiai adatok értékelésével a képződmény-együtteseket hulladék-elhelyezési szempontok szerint kategorizáltuk és értékeltük, továbbá megadtuk azoknak a rétegcsoporthoz, földtani képződményeknek a legfontosabb tulajdonságait, amelyek a fenti szempontok figyelembe vételével a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából részletes vizsgálatra érdemesek (CHIKAN G. et al. 1993).

E munka elvégzéséhez az alapot Magyarország 1:500 000-es léptékű földtani térképe (FÜLÖP J. 1984) szolgáltatta, amely az ország legújabb összefoglaló felszíni földtani térképe. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kitűzött cél eléréséhez e térkép csak bizonyos korlátokkal tudott adatokat szolgáltatni, aminek legfőképpen két oka volt.

Az egyik ok az, hogy a térkép szerkesztése során igen fontos szempont volt a negyedidőszaknál idősebb képződményekre vonatkozó ismeretek feltüntetése. Ennek érdekében a szerkesztők (a szakirodalomban szokásos módon) sok esetben olyan képződményeket is felszíniként ábrázoltak, amelyek a valóságban jelentős vastagságú negyedidőszaki üledékek alatt találhatók. Munkánkban (CHIKAN G. et al. 1993) felhívtuk a figyelmet arra, hogy az egyes képződmények területi ábrázolása csak a felszíni és felszín közeli elterjedés együttes feltüntetésének tekinthető, s nem jelent automatikusan területkijelölést is. A számításba vehető képződmények ismertetése során viszont kitértünk arra, hogy milyen mértékben fedett az adott képződmény.

A korlátozást jelentő másik ok az, hogy a térkép egy részén a korábbi földtani térképekhez képest új információ nem szerepelt, mivel a hatvanas-hetvenes évek során új felvétel elsősorban a hegyvidékeken illetve az Alföldön volt. Ez azért jelent bizonyos korlátozást, mert – mint később látni fogjuk – a kutatás során sajátos hangsúlyt kapott a negyedidőszaki képződményekre vonatkozó ismeretek pontossága, s ezen képződményeket a korábbi, nyersanyagcentrikus földtani térképezés során kisebb jelentőségűnek tartották, s pontos ábrázolásukra és minősítésükre kevesebb figyelmet fordítottak.

A térképen (FÜLÖP J. 1984) 127 földtani képződményt különítettek el. Szakirodalmi kutatásainkat elsősorban e képződmények általános földtani jellemzésére, mérnökgeológiai tulajdonságainak összegzésére koncentráltuk, s ezek alapján kiválasztottuk azokat a tényezőket, amelyeket a legfontosabbnak tekintettünk egy képződmény hulladék-elhelyezési szempontból vizsgált alkalmasságában. E különböző tulajdonságok mindegyikéről elmondható, hogy önmagában nem perdöntő értékű, bár egyesek esetlegesen negatív hatása mesterséges beavatkozással nem, vagy csak nehezen ellensúlyozható. Az elemzés során a következő tényezőket vizsgáltuk: homogenitás, térbeli elterjedés, töredezettség, karsztosodásra való hajlam, teherbírás, felszíni szennyeződés-érzékenység, földrengés-állékonyság. Mivel egzakttá súlyozási szempontokat e tényezők hatásának ösz-

szehasonlítására nem lehet találni, az értékeléskor minden tulajdonságot azonos mértékben vettünk figyelembe. A földtani és mérnökgeológiai paraméterek vizsgálata során hármas felosztást alkalmaztunk: az első csoportot azok a képződmények alkották, amelyeket az adott paraméter tekintetében hulladék-elhelyezési szempontból megfelelőnek tartottunk; a második csoportba azokat a képződményeket soroltuk, amelyek kevésbé alkalmasak, míg a harmadik csoportba az adott szempontból alkalmatlannak tekintett képződmények kerültek. A vázolt csoportok 2, 1 illetve 0 pont értéket kaptak, s a képződményeket a tulajdonságok együttes pontszámai alapján minősítettük és rangsoroltuk.

A 127 képződmény pontszám szerinti megoszlása a következő volt: 14 pontot egy képződmény sem ért el, 13 pontot 1 (Bodai Aleurit), 12 pontot 3 (Mányi, Törökbalinti, Szécsényi, Pétervásárai, Egri Formáció, Nadapi és Recski Andezit, Velencei Gránit), 11 pontot 9 (Mecseki és Mátrai Andezit; Tardi és Kiscelli, Berseki és Lábatlani, Mecsekjános, Szarvaskői, továbbá Karolinavölgyi és Mészhegyi, valamint Jakabhegyi, végül Korpádi és Cserdi Formáció, Mórági Gránit), 10 pontot 19, 9 pontot 30, 8 pontot 35, 7 pontot 15, 6 pontot 7, 5 pontot 6 és 4 pontot 2 képződmény kapott. E vizsgálat végeredményeként azt a megállapítást tettük, hogy pusztán a fentebb kiemelt földtani és mérnökgeológiai tulajdonságok értékelése alapján a minimum 11 pontszámot kapott képződményeket célszerű a további kutatásokba bevonni.

### 2.2. Szakirodalmi kutatómunka

Az 1994-ben elfogadott kritériumrendszer az országban előforduló földtani képződmények új szempontok szerinti vizsgálatát és értékelését tette szükségessé. Ugyanakkor a bevezetett – nem földtani jellegű – kizáró feltételek jelentős mértékben megváltoztatták mind a kutatható terület nagyságát, mind a vizsgálati szempontokat. Az 1993-ban lefolytatott értékelés során potenciálisnak minősített képződmények nagy része kikerült a vizsgálható képződmények közül, s nagyobb hangsúlyt kaptak az egyes rétegcsoporthoz hidrogeológiai tulajdonságai. Az év folyamán lefolytatott országos szűrés (melynek földtani alapját szintén Magyarország 1:500 000-es földtani térképe adta) eredményeként a kutatást a Dunántúlra, azon belül is a Mezőföldre illetve az attól D-re eső dombvidéki területekre koncentráltuk (BALLA Z. 1997).

Ezen az ország egész területéhez képest viszonylag szűk területen az egyes földtani képződmények vizsgálatához részletesebb adatokra volt szükség. Ahhoz, hogy a szűrés nyomán feltárt, s e térségben az országos átlaghoz képest nagyobb sűrűségben előforduló objektumok alakját, helyzetét, a felépítő kőzetek tényleges elterjedését meghatározhassuk, 1:100 000-es léptékű térképen pontosítottuk a korábbi vizsgálati eredményeket. A vizsgált terület nagyobbik része azonban az ország azon területei közé tartozik, ahol rendszeres, részletes földtani térképezés még nem volt, eltekintve az ötvenes évek elején lefolytatott „síkvívidéki” felvételtől. Részben ennek anyagait kellett tehát felhasználni az értékeléshez.

A hatvanas évek elején többek között e felvételek eredményeire támaszkodva kezdődött meg az ország 1:200 000-es földtani térképsorozatának megszerkesztése, mégpedig úgy, hogy a felvételi lapokból neves szakemberek (területünkön ERDÉLYI MIHÁLY és RÓNAI ANDRÁS) közreműködésével 1:100 000-es léptékű kéziratosszerű összeszerkesztés készült, majd ebből állt elő további finomítással az



1:200 000-es sorozat. Az összeszerkesztett kéziratos térképeket kiegészítettük az azóta született földtani információkkal. Ezek egy része a korábbi években a paksi atomerőmű földrengés-biztonsági vizsgálatához készített felvételeink eredménye volt, a kutatási terület déli részén, a mecseki kristályos alaphegység területén pedig részben az ófalui radioaktív hulladék-elhelyezéshez kapcsolódó vizsgálatok eredményei, részben pedig a Földtani Intézet által végzett somogy-baranyai földtani térképezés keretében készített új felvételek álltak rendelkezésre. A forrásanyag összedolgozása után az objektumok körvonalainak pontosításához szükséges tulajdonságok szerint csoportosítottuk a képződményeket, s egyszerűsített földtani térképet állítottunk elő, amely a korábban kijelölt objektumok körvonalait már a nagyobb méretaránynak megfelelő részletességgel ábrázolta.

A kritériumrendszer kialakítása igen fontos követelménnyel járt a kutatásba bevont földtani képződményekre nézve. Az 1993-ban lefolytatott, képződményenkénti vizsgálat során (amikor csak bizonyos kiemelt tulajdonságokat vizsgáltunk) a jelentős vastagságú és nagy elterjedésű lösz csak 9 pontot kapott, s előzetes képződményrangorunkban ennek következtében nem szerepelt. Ezzel szemben a kritériumrendszer bevezetésével a felsőpannoniai képződményekre települő löszből álló dombhátak jelentős potenciális területekké váltak, mivel vízföldtani szempontból az ilyen típusú területek kedvezőnek látszottak (TÓTH GY. 1993). Így a kutatás e szakaszában a felszíni elhelyezés szempontjából a löszterületek kijelölése, illetve elterjedésének pontosítása volt a cél.

Felszín alatti elhelyezésre potenciálisan alkalmas képződmény-együttesnek (figyelembe véve a 300 m-es, előzetesen megadott kutatási mélységet) elsősorban a felső- illetve kis mértékben az alsópannoniai agyagos képződmények, emellett a mecseki kristályos alaphegység gránitja tűnt. A földtani térképezés módszeregyütteseik közül mást kívánt meg a felszín közelben lévő gránit és mást a felszín alatt lévő, csak fúrású rétegsorok tanulmányozásával elemezhető agyagos képződmények vizsgálata.

A gránitterület esetében a meglévő (elsősorban fúrású) adatok figyelembe vételével megszerkesztettük a fedővastagsági térképet, amelynek segítségével lehatárolható az a terület, ahol a gránit fedőjének vastagsága a 300 m-es kutatási mélységet nem haladja meg, s ez a terület a potenciális gránitos objektum.

A harmadidőszaki agyagos képződmények esetében az volt a követelmény, hogy legalább 30 m vastagságú egybefüggő agyagrégeket különítsünk el, s ezeket tekintsük potenciális objektumnak. Ehhez megvizsgáltuk a területre eső mintegy 6800 db fúrás rétegsorát, s ezekben kiválasztottuk a kritériumnak megfelelő rétegeket. Mivel nem lehettünk biztosak abban, hogy a fúrásokban harántolt rétegek milyen távolságra követhetők, s mely szomszédos fúrások hasonló rétegei tekinthetők azonosnak, ezért bizonyos elvi megfontolások alapján vontuk össze az egyes rétegeket. Egyrészt az egyes fúrásokban harántolt rétegsorokat 2,5 km sugarú körben tekintettük érvényesnek, másrészt a földtani felépítés ismeretében feltételeztük, hogy a pannóniai képződmények dőlése sehol nem haladja meg a 2–3°-ot, így az egymástól nem túl távoli fúrások esetében az azonos tengerszinthez viszonyított helyzet rétegazonosságát jelent. Ebből következően térképen ábrázolva az egyes fúrásokban harántolt agyagrégeket, azonos objektumoknak tekintettük azokat, amelyek köre azonos tengerszinthez viszonyított helyzetben egymásba belemetsz. Az eredetileg

meghatározott 269 rétegből így 192 potenciális felszín alatti objektum alakult ki. A végeredmény térinformatikai módszerek széleskörű alkalmazásával (TURCZI G. et al. 1997) született.

### 2.3. Kijelölt objektumok reambulációja

A kutatás következő szakaszában a különböző szempontok figyelembe vételével kiválasztott objektumokon (BALLA Z. 1997) földtani reambulációt végeztünk el, amelynek eredményeként elkészítettük a területek 1:25 000-es földtani térképét.

Miután olyan döntés született, hogy a felszín alatti elhelyezés szempontjából elsősorban a gránitterület jöhet számitásba, Bátaapáti és Mórág község tágabb környezetében kellett újabb terepbejárást s a korábbi felvételek pontosítását elvégezni. Ezen a nagyrészt erdővel borított területen főként hagyományos térképezési módszereket alkalmaztunk, s a feltárásokban részben közzétani, részben szerkezeti megfigyeléseket rögzítettünk. A terepbejárás és a reambuláció célja az volt, hogy a kibúvások pontos rögzítésével újabb adatokat szerezzünk a gránit felszíni elterjedéséről, képet kapjunk arról, milyen képződmények fedik a kutatási területen a gránitot s milyen mértékben megviselt, tektonizált a képződmény. A reambuláció eredményeként mintegy 95 km<sup>2</sup>-nyi terület 1:25 000-es felszíni földtani térképe, s az alaphegység felszínét ábrázoló térkép újabb, a felszíni észlelések beépítése nyomán pontosított változata készült el.

A felszíni elhelyezés szempontjából vizsgálatra érdemes területek közül a lakossági állásfoglalások nyomán előbb Diósberény és Németkér, majd később Udvari térségben végeztünk földtani reambulációt. A három térképezendő terület egymáshoz nagyjából hasonló földtani felépítésű. Mindháromra jellemző, hogy jelentős vastagságú felsőpannoniai üledékekre települő negyedidőszaki képződmények építik fel, s a felsőpannoniai képződmények vagy jelentéktelen méretű feltárásokban, vagy egyáltalán nem bukkannak felszínre. Ez egyben azt is jelenti, hogy mivel e területeken a morfológiai szintkülönbségek jelentősek (helyenként a 100 m-t is meghaladják), igen nagy vastagságú negyedidőszaki képződményeket kell térképeznünk.

Ez az üledékegyüttes a klasszikus földtani térképezéstől némileg eltérő módszerekkel vizsgálandó. A hagyományos terepbejárás mellett jelentős szerepe van egyrészt a légifényképek kiértékelésének, másrészt a morfológiai elemzésnek, mivel a feltárások száma és mérete általában nem alkalmas arra, hogy a terepen megismerhessük minden képződmény elterjedését. A Földtani Intézetben évek óta folyó sík- és dombvidéki térképezés ugyanakkor megfelelő iskolát teremtett az ilyen területek földtani problémáinak megoldásához, így mindhárom területen jelentős új eredményeket sikerült elérni az 1:100 000-es földtani térképen elkülönített képződmények megismerésében, lehatárolásuk pontosításában, s új, a területről eddig nem ismert képződményeket is sikerült elkülönítenünk. Fontos megjegyeznünk azonban, hogy az e területeken lefolytatott felvételező munka minden eredménye ellenére sem tekintethető a méretaránynak megfelelő részletességű földtani térképezésnek, amihez a területen számos fúrás lemélyítésére, geofizikai mérésekre, laboratóriumi vizsgálatok elvégzésére lenne szükség. Mivel ilyen vizsgálatokra nem volt mód, ezért csak reambulációról, a korábbi térképezési eredmények pontosításáról beszélhetünk. Valódi földtani térképezésre a munkák későbbi szakaszában, a kiválasztott potenciális telephelyek környékén lehet mód és szükség.

A reambuláció eredményeként elkészült mintegy 265 km<sup>2</sup>-nyi terület felszíni földtani térképe, a negyedidőszaki képződmények eddigénél jóval részletesebb bontásával. Új eredményként könyvelhetjük el, hogy Diósberénytől Ny-ra az eddigieknél jóval nagyobb területen sikerült megtalálni és kiterképezni az idősebb pleisztocén folyóvízi homokot, s sikerült elkülöníteni számos, eddig a területen nem ábrázolt földtani képződményt.

A földtani reambuláció eredményeként megszerkesztett térképek, az ekkor nyert tapasztalatok szolgálták alapul a földtani szelvények megszerkesztéséhez, melyek egyrészt a földtani modell megértését szolgálják, másrészt a hidrogeológiai modellezésnek adtak földtani alapot. A gránitterület földtani szelvényeinek megszerkesztése során a fő hangsúlyt a gránitot fedő laza üledékek jellegére és vastagságára kellett fektetnünk, mivel a gránit első szerkezetére vonatkozó adatok csak azt tették lehetővé, hogy feltételezzük: a gránit erősen repedezett, de e repedések méretére, természetére, nyitott vagy zárt jellegére, a mélység felé történő esetleges ritkulására vagy sűrűsödésére nem voltak tényleges adataink. A gránitterületen az egyik legjelentősebb, hidrogeológiai szempontból is lényeges képződmény a fedő, löszjellegű üledékek alatt előforduló gránitmurva illetve mállott gránit, amelynek vastagsága erősen változó; e képződmény szelvénybeli helyzetének ábrázolására külön figyelmet fordítottunk.

A felszíni elhelyezés szempontjából vizsgált területeken – a hasonló földtani felépítés ellenére – különböző problémákat kellett a szelvénytérképezés során megoldanunk. Legegyszerűbbnek talán a németkéri terület földtani felépítése tekinthető, ahol a reambuláció eredményeként igazán kérdéses csak a negyedidőszaki képződmények vastagsága és a pannóniai képződmények felszín alatti mélysége maradt.

Ugyanakkor a diósberényi területen jelentős problémának tűnt, hogy a számításba vehető objektum körzetében számos olyan homok-előfordulásra akadtunk, amelyekről nem lehetett eldönteni, hogy a felszínt borító lösz-összlet alatt megtalálható-e. E kérdés eldöntése érdekében geoelektromos méréseket végeztünk, s ezek kiértékelésének eredményeit a szelvénytérképezés során felhasználtuk. Udvari térségében e homok előfordulására nem mutattak nyomok, így itt e problémával nem kellett megbirkózni (KOLOSZÁR L., MARS I. 1997).

A szelvénytérképezéshez a saját észleléseinken kívül mindhárom területen a korábban lemélyített vizkutató fúrások adatait használtuk fel. Ezek az adatok eléggé inhomogének, bár a karotázsszelvényekkel együttesen értékelhető rétegsorokat (MÜLLER P. et al. 1997) jól tudtuk használni. Mindhárom területen felmerült ugyanakkor egy olyan kérdés, amelynek megnyugtató tisztázása mind ez ideig nem történt meg, s mind a tényleges földtani helyzet rekonstruálásában, mind a hidrogeológiai viszonyok pontos megismerésében, mind pedig a szelvénytérképezésben fontos szerepe van. Ez a kérdés a löszben települő fosszilis talajok szinttartóságának kérdése.

Nem vitatva azt a tényt, hogy egyes fosszilis talajszintek bizonyos jellemzőik alapján párhuzamosíthatók egymással, kétségesnek tartjuk azt, hogy a jelenlegi feltárási viszonyok mellett meg lehessen állapítani egy fosszilis talajszintnek a térbeli helyzetét. A vizkutató fúrások rétegsorai ezt a problémát nem tudják megoldani, hiszen szinte mindegyik völgyben mélyült, s így a jelentős vastagságú lösz-összletet nem is harántolta. A kibúváásokban található fosszilis talajok szabad szemmel, részletes vizsgálat nélkül

nem párhuzamosíthatók egymással. Ha tekintetbe vesszük, hogy e képződmények milyen körülmények között jöttek létre, azt sem tételhetjük fel, hogy vízszintes településük lennének, mivel a paleomorfológiai viszonyok jelentősen befolyásolták a talajszintek kialakulását. Emellett az egyes talajok keletkezésük után áthalmozódhattak, s a kisméretű feltárásokban bizonytalan az eredeti vagy áthalmozott helyzet megállapítása.

E probléma megoldása – a téma tudományos jelentősége mellett – azért látszik lényeges kérdésnek, mert a hidrogeológiai viszonyokra, a felszín alatti vizek mozgására hatással lehet a löszből eltérő vízvezetési tulajdonságokkal rendelkező fosszilis talajszintek elhelyezkedése, hiszen a lefelé irányuló vízáramlás útjában akadályként jelentkezve, oldalra téríthetik a függőleges vízáramlási pályákat, illetve helyenként a továbbáramlást megakadályozva függő talajvízlecsések kialakulását is okozhatják. E kérdés eldöntése azonban már a további kutatási fázisokban lefolytatandó munkákra marad.

#### 2.4. Fúrás telepítés és feldolgozás

Földtani reambulációt négy területen folytattunk le. Ezek közül három helyen (Üveghuta, Diósberény és Udvari) a kutatások egy-egy, az objektum alapvető földtani jellegeinek, belső felépítésének tisztázása céljából telepített fúrás (KÓKAI A. 1997, KOLOSZÁR L. 1997, MARS I. 1997) lemélyítésével és feldolgozásával folytatódott. A fúrások helyét (elsősorban Üveghutan és Diósberényben) a megelőző földtani reambuláció eredményeinek felhasználásával, hidrogeológiai szempontok figyelembe vételével jelöltük ki. A térképezés során szerzett helyi tapasztalatok és anyagismeret segítségével részletesen feldolgoztuk mindhárom fúrás anyagát, s eredményeiket a területen később lefolytatandó részletes földtani felvétel során fogjuk tovább hasznosítani.

#### 2.5. Telephelykijelölés

A közeljövőben az eddig megvizsgált területek valamelyikén várhatóan további kutatás indul annak eldöntésére, hogy a kiválasztott területen van-e radioaktív hulladéklerakó elhelyezésére alkalmas telephely. A földtani térképezésre e szakaszban is jelentős feladat hárul. Nemzetközi előírásokkal összhangban a telephely körzetében részletes földtani térképezést kell végezni, hogy megismerjük a földtani felépítést, a rétegtani, szerkezeti, ösföldrajzi viszonyokat, s hogy földtani modell felállításával segítséget nyújtsunk a terület mérnökgeológiai, talajmechanikai, hidrogeológiai viszonyainak tisztázásához. Ilyen részletes munkához már nem elég az egyszerű terepbejárás. Fel fogunk használni a légifényképek kiértékelésétől kezdve a geofizikai mérések eredményeinek értelmezésén át a laboratóriumi vizsgálatokig mindent, s a feltárások, kőzetkibúváások vizsgálatán túl több kutató illetve térképező fúrást mélyítünk le a területen. Természetesen az alkalmazott módszerek jelentős része attól függ, hogy a gránitterület vagy a negyedidőszaki képződményekből álló fiatal dombvidéki terület lesz-e a kutatás helyszíne.

A gránitterületen (Üveghuta) az erdővel való fedettség nehezebbé teszi a légifényképek kiértékelését (még akkor is, ha azokat lombmentes időben készítik el), ugyanakkor ezek segítségével megkísérüljük a kőzetdeformációkat, szerkezeti vonalakat, magmás illetve metamorf fácieseket elkülöníteni és követni. E területen a térképező fúrások je-

lentsége kisebb, hiszen nem réteges képződményekről lévén szó, a fúrásban harántolt közettípusok követése hagyományos szelvénytérképezési módszerekkel nem oldható meg. A fúrások e területen elsősorban a negyedidőszaki képződmények illetve a mállott és a szálaban álló, üde gránit elkülönítésére lennének használhatók a térképezés során, erre azonban olcsóbb felszíni geofizikai módszerek is rendelkezésünkre állnak.

A vastag negyedidőszaki képződményekkel borított területen (Udvari) a légifényképek kiértékelésével a különböző fáciesű negyedidőszaki képződmények elterjedése lehatárolható, sőt, megfelelően növényzetmentes felvétel esetében esély van a fosszilis talajszintek felszíni kibúvásainak kiterképezésére, színes felvétel esetében még egymással való térbeli összefüggésük tisztázására is. E területen igen nagy jelentőségűek a jól telepített és részletesen feldolgozott fúrások, mivel a lösz szemcsetartományában az eredeti, légi úton érkezett, az áthalmozott, illetve a talajosodott lösz fizikai paraméterei nem eléggé különbözőek ahhoz, hogy geofizikai mérésekkel jól elkülöníthessük őket. Mindkét területen igen fontos, hogy a képződmények pontos jellemzéséhez szükséges laboratóriumi vizsgálatokat elvégezzük a feltárások és a fúrások anyagán.

E vizsgálatok lefolytatása, vagyis a terepi kutatás végére remélhetőleg kellő mennyiségű adat áll rendelkezésre ahhoz, hogy a terület földtani jellemzéséhez szükséges részletes földtani térkép és a hozzá szervesen kapcsolódó földtani szelvények megszerkeszthetők legyenek.

### 3. A radioaktív hulladéklerakó kutatásának jelentősége a földtani térképezésben

Mindeddig abból a szempontból vizsgáltuk a lefolytatott és a ránk váró kutatásokat, hogy milyen szerepe volt az egyes kutatási szakaszokban a földtani térképezésnek. Nem tagadható azonban, hogy e kutatások az ország földtani megismerése szempontjából is rendkívül fontosak voltak, mind az alkalmazott módszerek, mind az elért eredmények tekintetében, s bizonyos szemléletbeli hatást is gyakoroltak a kutatásban részt vevőkre.

Már a kutatási folyamat kezdetén, az országos lehetőségek felmérésekor szembe találoztunk a képződmények bizonyos kiragadott szempontok szerinti rangsorolásának problémájával, amelyet – bár földtani megközelítéssel, de – alapjában véve statisztikus értékeléssel kellett

megoldanunk. Az országos szűrés során alkalmazott módszerek számos, egymással valójában nehezen összehasonlítható tényező komplex kiértékelését igényelték.

Az 1:100 000-es szűrés esetében a felszín alatti elhelyezés potenciális objektumainak keresése során a szokásos földtani szelvénytérképezéstől merőben eltérő módon kellett megközelíteni az agyagos kőzetek elterjedésének lehatárolását, s a kutatás folyamatában egyre nagyobb hangsúllyal szerepet játszó térinformatikát (TURCZI G. et al. 1997) itt alkalmaztuk először.

A reambuláció során olyan területekre terjedtek ki a kutatások, amelyeken részletes, rendszeres földtani térképezést eddig még nem folytattak, így az innen nyert adatok mindenképpen újként épülnek be az ország földtani térképezésének adatbázisába. A kiválasztott területeken lemélyített fúrások számos érdekes, új adatot szolgáltatottak az ország eme eddig kevésbé ismert területéről. A potenciális telephely részletes földtani térképezése pedig – ezt már látjuk – mindenképpen olyan helyen fog részletes földtani térképet eredményezni, ahol sem a közeli, sem a távolabbi jövőben térképezést nem folytattunk volna.

Mindehhez hozzájárul még az a technikainak tűnő, de korántsem csupán technikai jellegű tény, hogy az elkészült térképek és szelvények, a kutatás eredményei rendezetten, bármikor rekonstruálható módon térinformatikai adatbázisba kerülnek (TURCZI G. et al. 1997), s ez lehetővé teszi egyrészt az elvégzett munka folyamatának és eredményeinek újbóli megjelenítését és ellenőrzését, másrészt az így nyert adatok és elért eredmények más földtani problémák megoldásához való felhasználását.

A kutatás kézzelfogható földtani térképezési eredményei a térinformatikai adatbázisba beépített, „gépíratos” (számítógéppel kinyomtatott) változatban megjelenített földtani térképek és szelvények. Kevésbé kézzelfogható, ám hasonlóan jelentős eredmények születtek – a tolnai Hegyhát negyedidőszaki képződményeinek megismerésében, a mecseki kristályos alaphegység fedőviszonyainak tisztázásában, a geofizikai, szedimentológiai, hidrogeológiai, geokémiai módszerek együttes alkalmazásában, a modern eljárások és módszerek bevezetésében és hétköznapi gyakorlati tételében. E kutatásaink cáfolják azt a sztereotípiát, hogy a földtani kutatások eredményei sokára térülnek meg, mert lassan kerülnek át a gyakorlati életbe. A kutatás kezdete óta alig három év telt el, s eredményeink gyakorlati alkalmazásától ennél alig több idő választ el bennünket.



## GEOLOGICAL EVALUATION OF THE ÜVEGHUTA-1 BOREHOLE

ANDRÁS KÓKAI

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

**Key words:** boreholes, diorites, dikes, granites, granodiorites, loess, paleosols, Quaternary, xenoliths

A 500 meters deep exploration borehole was drilled near to Üveghuta – abandoned village south of Bataapáti. The Üveghuta-1 borehole cut the granitic rocks (granodiorite, diorite, syenite, monzonite, monzogranite, quartz diorite, microgranite, aplite) of the Mórógy Complex, under a 39.8 meter thick Quaternary sequence (loess with fossil soil horizons, dappled clay, rubble and granitic gravel). In 309.2–329.3 and 355.2–364.5 meters there are two steeply dipping, 70–90° tectonic zones.

### 1. Introduction

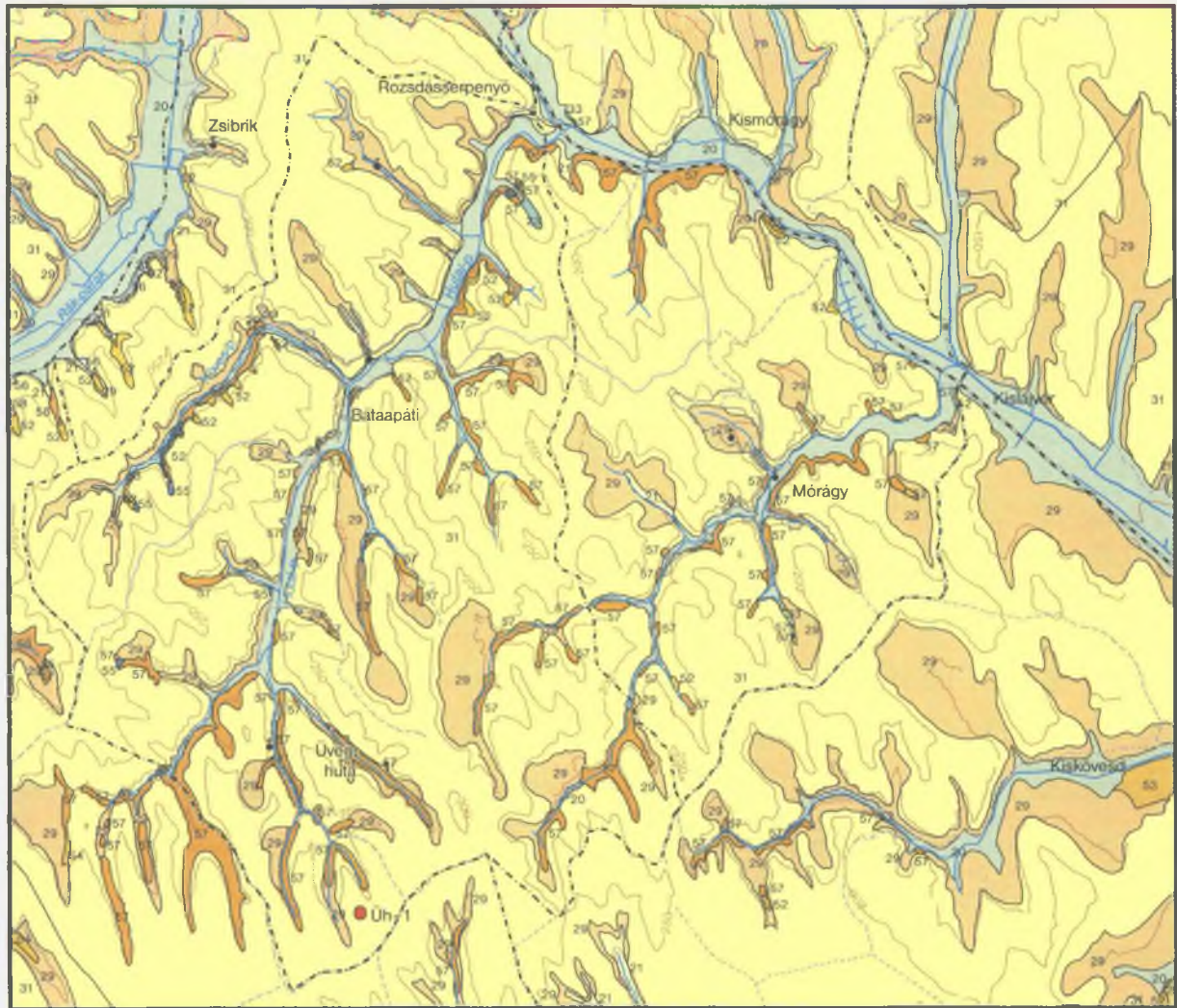
The Üveghuta-1 borehole was deepened in the area of Üveghuta which is an abandoned village belonging to Bataapáti (Figure 1). For the investigation, core was recovered in sufficient quality and quantity, with the exception of a few short sections. The material of the borehole (drill core, cuttings) was described on site (KÓKAI and PAPP 1996). The tectonic phenomena of granitic rocks were studied in detail (MAROS and PALOTÁS 1997). The Mineralogical and Petrologic-Geochemical Chairs of Eötvös Loránd University were charged with the examination of crystalline basement rocks (BUDA and PUSKÁS 1997). The Üveghuta-1 borehole should have been 500 meters deep originally, but it was stopped at 364.5 m for geological and technical reasons (BALLA 1997, TUNGLI and GYALOG 1997).

### 2. Formations in the drill core

Granitic rocks (granodiorite, diorite, syenite, monzonite, monzogranite, quartz diorite, quartz syenite, microgranite, aplite) were cut by the Üveghuta-1 borehole under a comparatively thick (39.8 m) Quaternary sedimentary sequence down to 364.5 m (bottom), and also intersected two steeply dipping, 70–90° fracture zones between 309.2–329.3 and 355.2–364.5 m. The formations which were exposed by the borehole can be arranged into the following units:

- 0.0–39.8 m, *Quaternary formations*:
- between 0.0–1.5 m light-brown, brownish-yellow dirty silt with a horizon of lime separation, and (Holocene-Pleistocene) soil formed on Pleistocene eolian silt (loess);
- between 1.5–17.2 m light-yellow, in some places (3.8–6.7, 14.0–14.9, and 16.1–17.2 m) brown to reddish-brown slightly porous eolian silt (loess) divided by fossil soil horizons; it is Late Pleistocene in age based on the superposition setting, and the development of fossil soil horizons;

- between 17.2–21.3 m yellow Middle Pleistocene eolian silt (loess), sandy between 19.4–20.4 m, with brownish-gray manganese-oxide spots;
- between 21.3–39.8 m brownish-red, greenish-gray, grayish-brown dappled clay containing granodiorite and aplite fragments, granite gravel and granite sand, with a downwards decreasing montmorillonite content which is significant to 28.4 m; a residual sediment, which is derived from the weathering of the granitoid formations, was presumed between 37.3–39.8 m in the section without core (Lower Pleistocene);
- 39.8–364.5 m *Mórógy Complex*:
- between 39.8–57.5 m dark brownish-gray, fissured, slightly structured porphyritic, porphyroblastic textured granodiorite containing quartz and aplite dikes which suffered weathering before the accumulation of overburden sediment (the feldspars are kaolinized, the fractures are filled with limonite and limonitic clay which is derived from the weathering of mafic components);
- between 57.5–294.9 m gray to dark-gray, porphyritic, porphyroblastic granodiorite with thin (a few cm or dm) quartz, aplite, microgranite dikes, in some places xenoliths, or restite inclusions which contain a lot of mafic components, plagioclases and/or potash feldspars; between 184.4–187.4 m a 3 m microgranite dyke can be found; above it the chloritization of mafic components is only visible in a few thin, mylonitized depth interval, while down this phenomenon is frequent in the less crumbled rocks as well, especially in the section between 213.4–246.6 m; between 187.4–294.9 m the main rock types are aplite and microgranite in dikes as thick as 1 m;
- in the tectonic zone between 294.9–329.3 m the cracked, crumbled granodiorite contains porphyritic, porphyroblastic xenoliths, restites and variable thickness of microgranite dikes; from 304.8 m the mafic components are altered and chloritized, while gaps are filled with chloritic or sericitic material and calcite; between 309.2–329.3 m nearly vertical (75–90°) fractures are frequent;



- |   |    |                    |                                     |    |    |                     |  |
|---|----|--------------------|-------------------------------------|----|----|---------------------|--|
| 1 | 20 | $Qh_2^{aal,h,y}$   | Clayey silt, sand (fluvial)         | 8  | 53 | $^{so}Pa_2^{a,ala}$ | Clay, silty clay (Somló Formation)                   |
| 2 | 21 | $pdQh_2^{aal}$     | Clayey silt (proluvial-deluvial)    | 9  | 54 | $bdMK^{k,hh}$       | Gravel, pebbly sand (Budafai Formation)              |
| 3 | 23 | $Qh_2^{al,h}$      | Silt, sand (proluvial)              | 10 | 55 | $^{ml}K_1$          | Alkaline basalt dikes (Mecsekjános Basalt Formation) |
| 4 | 29 | $Qp_3^{ad}$        | Clayey silt (deluvial)              | 11 | 58 | $^{vj}mg,hkd$       | Marl, sandstone (Vasas Marl Formation)               |
| 5 | 31 | $Qp_3^{al}$        | Silt (loess, eolian)                | 12 | 57 | $^{m}Pz$            | Granite, granodiorite (Mórógy Complex)               |
| 6 | 33 | $Qp_{1-2}^{h,kh}$  | Sand, pebbly sand (fluvial)         | 13 | 58 | $^{p}Pz_1$          | Metamorphic rocks (Ófalu Phyllite Formation)         |
| 7 | 52 | $^{so}Pa_2^{h,kh}$ | Sand, pebbly sand (Somló Formation) | 14 | •  | Üh-1                | Key borehole   |

Figure 1. Geological map of the Üveghuta-1 borehole area

For contours, see Figure 5

### 1. ábra Az Üveghuta-1 fúrás környezetének földtani térképe

Körvanalat 1. az 5. ábrán. 1 – agyagos kőzetliszt, homok (fluviális), 2 – agyagos kőzetliszt (proluviális–deluviális), 3 – kőzetliszt, homok (proluviális), 4 – agyagos kőzetliszt (deluviális), 5 – kőzetliszt (löss, eolikus), 6 – homok, kavicsos homok (fluviális), 7 – homok, kavicsos homok (Somló Formáció), 8 – agyag, kőzetlisztes agyag (Somló Formáció), 9 – kavics, kavicsos homok (Budafai Formáció), 10 – alkáli-bazalt telérek (Mecsekjános Bazalt Formáció), 11 – márga, homokkő (Vasasi Márga Formáció), 12 – gránit, granodiorit (Mórógyi Komplexum), 13 – meta-morf kőzetek (Ófalu Filitt Formáció), 14 – alapfúrás

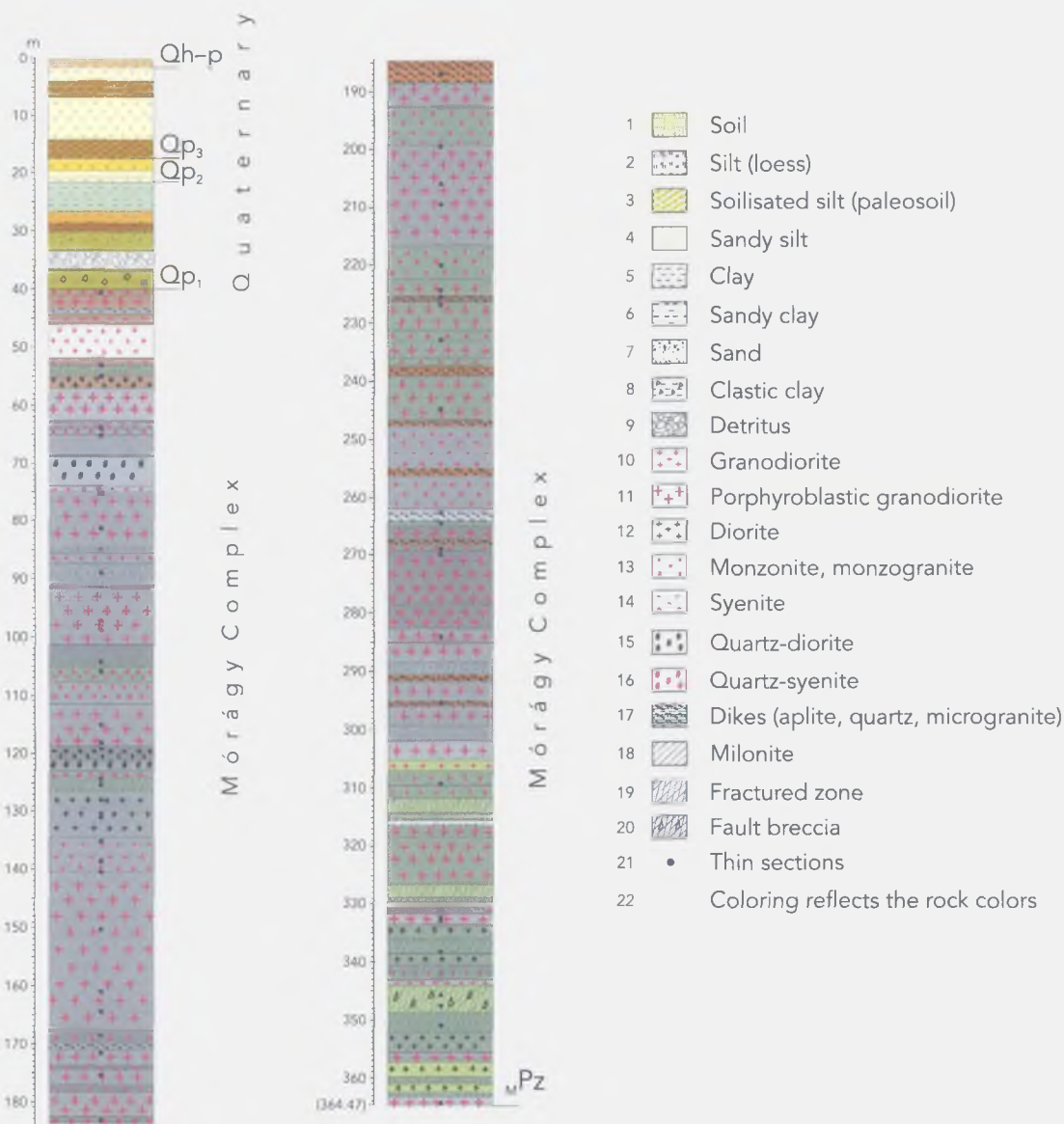


Figure 2. Simplified lithological column of the borehole Üveghuta-1

2. ábra. Az Üveghuta-1 fúrás egyszerűsített rétegoszlopa

1 – talaj, 2 – közetlisz (löss), 3 – talajosodott közetlisz (paleotalaj), 4 – homokos közetliszt, 5 – agyag, 6 – homokos agyag, 7 – homok, 8 – közettörmelék agyag, 9 – közettörmelék, 10 – granodiorit, 11 – porfirblasztos granodiorit, 12 – diorit, 13 – monzonit, monzogranit, 14 – szienit, 15 – kvarcdiorit, 16 – kvarcszienit, 17 – telérek (aplit, kvarc, mikrogranit), 18 – milonit, 19 – töréses zóna, 20 – vetőbreccsa, 21 – vékonyesizolat, 22 – a színezés a követszíneket tükrözi

- between 329.3–340.2 m the rock units can be found in a less tectonized form in the core; the mafic components are altered and chloritized;
- between 340.2–348.3 m the borehole went through rocks similar to the previous ones, with a steep dip and ruptured zone, and mainly chlorite-sericite material observable in gaps; between 343.7–347.5 m a fault breccia cemented with dolomite can be observed;
- between 348.3–356.9 m there is cracked, tectonized dark gray, dark greenish-gray, in some places mylonitized, porphyric, porphyroblastic granodiorite, containing xenoliths, restites, and crumbled aplite dikes;
- between 356.9–364.5 m xenoliths or restite, which contain chloritized mafic components, and granodiorite

are in contact along nearly vertical fractures, with chlorite-sericite material filling the fractures and joints.

3. The characteristics of the formations

We describe the characteristics of the members found in the formations, which were mentioned above, from lower to upper – in the traditional manner.

3.1 The Mórág Complex (39.8–364.5 m)

The Üveghuta-1 borehole cut through the granitoid formations of Mórág Complex between 39.8–364.5 m. A study has been made of the mineralogical, petrologic and

geochemical variation in the rock types found in the borehole (BUDA and PUSKÁS 1997). Various alteration and metamorphic phenomena were found in the 60 thin sections which were made for the petrological description. Nevertheless the genuine magmatic nature is recognizable in most cases (DITRÓI-PUSKÁS 1996). Hence we used Streckeisen's nomenclature for the indication of the rocks in the detailed descriptions (KÓKAI 1996, KÓKAI and PAPP 1996). The rock types were on the basis of the estimated proportions of quartz, alkali feldspar and plagioclase feldspar. The majority of rock types are similar, granodiorite and monzogranite.

The formations of the substratum have been divided into 236 "strata" on the basis of various features (texture, mineral composition, structure, *etc.*). The 60 thin sections examined represent less than a third of these "strata" – apart from the sections without core which were described on the basis of cuttings – so the results of the investigation are only preliminary. Sample locations for the sections have been indicated on Figure 2.

In the first description, which was made on the site, granodiorite, xenoliths and in some case amphibolite were in contact mostly along tectonic fractures, more rarely in an intrusive contact. Microscopic investigations were made of the xenoliths which contain a lot of mafic components (amphibole, biotite, *etc.*). According to this original magmatic rock was diorite. In the case of dyke rocks the conclusion is the same. From the aplite, quartz, microgranite and carbonate dikes which were described by us, BUDA (1996) mentions microgranite, pegmatoids and dolomite or ankerite which cements the fault breccia between 343.3–348.2 m.

The chloritization of biotite, the sericitization (saussuritization) of plagioclase feldspar and the development of carbonate indicates hydrothermal effect on the lower,

crumbled section of the borehole (305.0–364.5 m). Similar transformation of rock can be observed in the section between 190.5–199.2 and 213–244 m. Here, however, the sericitization of plagioclase feldspar, and the chloritization of mafic components are caused by deformation (mylonitization) and K-metasomatism.

### 3.1.2. The structure of granitoid formations

The fissured nature of the exposed formations, in terms of dip and distribution of joints, yields important information on the tectonic history of the granitoids. During the technical examination the so called RQD (Rock Quality Designation) value (TUNGLI and GYALOG 1997) was calculated. The diagram (Figure 3) shows that more than 50% of core was found without any tectonic disturbance between 130–270 m, however, very crumbled sections can be found there too. On the basis of the parameters measured, the granitoid formations which have the most favorable features are situated between 130–167, 173–183, 194–204, 215–228, 233–240, 245–255 and 257–266 m.

The tectonic phenomena of the granitoid formations (joint surfaces, slicken sides, lithoclasts, distances between fractures, dikes, fractured zones, phenomena of movement along the fractured zones, mylonitic or brecciation textures *etc.*) have been studied in detail by MAROS and PALOTÁS (1997). The fissures which were determined in that way, show a similar inverse picture of RQD % distribution.

There is no correlation between the dikes (aplite, microgranite), fissures, or the RQD % depth distribution. This fact is in agreement with our surface observations. It means that the thicker dikes cannot be followed either, and their distribution is not related to the big fractures in the

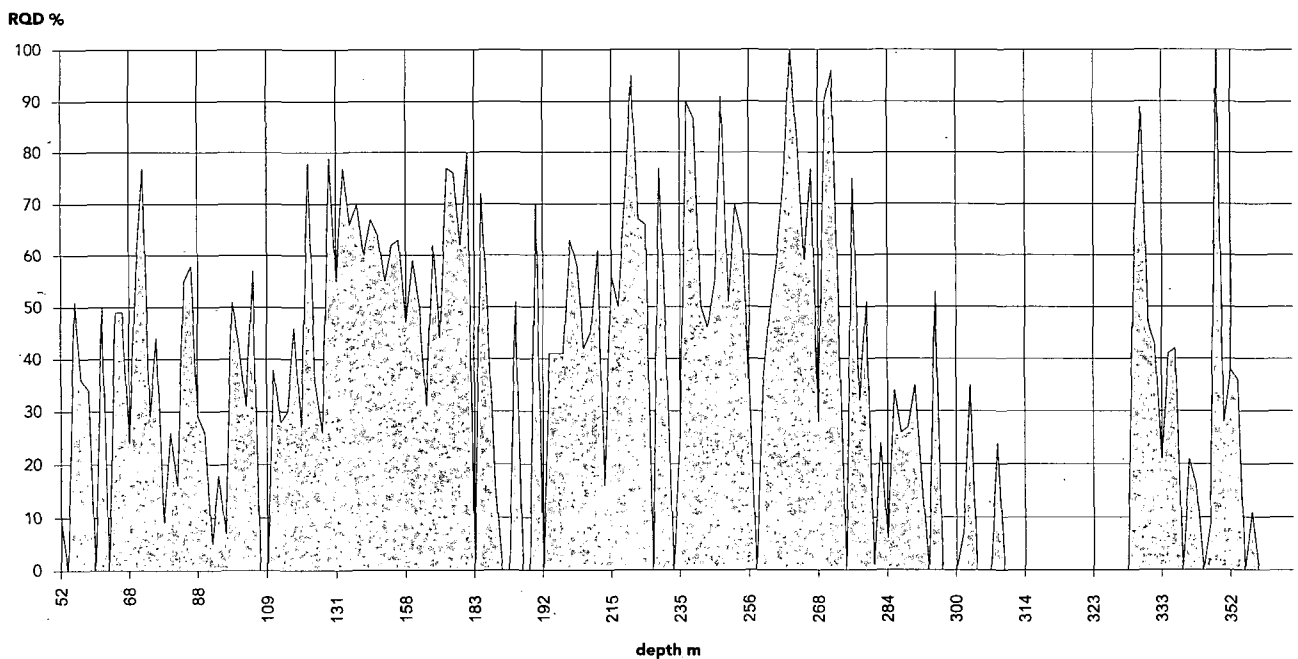


Figure 3. RQD % distributions in the Üveghuta-1 borehole

3. ábra. RQD % eloszlása az Üveghuta-1 fúrásban



ravines which are parallel with each other and with only small distances between them.

### 3.2. Quaternary formations (0.0–39.8 m)

We did not have the opportunity to make any detailed examination of the Quaternary formations (sedimentology, micromineralogy, chemistry, X-ray, etc.). We can give our characterization of these formations partly on the basis of the spot observations, and partly on the basis of the results of former research.

Between 37.3–39.8 m there was an interval without core where residual deposits, which derive from the local disintegration of granitoid formations, can be presumed to have been present. Unevenly distributed clay minerals are somewhat enriched from the disintegration of the porphyritic granodiorite and thin microgranite dyke. They do not have enough cohesive force to get a cylinder of core from the 0.05–3 mm material composed of quartz, alkali feldspar, plagioclase feldspar and altered biotite.

Between 21.3–37.3 m, brownish-red, greenish-gray, grayish-brown variegated clay accumulated at two phases. The lower part (36.4–37.3 m) settled directly on the residual weathering crust which had developed on the surface of granitoid formations. The accumulation probably happened in an environment which was covered by seasonal water and had small relief energy. The biggest part of the unclassified sediments probably arose from the weathering of granite gravel which became more intensive in a wet environment. Above it (33.2–36.4 m) the coarse clastic unit contains very weathered granodiorite and minor pegmatoid, indicating a periodical change of sedimentary conditions. The sub-horizontal micas (mainly biotite) and variegated clay pebbles relate to a surface wash which had a low energy. The clay mineral content grows parallel. The rocks swell to 30–40%, an excessive amount, because of the water. The Ófalu-4 borehole (CHIKÁN *et al.* 1989) exposed variegated clay of a similar appearance, in which the montmorillonites swell in two zones between 44.9–52.2 m. All of this is guessed, because the clay is light reddish-yellow and oxidized, and less plastic between 22.3–23.0 m. On the basis of the small distance between the 2 boreholes (3 km), and the similar development, it is likely that the composition of the variegated clay is similar to that which was known from the Ófalu-4 borehole. Hence we used the examination results of Ófalu-4 to characterize the other one (CHIKÁN *et al.* 1989). The average grain size is: 60.7% clay, 31.1% silt, 7.4% sand, 0.8% gravel. According to the thermic and X-ray diffraction examination the montmorillonite content is very high in some of the samples where it reaches and exceeds 30%. Montmorillonite, in such large quantities, is likely to be the product of weathering of volcanic tuff. On the basis of the evolution of the environment, and the setting of the beds, the layer rich in montmorillonite originated from the basalt volcanites of Bár, and is Lower Pleistocene. From all

the other clay minerals in the formation, the quantity of illite does not change, varying between 3–10%. The quantity of kaolinite decreases compared to the underlying beds, while chlorite increases. The iron mineral is predominantly goethite. According to X-ray examination part of the clay minerals is vermiculite.

Between 17.2–21.3 m eolian silt contains yellow, dark brownish-gray manganese-oxide mottling, and manganese dendrites can be found. In the interbedded (19.4–20.4) sandy silt, the material which comes from the destruction and weathering of granitoid formations and the color of the sediment (light gray with a greenish shade) indicates a temporary wet climate. In the overlying bed, sandy silt developed with a horizon of lime precipitation. Such soil production results from a part which had been rich in humus and was eroded and destroyed. The low porosity of eolian silt (loess) and the observable presence of manganese oxide mottles and concretions is considered typical of middle Pleistocene loess.

Between 1.5–17.2 m there is light-yellow, somewhat porous eolian silt (loess), divided into sub-units by fossil soil horizons. On the basis of the setting of the bed and the development of fossil soil horizons the age is Upper Pleistocene. The loess is yellow, light grayish-yellow, with well-classified material and contains silt-sized quartz, some muscovite, and carbonate grains, with about 20–30% clay content. In the brown to reddish-brown fossil soil horizons, in addition to the characteristic quantity of silt there is an increase in clay content. Up to the yellow to light grayish-yellow formations which produced disintegrated material, the brown, reddish-brown soil horizons yielded a cylindrical core. Due to the highest clay content being present in the soil horizons, the intensity of infiltration of meteoric water decreases. The average grain-size composition can be characterized by reference to the data of similar formations found in the Ófalu-4 and -4a drill cores (Table 1).

Between 0.0–1.5 m, light brown to brownish-yellow soil-forming silt occurs which developed on the surface of Upper Pleistocene eolian silt (loess). On the basis of thickness and development, it is presumed that soil production had started at the end of the Pleistocene.

## 4. The examination of the drill core

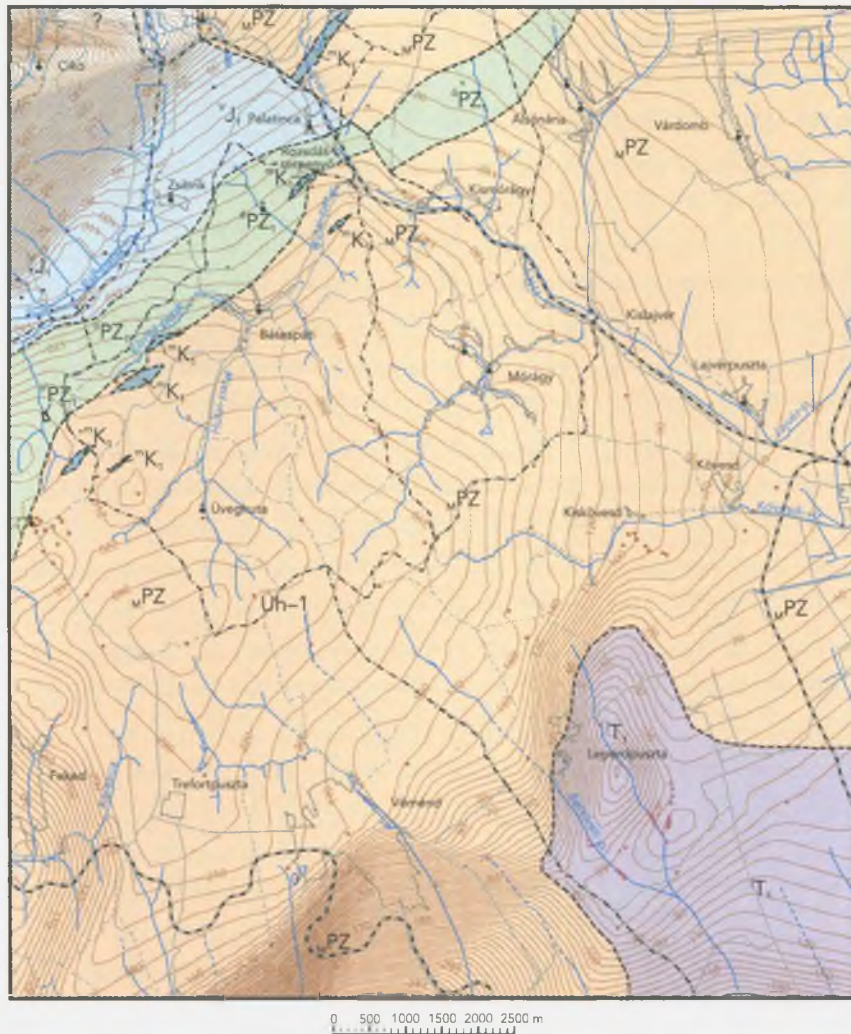
Complex well-log, PSQ and PQ measurements, and seismic exploration of faults were performed for the features determined *in situ* of the formations which were cut in the borehole. The complex well-log measurements (BUCSI SZABÓ *et al.* 1997) give the most valuable information on the exposed formations besides the core.

The rocks of the sections without core can be deduced from the cuttings and the geophysical measurements. The contact has been defined in the geological succession at 39.8 m, because the rocks are less weathered from there down – for example, the feldspars are less kaolinized, and the biotites are fresher than higher up the core. The real border is probably at 37.6 m. The value of longitudinal rock velocity ( $V_p$ ) changes from 1000–1500 m/s to 2800 m/s. It is not as high as that of comparatively fresh granitoids (<5000 m/s), but according to the measurements made down to 345 m, similar results occur in the tectonic zones, *i.e.* in strongly crashed, altered rocks.

The values of specific resistance and the rock velocity

The average grain size of Ófalu rocks Table 1

Grain fraction	Eolian silt (loess)		Paleosols	
	Ófalu-4	Ófalu-4a	Ófalu-4	Ófalu-4a
clay	31.0%	25.6%	45.7%	40.3%
silt	63.9%	68.2%	51.8%	56.3%
sand	5.1%	6.2%	2.5%	3.4%



- |   |  |                                |                |  |
|---|--|--------------------------------|----------------|--|
| 1 |  | Mecsekjányosi Basalt Formation | 7 In boreholes |  |
| 2 |  | Vasas Marl Formation           |                |  |
| 3 |  | Jakabhegy Sandstone Formation  |                |  |
| 4 |  | Mórággy Complex                |                |  |
| 5 |  | Ófalu Phyllite Formation       |                |  |
| 6 |  | Ófalu Serpentine Formation     |                |  |

Figure 4. Topography of the top of the Mesozoic and crystalline basement in wide surroundings of the Üveghuta-1 borehole

4. ábra. Az alaphegységi képződmények felszínének domborzata és egyszerűsített kifejlődési térképe az Üveghuta-1 fúrás tágabkörnyezetében

1 – Mecsekjányosi Bazalt Formáció, 2 – Vasasi Márga Formáció, 3 – Jakabhegyi Homokő Formáció, 4 – Mórággyi Komplexum, 5 – Ófai Fillit Formáció, 6 – Ófalu Szerpentinit Formáció, 7 – képződmények fúrásban

reach typical values of 3000–4000  $\Omega\text{m}$  and 5000–6000 m/s for granitoid formations which can be classified as fresh between 57–59 m.

The cracked and crumbled zones can be readily identified by the change and growth of borehole diameter, the decrease of resistance and density, and the increasing values of porosity. The aplite and quartz dikes can be detected with changes of a few parameters. A decrease in extreme

values of natural gamma rays, magnetic susceptibility, porosity and density is typical in the environment of dikes.

The aim of the PSQ and PQ measurements (HERMANN *et al.* 1996) is the determination of the seismic longitudinal velocity (P), the transverse-wave spreading velocity (S), and the wave relaxation, all calculated in the borehole, in connection with the so-called goodness factor (Q). The characteristic values for granitoid formations are P veloci-

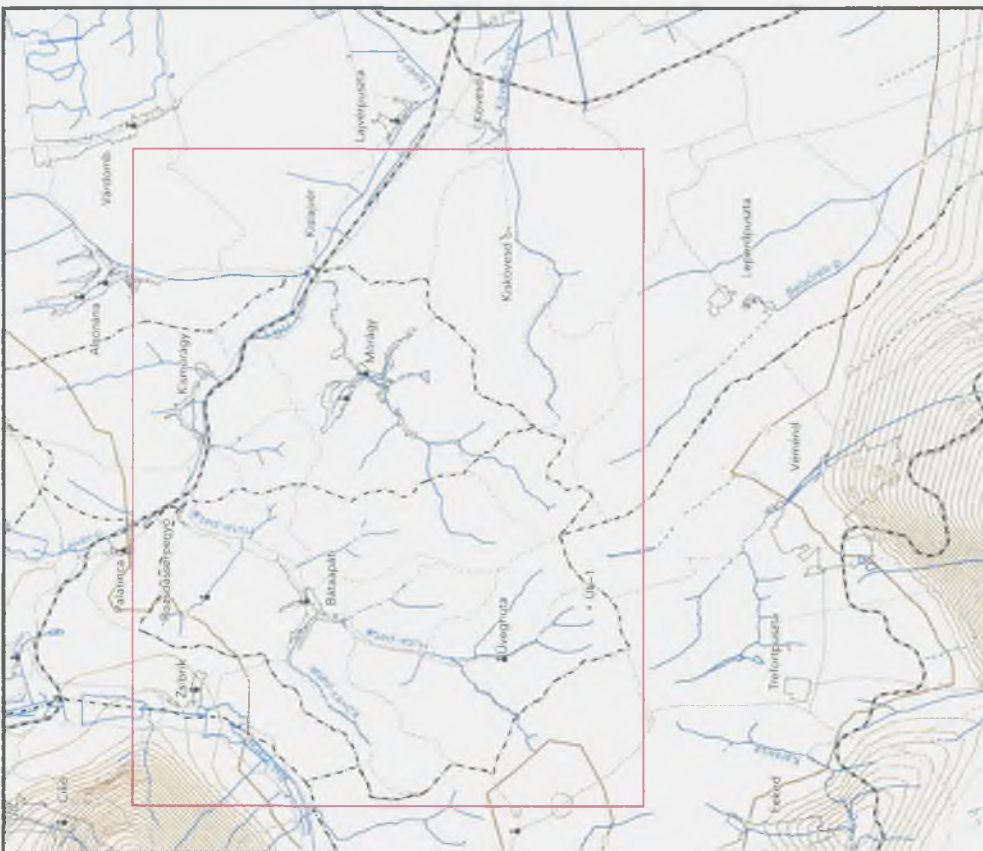


Figure 5. Thickness contour lines of Miocene formations in wide surroundings of the Üveghuta-1 borehole

Contour of Figure 1 indicated

5. ábra. A miocén képződmények vastagsága az Üveghuta-1 fúrás tagabb környezetében

Feltüntetve az 1. ábra körvonalai

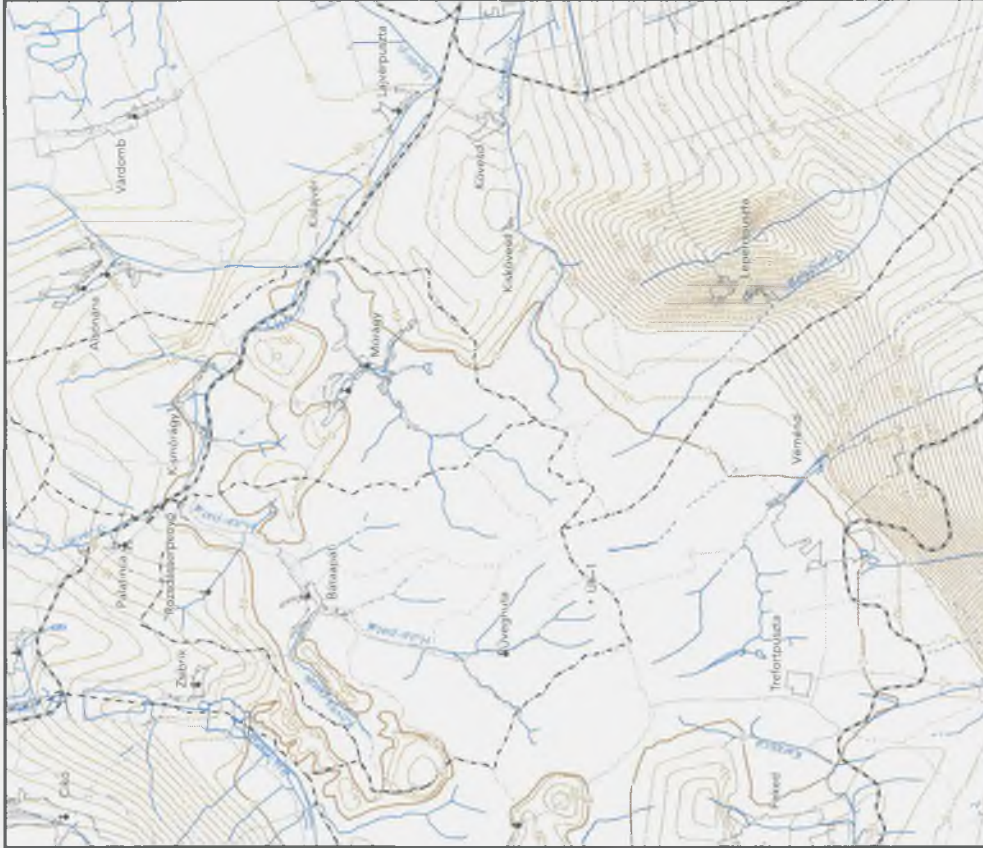


Figure 6. Thickness contour lines of Pannonian (s.l.) formations in wide surroundings of the Üveghuta-1 borehole

6. ábra. A pannóniai (s. l.) képződmények vastagsága az Üveghuta-1 fúrás tagabb környezetében

ty 5000–6000 m/s, and S velocity 3000 m/s. On the basis of values which are different from these the following quality borders can be designated: 51.6–120 m – crumbled dyke rock, 120–210 m – the best quality, 210–295 m – good quality, 295–345 m – fractured zone.

On the basis of stability parameters (YOUNG's module *etc.* calculated from PSQ and PQ measurements) the rock material can be ranked into classes as follows: IV-III, in 0–50 m, II, up to 120 m, and I, below 120 m. Considering the results of PQ and PSQ measurements, and the calculated characteristics, the mechanic features of rocks seem to be most favorable in the 120–210 m interval.

We did not have enough information to determine the spatial situation of the steeply dipping, tectonic zones. For this reason we tried to determine the faults and fractured zones making use of hole–subsurface, hole–surface and surface seismic methods (PRÓNAY *et al.* 1996) made parallel to the PQ and PSQ measurements.

The surface seismic measurements gives only limited information. The refracted evaluation showed only the border of the granitoid fracture layer and the younger Quaternary overburden formations to a depth of about 30 m. The reflexion processing revealed surfaces at about 200 m, 230 m and 300 m depth which was not interpretable from the point of view of research.

The measurements, which were made in the boreholes, were accomplished with constant and changing offset. The measurements made by permanent offset showed inhomogeneities in the borehole at 299 m, and 310 down to 315 m, with a 30–40° dip.

The hole–surface survey was performed by recording waves from the shots in the 37 m borehole Üh-1A drilled for the PQ measurements. It resulted in the position of the fault at 315 m depth and in its dip at 46°. The dip direction of the fault can be determined after making further measurements.

## 5. Geological history

Metamorphic Ófalu Serpentine, Ófalu Phyllite Formation and the formations of the Mórágý Complex, Lower Cretaceous volcanic dikes (Mecsekjányosi Basalt Formation) and Lower Triassic (Jakabhegy Sandstone Formation), Lower Jurassic (Vasas Marl Formation), Middle Miocene, Upper Pannonian (*s.l.*) and Quaternary sediments are known in the environment of Üveghuta-1 borehole, in outcrops and from drill cores. The map of the basement formations of the area (Figure 4) has been made from the wider environment around the Üh-1 borehole, and is based on the data from our geological reconnaissance, which was made in 1995, in addition to the shallow depth local uranium exploration (1987–88), as well as our former mapping drilling (1990–91) and water exploration wells.

The parent rock of the serpentine, which can be studied in the outcrops of the middle part of the Aranyos valley of Ófalu (Ófalu Serpentine Formations), is believed to be lherzolitic in origin by GHONEIM and SZEDERKÉNYI (1979). According to BALLA (1983) the South Transdanubian serpentines are an oceanic, mantle-derived, harzburgite dunite development. Ophiolite shreds were serpentized during the Devonian continent – island arc subduction, and got wedged tectonically in the place where they are now.

According to SZEDERKÉNYI (1977) the Ófalu Phyllite

Formation originated in the psammitic, pelitic, siliceous sediments of a Siluro-Devonian cycle of sedimentation, volcanic and volcano-sediment formation and limestone development. In the axial zone the 2 parts of the granodiorite range, which is known in the area of Mecsek, were moved in opposite directions during the phases of Variscan orogenesis because of the effect of transcurrent crustal movements. Due to the effect of the movement, Siluro-Devonian formations were wedged in. They were mylonitized, and suffered potassium and hydrothermal metasomatism, and selective diaphoresis.

According to JANTSKY (1979) crustal migmatites developed by ultra-metamorphism or granitization in the Lower Proterozoic. The oldest formations of crystalline basement originated from eugeosynclinal sediments, and the products of ophiolitic igneous activity in the Lower Proterozoic. As a result of amphibolite facies metamorphism they became garnet-biotite paragneiss, eclogite, pyroxene, amphibole, garnet paragneiss, meta-sandstone, meta-conglomerate and meta-basalt. The greenschist-facies metamorphism of the Upper Proterozoic which contains alternating quartz phyllites, limy phyllites, crystalline limestone and amphibolite has been tectonically emplaced in a laminated migmatite sequence.

According to JANTSKY (1979) the granitoid formations of the Mórágý Complex originated from the Lower Proterozoic eugeosynclinal sediments and products of igneous activity. The granitization and ultrametamorphism happened in the Lower Proterozoic. The process of granitization can be characterized with the transformation regional metamorphite → laminated migmatite → diatexite → granite.

The Mórágý Complex is composed of fresh-colored porphyroblastic granite with dark-gray biotite, and amphibole-bearing xenoliths, and a network of aplite and pegmatite dikes according to SZEDERKÉNYI (in GYALOG 1996). Radiometric determinations (Rb/Sr and K/Ar) yield ages of 330–350 Ma for the granite, and 400–440 Ma for xenoliths.

According to BUDA (1969, 1972, 1974, 1981) the heterogeneous granitoids, apart from the igneous-origin restites, are mainly S types, rich in K, weakly alkaline, and have monzonitic characteristics. The distribution of alkalis, which is independent of silica, relates to anatexis or metasomatic development. The minimum-temperature granite melt was developed by compression, in a small extension tectonic zone. In the Üh-1 borehole, the porphyroblastic microcline-bearing granitoids are rich in K, with a calc-alkaline composition, and can be classified as mixed I/S types (BUDA 1996). The metaluminous, I type restites probably developed from diorite, and because of the effects of K-metasomatism, altered to quartz monzodiorite, monzonite, and quartz monzonite.

Southwest of the Mecsek Mountains, near to Bogádmindszent and Tésény the granitoid material can be found in Upper Carboniferous clastic sediments, which were cut by the boreholes which were deepened there. The Bata-szék-1 borehole has been deepened in the course of uranium exploration. It revealed Lower Triassic conglomerate and sandstone which settled on the surface of the granodiorite formations (Jakabhegy Sandstone Formation). During the small-depths regional uranium exploration in 1987–1988 a lot of boreholes cut the Jakabhegy Sandstone Formation to the SW of Leperdpusztá. We deduce from this that the environment of the Üh-1 borehole was an area of erosion during the Upper Carboniferous and Permian. The Lower Triassic formations were probably



deposited on the rift-bounded depressions on the surface of the granitoids.

Between Ófalu and Zsibrik to the S, and E of the Rák brook the sediments of the Vasas Marl Formation and the formations of Ófalu Phyllite Formation are in contact in outcrops revealing the Lower Jurassic environment. The sub-Mecsek tectonic zone developed along the Variscan transcurrent fault, nearly parallel with it. During the transformation of the structure, fractures were opened, and volcanic dikes intruded in them during the Lower Cretaceous (Mecsekjányosi Basalt Formation).

Following a WSW–ENE strike direction, what is now recognized as a fault was a fracture boundary to the area of the outcrops to the S and SE, approximately at the border of Geresd–Bátaszék (Leperdpusztá). To the S and SE of this line the boreholes located near to Leperdpusztá, Báta, Jenye valley, and Himesháza opened up from the NE to the SW a progressively younger sequence, revealing the fragments of the Mesozoic (Lower and Middle Triassic, Liassic and Malm). We reconstructed the sequence of events based on our observations which were made during the reconnaissance, prior to the drilling of the Üh-1 borehole (CHIKÁN *et al.* 1995).

After the erosion, which probably took a very long time, detrital sediments accumulated in a few depressions on the broken surface of the basement which started at the beginning of the Miocene sedimentation (Budafa Formation, Figure 5). In the sand, which contains clasts of

granitoids, there are intercalations of rhyolitic tuff and tuffite from István Cottage and to NE from Véménd. From the Middle Miocene (Karpatian) to the Pliocene, traces of permanent sedimentation are known in the periphery of basement outcrops from exposure and borehole data. The setting of the Pannonian (*s.l.*) shore is shown by the outcrops to the SE from the Rák stream and to E along the Köves stream and on the SSW side of Lajvér valley, finally, in Kövesdi valley. The Pannonian (*s.l.*) formation, was deposited on the crystalline basin surface with conglomerates built up of local clasts, or in some places as medium- and coarse-grained sand. In other places it is represented by a small uplift of the central area of the basement from the surrounding environment (Figure 6).

Residual deposits mixed with the products of Bár basalt volcanism accumulated on the slightly indented surface of the basement, during the Lower Pleistocene. Due to the fractured nature of the basement and the relative uplift of smaller blocks in the Middle Pleistocene, partly erosion, and partly slope clast, torrential fluvial and eolian sediment accumulation occurred in the region. In Upper Pleistocene the loess formation went on but in the rainier periods erosional valleys began to develop. On the slightly uplifted backs between valleys, soil horizons developed in the loess. As a result of the changing intensity and relative uplift of the region the valleys started to incise into both their former terraces and in the surface of the basement (Figures 7–8).

## References

- BALLA, Z., 1983: A dél-dunántúli ultrabázitok lemeztektonikai értelmezése (Plate tectonic interpretation of South Transdanubian ultramafics). – *Földtani Közöny* 113 (1), pp. 39–56.
- 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- BUCSI SZABÓ, L., DRAHOS, D., LENDVAI, P., SZONGOTH, G., and ZILAHÍ SEBESS, L. JR., 1997: Well-logging investigations in the boreholes Üveghuta-1, Udvari-2 and Diósberény-1 (Mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok az Üveghuta-1, Udvari-2 és Diósberény-1 fúrásokon). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- BUDA, GY., 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 13, pp. 131–155.
- BUDA, GY., 1972: Magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára (in Hungarian: Genetic and tectonic classification of granitoid rocks in Hungary with special attention to the feldspars). – *Geonómia és Bányászat* 5 (1–2), pp. 21–26.
- 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., 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 24 (2–4), pp. 309–318.
- BUDA, GY., 1996: Összefoglaló jelentés az Üveghuta-1. sz. mélyfúrás granitoid kőzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian: Summary report on the study of granitoid rocks from borehole Üveghuta-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BUDA, GY., and PUSKÁS, Z., 1997: Crystalline rocks of the Üveghuta-1 borehole (Az Üveghuta-1 fúrás kristályos kőzetei). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- CHIKÁN, G., FÖLDVÁRI, M., LELKES-FELVÁRI, GY., RISCHÁK, G., and SALLAY, M., 1989: Jelentés az Ófalu-4. és 4/a. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményeiről (in Hungarian: Report on the geological study of boreholes Ófalu-4 and -4/a). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MARSI, I., PAPP, P., and SZALAI, I., 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához. Objektumok földtani dokumentációja (Preliminary field reconnaissance for exploration of sites for low and intermediate level radioactive waste disposal. Geological description of objects). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DITRŐI-PUSKÁS, Z., 1996: A Mórággyi rög gránitterületén mélyült Üveghuta-1 (Üh-1) fúrás anyagának közettani vizsgálata (in Hungarian: Petrographical study of cores from the borehole Üveghuta-1 (Üh-1) in the Mórággy granite region). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GHONEIM, M. F., and SZEDERKÉNYI, T., 1979: Petrological review of the Ófalu Serpentine, Mecsek Mountains, Hungary. – *Acta Mineralogica Petrographica*, Szeged 24 (1), pp. 5–15.
- GYALOG, L., (editor) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása (in Hungarian: Legend of geological maps and brief description of stratigraphic units). – Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187, 171 p.
- HERMANN, L., NEDUCZA, B., PRÓNAY, ZS., and TÖRÖS, E., 1996: Összesítő zárójelentés az Udvari-2. sz. és az Üveghuta-1. sz. fúrások PSQ és PQ méréseiről (in Hungarian: Final report on the PSQ and PQ survey of boreholes Udvari-2 and Üveghuta-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JANTSKY, B., 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana (Géologie du socle cristallin granitique de la

- Montagne Mecsek). – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 60, 385 p.
- KÓKAI, A., 1996: Az Üveghuta-1. számú fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological assessment of the borehole Üveghuta-1). Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KÓKAI, A., and PAPP, P., 1996: Az Üveghuta-1. sz. fúrás részletes leírása (in Hungarian: Detailed geological description of the borehole Üveghuta-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1997: Fracturing of the Mórógyi Granite in outcrops and the Üveghuta-1 drill core (A Mórógyi Gránit repedezettsége a felszínen és az Üveghuta-1 fúrásban). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- PRÓNAY, ZS., HERMANN, L., and TÖRÖS, E., 1996: Szeizmikus vetőkutatás az Üveghuta-1. sz. mélyfúrásban és a fúrás környezetében (in Hungarian: Seismic fault exploration in the borehole Üveghuta-1 and its surroundings). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZEDERKÉNYI, T., 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – *Acta Mineralogica Petrographica*, Szeged 23 (1), pp. 3-14.
- TUNGLI, GY., and 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).





## AZ ÜVEGHUTA-1 FŰRÁS FÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE

KÓKAI ANDRÁS

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

Kis és közepes radioaktivitású hulladék felszín alatti elhelyezési lehetőségének vizsgálatára a Bataapátihoz tartozó Üveghuta közelében 500 m mély kutatófúrást terveztünk. Az Üveghuta-1 fúrás 39,8 m vastag negyedidőszaki rétegsor (fosszilis talajszintekkel tagolt lösz, tarkaagyag, közettörmelék és gránitmurva) alatt a Mórági Komplexum granitoid (granodiorit, diorit, sienit, monzonit, monzogránit, kvarcdiorit, kvarcszienit, mikrogránit, aplit) képződményeit tárta fel, 309,2–329,3 és 355,2–364,5 m között meredek, 70–90° dőlésű, töredezett zónákkal.

### 1. Bevezetés

Az Üveghuta-1 (Üh-1) fúrást a Bataapáti községhez tartozó Üveghuta térségében mélyítettük (1. ábra). A fúrásból – néhány rövid szakasztól eltekintve – megfelelő minőségű és mennyiségű fúrómagot kaptunk. A fúrás anyagát (fúrómag, furadék) a helyszínen dokumentáltuk (KÓKAI A., PAPP P. 1996). A granitoid képződmények tektonikus jelenségeit részletesen tanulmányoztuk (MAROS GY., PALOTÁS K. 1997). A kristályos alaphegységi kőzetek vizsgálatával az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) Ásványtani és Kőzettan-Geokémiai Tanszékét (BUDA GY., PUSKÁS Z. 1997) bíztuk meg.

Az Üveghuta-1 az eredeti tervek szerint 500 m mélységű lett volna, de földtani és műszaki okok miatt 364,5 m-ben leállítottuk (BALLA Z. 1997, TUNGLI GY., GYALOG L. 1997).

### 2. Harántolt képződmények

Az Üveghuta-1 fúrás viszonylag vastag (39,8 m) negyedidőszaki üledéksor alatt granitoid képződményeket (granodiorit, diorit, sienit, monzonit, monzogránit, kvarcdiorit, kvarcszienit, mikrogránit, aplit) tárt fel a 364,5 m-es talpig, 309,2–329,3 és 355,2–364,5 m között meredek, 70–90° dőlésű, töredezett zónákkal. A fúrás által harántolt képződmények az alábbiak szerint tagolhatók:

- 0,0–39,8 m, *negyedidőszaki képződmények*; ezen belül
- 0,0–1,5 m között világos barna, barnássárga talajosodott kőzetliszt, mészkiválási szinttel; pleisztocén eolikus kőzetliszten (lösz) kialakult (holocén-pleisztocén) talaj;
- 1,5–17,2 m között világossárga, helyenként (3,8–6,7, 14,0–14,9 és 16,1–17,2 m) barna, vörösesbarna, fosszilis talajszintekkel tagolt, kissé porózus eolikus kőzetliszt (lösz); települési helyzete és a fosszilis talajszintek kifejlődése alapján felsőpleisztocén korú;
- 17,2–21,3 m között sárga, 19,4–20,4 m között homokos, sötét barnásszürke mangánoxid pettyeket-foltokat tartalmazó középsőpleisztocén eolikus kőzetliszt (lösz);
- 21,3–39,8 m között granodiorit-, aplittörmelék, grá-

nitmurvát ill. gránithomok-közbetelepüléseket tartalmazó barnásvörös, zöldesszürke, szürkésbarna tarkaagyag, 28,4 m-ig jelentős, lefelé csökkenő montmorillonit(?)tartalommal; a 37,3–39,8 m közötti maghiányos szakaszon a granitoid képződmények helyi mállásából származó, reziduális üledék tetelezhető fel (alsópleisztocén);

- 39,8–364,5 m *Mórági Komplexum*; ezen belül
- 39,8–57,5 m között sötét barnásszürke, repedezett, kvarc- és aplitteléreket tartalmazó, kissé irányított porfirok, porfiroblasztos szövetű granodiorit, a fedőüledékek felhalmozódása előtti, felszíni mállás nyomaival (a földpátok kaolinosodtak, a repedéseket a színes elegyrészek mállásából származó limonit, limonitos agyag tölti ki);
- 57,5–294,9 m között szürke, sötétszürke porfirok, porfiroblasztos granodiorit vékony – néhány cm ill. dm vastag – kvarc-, aplit-, mikrogránittelérekkel, helyenként sok színes elegyrészt, plagioklásztt és/vagy káliföldpátot tartalmazó xenolit- vagy reszttit-zárványokkal; 184,4–187,4 m között 3 m vastag mikrogránittelér található; fölötté csak néhány vékony, többnyire milonitosodott mélységközre jellemző a színes elegyrészek kloritosodása, míg lejjebb a kevésbé töredezett kőzetekben is gyakori ez a jelenség, különösen a 213,4–246,6 m közötti szakaszon; a 187,4–294,9 m közötti intervallumban az aplit- ill. mikrogránittelérek vastagsága gyakran eléri az 1 m-t;
- 294,9–329,3 m közötti tektonikus zónában a porfirok, porfiroblasztos, xenolitokat, reszttiteket és változó vastagságú mikrogránitteléreket tartalmazó granodiorit repedezett, töredezett; 304,8 m-től a színes elegyrészek bontottak, kloritosodtak, a repedéseket gyakran kloritos-szericites anyag és kalcit tölti ki; 309,2–329,3 m között gyakoriak a közel függőleges (75–90°-os) törések;
- 329,3–340,2 m között a fúrásból eddig ismert képződmények kevésbé töredezett formában találhatóak, a színes elegyrészek itt is bontottak, kloritosodtak;
- 340,2–348,3 m között a korábbiakhoz hasonló kőzetekben meredek dőlésű töréses övben haladt a fúrás; a repedésekben itt is főleg kloritos-szericites anyag,

- 343,7–347,5 m között dolomittal cementált vetőbreccsa figyelhető meg;
- 348,3–356,9 m között repedezett, töredezett, sötétszürke, sötét zöldesszürke, helyenként milonitosodott, xenolitokat, reszttiteket, töredezett aplittelérek tartalmazó porfiros, porfiroblasztos granodiorit van;
  - 356,9–364,5 m között közel függőleges törések mentén bontott, kloritosodott színes elegyrészeket tartalmazó xenolit vagy reszttit és granodiorit érintkezik, néhány töredezett aplit- és mikrogránittelér található; a töréseket, repedéseket itt is főleg kloritos-sericites anyag tölti ki.

### 3. A képződmények jellemzői

Az előzőekben említett képződménycsoportok fő jellemzőit a földtani alapfúrások hagyományos formájának megfelelően, alulról felfelé haladva ismertetjük.

#### 3.1. Mórágyi Komplexum (39,8–364,5 m)

Az Üveghuta-1 fúrás 39,8–364,5 m között a Mórágyi Komplexum granitoid képződményeit tárta fel. A fúrás kőzetanyagának ásvány-, kőzettani, geokémiai értékeléséről külön tanulmány készült (BUDA GY., PUSKÁS Z. 1997).

A harántolt képződmények kőzettani jellemzéséhez készített vékonycsiszolatokban (60 db) több-kevesebb diszlokációs metamorf hatás kimutatható, ennek ellenére a kőzetek nagy részén felismerhető az eredeti magmás jelleg (DITRÓI-PUSKÁS Z. 1996). Ezért a részletes dokumentációban (KÓKAI A. 1996, KÓKAI A., PAPP P. 1996) a kőzetek leírására a magmás kőzetek STRECKEISEN-féle nevezéktanát alkalmaztuk (2. ábra). A kvarc, alkáliföldpát, plagioklász *becsült aránya* alapján a leírt kőzettípusok döntő részét a hasonló összetételű granodiorit és monzogranit alkotja.

A részletes dokumentációban az alaphegységi képződményeket jellemzői (szövet, ásványi összetétel, szerkezet stb.) szerint 236 „réteg”-re tagoltuk. A fent említett 60 db csiszolat, a maghiányos, furadék alapján leírt szakaszoktól eltekintve, az elkülönített „rétegek”-nek kevesebb mint 1/3-át reprezentálja, a vizsgálatok eredményei csak tájékoztató jellegűnek tekinthetők. A csiszolatra vett minták helyét a 2. ábrán feltüntettük.

A helyszínen készített elsődleges dokumentációban a granodiorit mellett, azzal főleg törések mentén, ritkábban részleges olvadásra utaló szegéllyel érintkező xenolitokat, esetenként amfibolitot írtunk le. A sok színes elegyrészt (amfibol, biotit stb.) tartalmazó kőzetzárványoknak töredékéből készült mikroszkópos vizsgálat, amely szerint az eredeti magmás kőzet diorit volt. Annak eldöntéséhez, hogy a fúrásban feltárt xenolitok csak dioritból vagy más kiindulási kőzetből is keletkeztek, további vizsgálatok szükségesek. Hasonló a helyzet a telérek esetében. Az általunk leírt aplit-, kvarc-, mikrogránit- és karbonáttelérek közül az összefoglaló értékelésben BUDA GY. (1996) mikrogránitot és pegmatoidot, valamint a 343,3–348,2 m közötti vetőbreccsát cementáló dolomitot ill. ankeritet említi.

A fúrás alsó, töredezett szakaszán (305,0–364,5 m) hidrotermális hatást jelez a biotit kloritosodása, a plagioklász sericitesedése (saussuritesedés), valamint a már említett karbonátkiválás. A 190,5–199,2 és 213–244 m közötti szakaszon hasonló kőzetátalakulás figyelhető meg. Itt azonban a plagioklász sericitesedése, a színes elegyrészek kloritosodása deformációra (milonitosodás) és K-metaszomatózisra vezethető vissza.

#### 3.1.2. A granitoid képződmények szerkezete

A kutatás célját tekintve fontos információ a harántolt képződmények töredezettsége, a repedések kitöltése, eloszlása. A műszaki ellenőrzés során meghatároztuk az ún. RQD („Rock Quality Designation”) értékét (TUNGLI GY., GYALOG L. 1997). Az adatok felhasználásával szerkesztett diagramunkról (3. ábra) leolvasható, hogy 50%-nál épebb mag főleg 130–270 m között került ki, bár itt is vannak erősen töredezett szakaszok. A mért paraméterek alapján a legkedvezőbb tulajdonságokkal 130–167, 173–183, 194–204, 215–228, 233–240, 245–255, 257–266 m között rendelkeznek a granitoid képződmények.

A granitoid képződmények tektonikus jelenségeit (elmozdulási nyomok, vetőkarcok, litoklázisok, törések egymáshoz viszonyított távolsága, telérek, kitöltések, töredezett zónák, a töredezett zónák mentén kialakult bontási jelenségek, erőhatásra irányítottá vált közetszövet) részletesen tanulmányoztuk (MAROS GY., PALOTÁS K. 1997). Az így meghatározott töredezettség az RQD %-eloszlásához hasonló, inverz képet mutat.

A telérek (aplit, mikrogránit) és a töredezettség vagy az RQD % mélységarányos eloszlása között nincs korreláció. Ez a tény összhangban van azzal a felszíni megfigyelésünkkel, hogy az egymással közel párhuzamos, kis távolságra lévő vízmosásokban még a vastagabb telérek sem követhetők csapás mentén, elterjedésük nem követhető nagyobb törésekhez.

#### 3.2. Negyedidőszaki képződmények (0,0–39,8 m)

A negyedidőszaki képződmények részletes anyagvizsgálatára (szedimentológia, mikromineralógia, kémia, röntgen stb.) nem volt lehetőségünk. E képződmények jellemzőit részben a helyszíni megfigyelések, részben a korábbi kutatások eredményei alapján adjuk.

37,3–39,8 m között maghiányos szakasz volt, ahol a granitoid képződmények helyi mállásából származó, reziduális üledék tetelezhető fel. A porfiros szövetű granodiorit, valamint vékony mikrogránittelér anyagának mállásából kismértékben feldúsult egyenetlen eloszlású agyagásványok nem rendelkeznek ahhoz elegendő kohéziós erővel, hogy a 0,05–3 mm-es kvarcból, káliföldpátból, plagioklászból és bontott biotitból álló anyagból hengeres magot nyerjünk.

21,3–37,3 m között a barnászörös, zöldesszürke, szürkésbarna tarkaagyag két ütemben halmozódott fel. Alsó (36,4–37,3 m) része közvetlenül a granitoid képződmények felszínén kialakult reziduális málladékokra települ. Felhalmozódása valószínűleg kis reliefenergijú, időszakosan vízzel borított környezetben történt. Az osztályozatlan üledék legnagyobb része minden bizonnyal a gránitmurva nedves környezetben intenzívebbé vált mállásával keletkezett. A fölötte (33,2–36,4 m) harántolt, erősen mállott granodioritból, alárendelten pegmatoidból álló durva törmelék az üledékképződési viszonyok átmeneti változását jelzi. A környező, kiemelt helyzetű területekről származó görgetegek települő homokban a közel vízszintesen rendezett csillámok (főleg biotit) és tarkaagyag-„kavicsok” kis energiájú, felületi lemosásra utalnak. Ezután az alaphegységi képződmények lepusztulásából származó anyag mennyisége és mérete felfelé fokozatosan csökken. Párhuzamosan növekszik az agyagtartalom. Kis mennyiségű víz hatására a kőzet 30–40%-ot meghaladó mértékben duzzad. Az Ófalu-4 fúrás (CHIKÁN G. et al. 1989) 44,9–52,2 m között tart fel hasonló megjelenésű tarkaagyagot, melyben a montmorillonit két szakaszon feldúsul. Mindez itt is feltételezhető,

mert 22,3–23,0 m között az agyag világos vörössárga színű, oxidált, kevésbé képlékeny. A két fúrás közötti kis távolság (kb. 3 km) és a hasonló kifejlődés alapján feltételezhetjük, hogy a tarkaagyag összetétele hasonló az Ófalu-4 fúrással feltárthoz, ezért az abban kapott vizsgálati eredményekkel (CHIKÁN G. et al. 1989) jellemezzük. Átlagos szemcsenagysági összetétele: 60,7% agyag, 31,1% közetliszt, 7,4% homok és 0,8% kavics. A termikus és röntgen-diffrakciós vizsgálatok szerint a minták egy részében a montmorillonittartalom igen magas, eléri illetve meg is haladja a 30%-ot. A montmorillonit ekkora mennyiségben nagy valószínűséggel valamilyen vulkáni tufa mállásának terméke lehet. A környezet fejlődéstörténete és a képződmények települési helyzete alapján a montmorillonitban dús rétegeket a bári bazaltvulkanizmushoz kapcsoljuk, s az alsópleisztocénbe helyezük. A többi agyagásvány közül az illit mennyisége a képződményben lényeges változást nem mutat, 3–10% között változik. A fekélyhöz képest a kaolinit mennyisége jelentősen csökken, helyét a klorit veszi át. A vasásvány elsősorban goethit. A röntgenvizsgálatok szerint az agyagásványok egy része vermikulit.

17,2–21,3 m között sárga, sötét barnásszürke mangán-oxidos pettyeket-foltokat tartalmazó eolikus közetliszt (lössz) található. A közbetelepülő (19,4–20,4 m) homokos közetlisztben a granitoid képződmények lepusztulásából, mállásából származó anyag és az üledék színe (világoszürke, kissé zöldes árnyalatú) átmenetileg csapadékosabb klímát jelez. A homokos közetliszt fedőjében kialakult mészkiválási szint olyan talajosodásra utal, amelynek humuszban gazdagabb része később erodálódott, lepusztult. Az eolikus közetliszt (lössz) kismértékű porózussága, valamint a megfigyelhető mangán-oxidos pettyek és konkréciók jelenléte tapasztalataink szerint a középsőpleisztocén lösszökre jellemző.

1,5–17,2 m között világossárga, fosszilis talajszintekkel tagolt, kissé porózus eolikus közetliszt (lössz) van, települési helyzete és a fosszilis talajszintek kifejlődése alapján felsőpleisztocén korú. Sárga, világos szürkésárga, jól osztályozott, főleg közetliszt méretű kvarcból, kevés muszkovitból és karbonát-szemcsékből álló anyag, kb. 20–30% agyagtartalommal. A barna, vörösesbarna fosszilis talajszintekben a továbbra is meghatározó mennyiségű közetliszt mellett az agyagtartalom növekedése feltételezhető. Míg a sárga, világos szürkésárga színű képződmények széteső anyagot szolgáltatnak, addig a barna, vörösesbarna talajszintekből hengeres magot kaptunk. A talajszintek magasabb agyagtartalma csökkenti a csapadékvíz beszivárgásának intenzitását. Az átlagos szemcsenagysági összetétel a már korábban említett Ófalu-4 és -4a fúrás hasonló képződményeinek adataival (1. táblázat) jellemezhető. 0,0–1,5 m között világos barna, barnássárga talajosodott közetliszt települ, amely a felsőpleisztocén eolikus közetliszt (lössz) felszínén alakult ki. Vastagsága, kifejlődése alapján feltételezhető, hogy a talajosodás már a pleisztocén végén megindult.

Az Ófalui közetek  
átlagos szemcsemérete

1. táblázat

SzemcsEFRakció	Eolikus közetliszt (lössz)		Fosszilis talajok	
	Ófalu-4	Ófalu-4a	Ófalu-4	Ófalu-4a
agyag	31,0%	25,6%	45,7%	40,3%
közetliszt	63,9%	68,2%	51,8%	56,3%
homok	5,1%	6,2%	2,5%	3,4%

#### 4. A fúrásban végzett vizsgálatok

A fúrásban feltárt képződmények tulajdonságainak „*in situ*” meghatározásához a fűrőlyukban komplex karotázis-, PSQ és PQ mérést valamint szeizmikus vetőkutatóást (az utóbbi a fúrás közvetlen környezetére is kiterjedt) végeztünk.

A harántolt képződmények tulajdonságairól, a fűrőmag mellett, a legtöbb információt a komplex karotázismérések (BUCSI SZABÓ L. et al. 1997) szolgáltatják. A maghiányos szakaszok közeire a furadékminták és a geofizikai mérések alapján lehet következtetni. A földtani rétegsorban a határt egy maghiányos szakasz alján, 39,8 m-nél jelöltük ki, mert ettől kezdve a kőzetek kisebb mértékben mállottak – pl. a földpátok kevésbé kaolinosodtak, a biotitok üdőbbek – mint feljebb. A tényleges határ nagy valószínűséggel 37,6 m-nél van. Itt a longitudinális közetsebesség (Vp) értéke a korábbi 1000–1500 m/s-ról 2800 m/s-ra változik. Ez ugyan elmarad a viszonylag üde granitoidok 5000 m/s-nál magasabb értékétől, de a 345 m-ig végzett mérések szerint a tektonikus zónákban, azaz erősen repedezett mállott anyagban fordulnak elő hasonló eredmények.

A fajlagos ellenállás és a közetsebesség (Vp) értéke 57–59 m között éri el az üdének minősíthető granitoid képződményekre jellemző 3000–4000 m ill. 5000–6000 m/s értéket.

A töredezett, repedezett szakaszokat a legegységelműben a lyukátmérő változása, növekedése jelzi, továbbá az ellenállás és sűrűség csökkenése, a porozitás értékének emelkedése. Az aplit- és kvarctelések is több paraméter változásával mutathatók ki. A telések környezetében a természetes gamma kiugró értékei, a mágneses szuszceptibilitás, a porozitás és sűrűség csökkenése jellemző.

A PSQ-PQ mérések (HERMANN L. et al. 1996) célja a fűrőlyukban számított szeizmikus longitudinális (P) és transzverzális (S) hullámterjedési sebesség és a hullámok csillapodásával kapcsolatos ún. jósgági tényező (Q) meghatározása. A granitoid képződményekre jellemző 5000–6000 m/s P sebesség és 3000 m/s S sebesség értékektől eltérő eredmények alapján a következő minőségi határok jelölhetők ki: 51,6–120 m – repedezett, teléses kőzet, 120–210 m – a legjobb minőségű, 210–295 m – jó minőségű, 295–345 m – zúzott zóna.

A karotázis- és PSQ-PQ mérések együttes értékelésével a kőzetanyag a YOUNG-modulus alapján becsült szilárdsági jellemzők szerint a 0–50 m-es szakaszon a IV–III., kb. 120 m-ig a II., ez alatt pedig az I. szilárdsági osztályba sorolható. A PSQ-PQ mérési eredményeket és a számított jellemzőket figyelembe véve 120–210 m-es intervallumban tűnik legkedvezőbbnek a kőzetek mechanikai tulajdonsága.

A fúrásban 309,2–329,3 és 355,2–364,5 m között harántolt meredek dőlésű tektonikus zónák térbeli helyzetének meghatározásához nem rendelkezünk elegendő információval. Ezért a PSQ-PQ mérésekkel párhuzamosan lyukbeli-, lyuk-felszíni és felszíni szeizmikus módszerek alkalmazásával (PRÓNAY Zs. et al. 1996) tettünk kísérletet a vetők, zúzott zónák geometriájának meghatározására.

A felszíni szeizmikus méréssel csak igen kevés információhoz jutottunk. A refrakciós kiértékelés csak a kb. 30 m mélységben lévő granitoid törmelékes szint és a fiatalabb negyedidőszaki fedő képződmények határát mutatta ki. A reflexiós feldolgozás kb. 200 m és 230 m mélységű, valamint 300 m körüli, a kutatás célját tekintve érdektelen ill. nem értékelhető felületeket jelzett.

A fűrőlyukban végzett méréseket állandó és változó adó-vevő távolsággal végeztük. Az állandó adó-vevő távolsággal végzett mérés 299 m, 310 m és 315 m mélységben

jelzett a fűrőlyuk környezetében inhomogenitást. A változó adó-vevő távolsággal készült mérés szerint a vető legvalószínűbb mélysége 310 és 315 m között van, 30–40° közötti dőlésszöggel.

A fűrőlyuk-felszín mérést a PQ méréshez mélyített 37 m-es Űh-1A fúrásban történt robbantás eredményeinek regisztrálásával végeztük el. Eszerint a vető megközelítőleg 315 m mélységben van, a dőlésszöge 46°. A vető dőlésirányát csak további mérés sorozat elvégzésével tartjuk meghatározhatónak.

## 5. Földtani fejlődéstörténet

Az Űveghuta-1 fúrás környezetében kibúvásokban és fúrásokban metamorf Ófalui Szerpentinit és Ófalui Fillit Formáció, valamint a Mórágai Komplexum képződményei, alsókréta vulkáni telérek (Mecsekjánosi Bazalt Formáció), valamint alsótriász (Jakabhegyi Homokkő Formáció), alsójura (Vasasi Márga Formáció), középsőmiocén, felsőpannóniai (s. l.) és negyedidőszaki üledékek ismertek. 1995-ben végzett földtani reambulációnk, a MÉV kismélységű regionális kutatása (1987–88), korábbi térképező fúrásaink (1990–91) és vízkutató-fúrások adatainak felhasználásával elkészítettük az Űveghuta-1 fúrás tágabb környezetéről az alaphegységi képződmények felszínének domborzati és egyszerűsített kifejlődési térképét (4. ábra).

Az ófalui Aranyos-völgy középső részén kibúvásban tanulmányozható szerpentinit (Ófalui Szerpentinit Formáció) eredeti kőzetanyagát GHONEIM M. F. és SZEDERKÉNYI T. (1979) lherzolit-eredetűnek tartja. A dél-dunántúli szerpentinitet BALLA Z. (1983) szerint óceáni, köpenyeredetű harzburgit-dunit kifejlődésűek. A devon időszaki kontinens-szigetiv szubdukció során szerpentinesedett ofiolit-foszlanok tektonikusan beékelődve kerültek a mai helyükre.

SZEDERKÉNYI T. (1977) szerint az Ófalui Fillit Formáció képződményei egy szilur-devon üledékképződési ciklust képviselő pszammitos, pélyites, kovás üledékekből, vulkáni és vulkanoszediment képződményekből, valamint mészkőből keletkeztek. A Mecsek hegység környezetében ismert granitoidvonulat tengelyében a variszkuszi orogenezis kezdeti fázisaiban transzkurrens kéregmozgás hatására a vonulat két része horizontálisan ellentétes irányba tolódot. Az eltolódás hatására közbeékelődött szilur-devon képződmények a törési zónában különböző mértékben milonitosodtak, kálium- és hidrotermás metasomatózist, szelektív diaforézist szenvedtek.

JANTSKY B. (1979) szerint a réteges migmatit az alsóproterozoikumban lezajlott ultrametamorfózis ill. gránitosodás során alakult ki. A legidősebb kristályos alaphegységi képződmények az alsóproterozoikumban eugeoszinklinális üledékekből és iniciális ofiolitos magmás tevékenység termékeiből keletkeztek, amfibolit-fáciesű metamorfózis hatására kordierites-szillimanitos, diszténes-staurolitos, gránátos-biotitos paragneisszé, eklogittá, piroxénos, amfibolos, gránátos paragneisszé, eklogittá, metahomokkővé, metakonglomerátummá és metabazalttá váltak. A kvarcfillitből, mészfilitből, kristályos mészkőből, fillit és amfibolit váltakozásából álló felsőproterozoikum-beli zöldpala fáciesű metamorfitek tektonikusan ékelődtek a réteges migmatit-sorozatba.

A Mórágai Komplexum granitoid képződményei JANTSKY B. (1979) szerint, a korábban már említett, alsóproterozoos eugeoszinklinális üledékek és magmás tevé-

kenység termékeinek ultrametamorfózisával keletkeztek. A gránitosodás ill. ultrametamorfózis még szintén az alsóproterozoikumban történt. A gránitosodás folyamata regionális metamorfít réteges migmatit diatexit gránit átalakulással jellemezhető.

A Mórágai Komplexum SZEDERKÉNYI T. (in GYALOG L. 1996) szerint világos hűsvörös, porfiroblasztos gránitból áll, sötétszürke, biotit- és amfiboldús xenolitokkal, applit- és pegmatittelérek hálózatával. Radiometrikus (Rb/Sr és K/Ar) koradatai 330–350 (a xenolitoké 400–440) millió év közöttiek.

BUDA GY. (1969, 1972, 1974, 1981) szerint a heterogén összetételű granitoidok, a magmás eredetű resztitek kivételével, uralkodóan S-típusúak, K-gazdagok, gyengén alkáli és monzonitos jellegűek. Anatexites-metasomatikus képződésre utal az alkáliak kovasavtól független eloszlása. A minimum hőmérsékletű gránitolvadékok kompressziós, kismértékben extenziós tektonika hozta létre.

Az Űveghuta-1 fúrásban feltárt porfiroblasztos mikrokrintartalmú granitoidok az újabb felszíni vizsgálatok alapján K-gazdag mészkáli összetételűek, kevert I/S-típusúak (BUDA GY. 1996). A metalumínium jellegű, I-típusú resztitek valószínűleg dioritból keletkeztek, s K-metasomatózis hatására alakultak monzodiorittá, kvarcmonzodiorittá, monzonittá ill. kvarcmonzonittá.

A Mecsek hegységtől DNy-ra, Bogárdmindszent és Tésény közelében mélyült fúrásokkal feltárt felsőkarbon törmeléken üledékekben megtalálható a granitoid képződmények anyaga. A Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) által mélyített Báticasék-1 fúrás a granitoid képződmények felszínére települő alsótriász konglomerátumot és homokkővet (Jakabhegyi Homokkő Formáció) tárt fel. A MÉV 1987–88. évben végzett kismélységű regionális kutatása során Leperdupusztától DNy-ra számos fúrás érte el a Jakabhegyi Homokkő Formáció képződményeit. Ebből arra következtetünk, hogy az Űveghuta-1 fúrás környezete a felsőkarbon és perm folyamán lepusztulási terület volt. Az alsótriász képződmények valószínűleg a granitoidok felszínének törésekkel határolt mélyedéseiben rakódtak le.

Ófalu és Zsibrik között, a Rák-pataktól D-re és K-re lévő kibúvásokban az alsójura sekélytengeri-partszegélyi környezetet jelző Vasasi Márga Formáció üledékei az Ófalui Fillit Formáció képződményeivel törések mentén érintkeznek. A Mecsek-alja-vonal tektonikus öve a variszkuszi transzkurrens törés mentén, azzal közel párhuzamosan alakult ki. A szerkezetalakulás során szétnyíló repedésekbe az alsókréta folyamán vulkáni telérek (Mecsekjánosi Bazalt Formáció) nyomultak.

A granitoidok kibúvási területét D-DK-ról a Mecsek-alja-vonal DNy-ÉK csapásirányától eltérő, NyDNy-KÉK csapású, jelenlegi helyzetét tekintve vetőként értelmezhető törés határolja, megközelítőleg Geresd-Szebény-Véménd-Báticasék (Leperdupuszt) községek határában. E vonaltól D-re, DK-re a Leperdupuszt, Bática, Jenyei-völgy, Himesháza körzetében mélyült fúrások a mecsekihez hasonló, ÉK-ről DNy felé fiatalodó mezoos rétegsor egy-egy részletét (alsó- és középsőtriász, liász, malm) tárták fel. A további eseményekre az Űveghuta-1 fúrás telepítését megelőző reambuláció (CHIKÁN G. et al. 1995, pp. 62, 198) során tett megfigyeléseink alapján következtetünk. A valószínűleg hosszú ideig tartó lepusztulást követően az összetöredezett alaphegységfelszín egy-egy mélyedésében felhalmozódott törmeléken üledékek (Budafai Formáció) utalnak a neogén üledékképződés kezdetére a fúrás környezetében (5. ábra).

A granitoid képződmények törmelékét tartalmazó homokban helyenként – az István kunyhótól É-ra és Véméndtől ÉK-re – riolittufa- és tufitbetelepülések találhatóak. A középsőmiocéntől (kárpáti) a pliocénig tartó folyamatos üledékképződés nyomai az alaphegységi kibúvások pereméről, részben fúrásokból ismertek. A pannóniai (s. l.) partzegély helyzetét a Rák-pataktól DK-re és K-re, a Kövespatak mentén, valamint Lajvér-völgy D-i és DNy-i oldalán, végül a Kövesdi-völgyben lévő kibúvások jelzik. A kristályos felszínre néhol helyi törmelékből álló konglomerátummal, másutt közép és durva szemű homokkal települő pannóniai (s. l.) képződmények az alaphegység központi tömegének a környezetből való kismértékű kiemelkedésére utalnak (6. ábra).

A kissé tagolt alaphegység felszínén az alsópleisztocénben reziduális málladékkal keverten a bári bazaltvulkanizmus termékei halmozódtak fel. Az alaphegység töredezettsége következtében egyes kisebb tömbök relatív kiemelkedése miatt a középsőpleisztocénben részben lepusztulás, részben lejtőtörmelék-, torrens folyóvízi és eolikus üledékfelhalmozódás folyt a területen. A felsőpleisztocénben folytatódott a löszképződés, de a csapadékosabb időszakokban már megindult az eróziós völgyek kialakulása. A völgyek közötti, kismértékben kiemelkedő hátakon talajsíntek alakultak ki a löszben. A terület változó intenzitású, relatív kiemelkedése következtében a völgyek részben saját, korábbi teraszaikba, részben az alaphegység felszínébe vágódnak (7-8. ábra).



## CRYSTALLINE ROCKS OF THE ÜVEGHUTA-1 BOREHOLE

GYÖRGY BUDA and ZUÁRD PUSKÁS

Eötvös Loránd University, H-1088 Budapest Múzeum krt. 4/A  
Department of Mineralogy, Department of Petrology and Geochemistry

**Keywords:** boreholes, dikes, granodiorites, igneous rocks, Mecsek Mountains, metasomatism, minerals, mylonites, porphyroblastic texture, restites

The crystalline core samples taken from the 364.5 m deep borehole of Üveghuta-1 reveal a wide variety of rock types. Almost all varieties of rocks found in surface exposures are recognized in the core samples, including white and pinkish, microcline-bearing porphyroblastic granitoid, amphibole-rich rocks (restites), microgranite and pegmatite. On the basis of modal analysis, quartz monzonite and monzonite can be distinguished, while the groundmass is granodiorite. The amphibole-bearing rocks are mainly diorite, monzodiorite, quartz monzodiorite, monzonite and quartz monzonite. The coexistence of felsic and mafic rocks can be explained either by partial melting of the continental crust, or by the mixing of two magmas. Potassium enrichment resulted from metasomatic processes. The rocks are altered, deformed and brecciated.

### 1. Introduction

The aim of our investigation was a comparison of granitoids of the Üveghuta-1 drill core with the Eastern Mecsek crystalline rocks outcropping between Fazekasboda and Mórág villages.

### 2. Correlation with Mórág Crystalline

Granitoids occur in an approximately 200 km<sup>2</sup> area between Lovászhetény and Báticaszék, eastward from the main part of Mecsek Mountains. Similar granitoids have been discovered between Danube-Tisza Interfluve, 1000 m below the surface, and in West-Mecsek Mountains near Nyugotszenterzsébet and Nagyváty. Some granitoid quarries are situated near to the borehole at Üveghuta, Véménd, Mórág, and Feked villages.

Several publications have dealt with these crystalline rocks from the last century to recent years. The most important ones include: ROTH (1875), BÖCKH (1876), PAPP and REICHERT (1929), PAPP (1952), VADÁSZ (1953), SZÁDECZKY-KARDOSS (1959), CSALAGOVICS (1964), FÖLDVÁRI-VOGL and BÖJTÖS-VARRÓK (1968), BUDA (1968, 1969, 1985, 1995), BUDA and NAGY (1994), GHANEM and RAVASZ-BARANYAI (1969), SZEDERKÉNYI (1974), JANTSKY (1975, 1979), PANTÓ (1975). Highly varied rocks (syenite, granodiorite, minette, kersantite, aplite, etc.) have been described in a comparatively small area which indicates a migmatitic, metasomatic origin. Previously the age of these crystalline rocks was regarded as Precambrian (JANTSKY 1975, 1979) but according to isotopic data (U/Pb, Rb/Sr, K/Ar) they formed mainly during the Variscan orogenesis (330–360 Ma, BALOGH *et al.* 1983). However an older age cannot be excluded for some units because of the rounded old cores found in zoned zircons.

The core samples of the 364.5 m deep borehole of

Üveghuta-1 show a similar composition to granitoids occurring on surface.

Due to the short time available for this comparative study only hand specimens and thin sections were used, so this description can only be regarded as preliminary.

### 3. General description of core samples

The drill cores show a very varied appearance both in hand specimen and under the microscope. Regular appearances of the rock types were not observed (*e.g.* a sign of magma differentiation).

#### 3.1. Porphyroblastic white and pink microcline-bearing granitoid

This is the main rock type.

*Microcline* forms euhedral or subhedral megacrysts (3×2 cm) with white (colorless) or pinkish color and abundant biotite, plagioclase, and quartz inclusions. (Plate I, 1). Karlsbad twins are common, mostly without cross-hatched twins and with or without string perthite. In the mylonitized zone they show undulose extinction. Evidence of late crystallization include the inclusions of rock groundmass in the megacrysts (Plate I, 2), deformation of groundmass around the megacrysts (Plate I, 1) and a maximum ordered structure ( $D = 0.80-0.96$ ). White or colorless microcline has lower trilinearity ( $D = 0.8$ ) compared to the pinkish one ( $D = 0.96$ ). Megacrysts were formed by K-metasomatism, a conclusion based on the myrmekite occurrences at the rim of plagioclase and microcline (Plate I, 3) as well as the replacement texture of the megacrysts at their rims and inside the basic restite (Plates I, 4, II, 1). This is also a common phenomenon on the surface occurrences too, *e.g.* at Mórág, Erdősmecske quarries. The amount of megacrysts varies from rather rare to

very common, developing a pegmatoid texture. This is also observable on the surface, e.g. in the outcrop near the Mórágynivellation base point. Sometimes fractures in megacrysts are filled with later albite (Plate II, 2) and calcite. Microcline is anhedral in the groundmass, without cross-hatched twins (Plate II, 3) and with lower trilinearity ( $D = 0.5$ ). They have crystallized at a higher temperature and at a rapid rate of cooling (BUDA 1974). Pinkish-colored microcline megacrysts are more dominant below 170 m.

*Plagioclase* is common in the groundmass. Most frequent twins are albite, albite/ala and Karlsbad. They are strongly sericitized, rarely saussuritized and at the contact with K-feldspar show myrmekite texture. Their compositions are oligoclase ( $An_{28}$ ) and andesine ( $An_{31}$ ). The white microcline-bearing variety contains more basic and zoned plagioclase.

*Quartz* is anhedral, forming knots with undulose extinction, and variable grain sizes.

*Biotite* is common with tabular or lamellar shapes, though it sometimes forms knots. It is strongly pleochroic:  $\gamma'$  = dark greenish-brown or reddish-brown,  $\alpha'$  = light yellowish-brown. Inclusions of opaque minerals, apatite, and zircon are common. Zircon is surrounded by a wide pleochroic halo. Carbonate minerals can be observed along the cleavages. Biotite shows undulose extinction due to strong deformation and is commonly altered to chlorite. In composition these are Mg-biotites ( $Fe/Fe+Mg = 0.47$ ), and the rate of oxidation is low ( $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+} = 0.10-0.18$ ). According to the ratio of  $\Sigma FeO/MgO$  (1.2-1.8) they are typical calc-alkaline, I-type ( $\delta O^{18} = 4.6-5.2\%$ ) biotites.

*Amphibole* occurs mostly in the white microcline megacryst-bearing granitoid, forming euhedral prismatic crystals or aggregates. The composition is actinolitic hornblende. They are commonly altered to carbonate and chlorite.

*Pyroxene* is very rare, occurring only in the white or colorless microcline-bearing granitoid. Uralitization and biotitization are common.

**Accessory minerals:**

*Zircon* is commonly anhedral, surrounded by a pleochroic halo in biotite, but also occurring in feldspars. They are zoned (Plate II, 4), the cores of the crystals being yellowish, rounded and overgrown by a colorless or light, yellowish zone.  $S_{18}$  and  $S_{19}$  types are dominant which indicates a crystallization from K-rich calc-alkaline melts.

*Apatite* is acicular or short prismatic. The acicular crystals formed from a high-temperature melt. The short prismatic crystals have a smoky core which is probably graphite of organic origin.

*Allanite* is a characteristic, euhedral, accessory mineral (size: 2-3 mm). Metamictization is very common, and due to this alteration, patchy enrichment of REE (Plate III, 1), Th ( $ThO_2 \sim 3$  wt-%), U ( $UO_2 \sim 0.3$  wt-%) and clay mineral formation can be found. REE-fluorocarbonate crystallized around the allanite due to mobilization of REE from metamict allanite. Epidote-zoisite overgrowths can be observed too. Zircon and thorite inclusions are sometimes found.

*Titanite* is rare, mostly occurring in the white microcline and amphibole-bearing granitoid. They are anhedral with twin-lamellae.

**Alteration and postmagmatic processes.** Sericitization is common but saussurization and carbonatization of plagioclase is rather rare. Biotite and amphibole are chloritized. Hydrothermal activity resulted in the crystallization of sphalerite, galena, chalcopyrite and REE-fluorocarbon-

ate. Mylonitization is common (Plate III, 2). Quartz, feldspar, and biotite have undulose extinction and kink bands can also be observed (Plate III, 3-4). The mylonitization has been followed by brecciation. Albite, K-feldspar, epidote and carbonates have crystallized in cleavages.

**Summary.** The composition of the groundmass of the rock is granodiorite but the whole rock composition, due to microcline megacrysts, is quartz monzonite, or monzogranite (Figure 1).

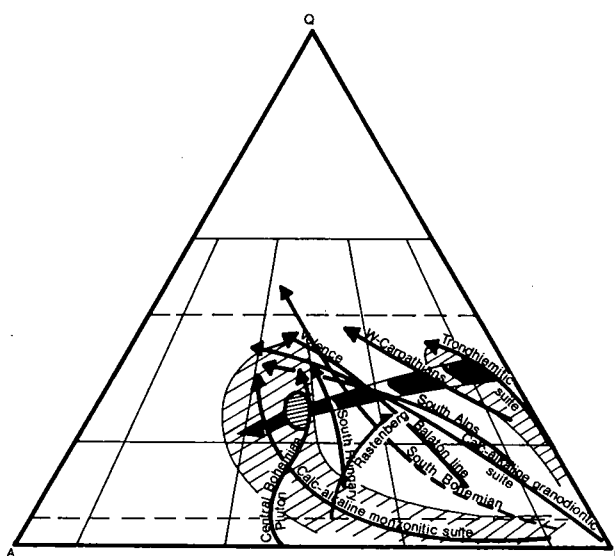


Figure 1. QAP modal diagram of Hungarian, West Carpathian, South Alpine and Central and South Bohemian granitoids

1. ábra. Magyarországi, nyugat-kárpáti, dél-alpi, valamint közép- és dél-csehországi granitoidok QAP modaldiagramja

### 3.2. Basic rocks (restite)

Restite is the unmelted part of the partially melted crust formed from a high-temperature mineral assemblage. Probably it is not purely restite but an unmixing of acidic (crustal origin) and basic (mantle origin) melts (Plate IV, 1). Core samples contain a few meters thick, dark-green, fine-grained basic rocks which appear irregularly in the cross-section. According to surface observations they form lenticular or irregular structures. The few microcline megacrysts occurring in these basic rocks, as well as the widespread plagioclase replacement by microcline, and biotitization of pyroxene and amphibole are evidence of the metasomatic origin of potassium.

The mineral assemblages of these rocks are highly variable. Probably the original unaltered rock was diorite but due to the different intensity of K-metasomatism (Plate IV, 2) monzodiorite, quartz monzodiorite, monzonite, and quartz monzonite formed.

A low intensity of K and Si enrichment produced monzodiorites and quartz diorite, and a higher degree of metasomatism resulted in monzonite and quartz monzonite.

The mineral compositions of restites:

*Plagioclase* is a common mineral occurring in the groundmass as well as being a porphyritic constituent.



They are euhedral or subhedral and zoned (Plate IV, 3) with abundant inclusions of biotite, apatite, titanite, and amphibole. The core of zoned phenocrysts is labradorite ( $An_{60}$ ) and the rim is oligoclase.

The composition of groundmass is andesine ( $An_{35}$ ). The larger crystals are saussuritized, sericitized, and carbonatized, and at the contact with microcline myrmekitization can be observed. Sometimes a microcline-replacement texture also occurs.

*Microcline* is rare, anhedral, with or without cross-hatched twins. Mostly they are not perthitic.

*Quartz* is rare forming knots with undulose extinction.

*Amphibole* is a very common constituent, mostly euhedral prisms, though sometimes forming aggregates. In the basal section (110) $\wedge$ (1 $\bar{1}$ 0) cleavages can be observed. The grains are pleochroic:  $\gamma'$  = dark-green, brownish-green,  $\alpha'$  = yellowish-green. Sometimes they are twinned according to the (100) law. It has biotite inclusions and biotitization, uralitization is also common. The compositions are Mg-hornblende, actinolitic hornblende and actinolite.

*Biotite* is common but its amount is highly variable in different enclaves or different parts of a single enclave. They are pleochroic (reddish-brown or greenish-brown) with inclusions of titanite, apatite, and zircon, and sometimes rutile can be observed in the form of sagenite. Undulose extinction and kink bands are common with chloritization. The composition is Mg-biotite (phlogopite- $_{70-50}$ ), indicating a calc-alkaline, I-type origin ( $\delta O^{18}$  = 5.12‰). The iron content increases with decreasing amphibole content ( $Fe/Mg+Fe$  = 0.32-0.47) of the rock.

*Clinopyroxene* is prismatic, twinned according to the (100) law (Plate IV, 4). They are rich in quartz, amphibole and opaque inclusions (Plate V, 1) Uralitization and carbonatization can be observed. The composition is ferrodioside. Mostly they occur in diorite.

Accessory minerals:

*Titanite* is very common. They are sometimes euhedral, but generally anhedral, occurring mostly in the form of small grains around biotite and amphibole. The large crystals are zoned and twinned.

*Apatite* is common, mostly acicular (high-temperature magmatic) but short prismatic crystals can be observed too.

*Zircon* is anhedral and zoned with a pleochroic halo in biotite.

*Allanite* is euhedral. Mostly they are metamict, only the core of the crystals are sometimes unaltered with second-order greenish-blue interference colors (Plate V, 2).

These rocks are mylonitized but breccia can be observed too. The cracks are filled with carbonate.

### 3.3. Microgranite

Microgranite dikes vary in size from a few centimeters to more than 10 meters in width (outcrop observations). They are fine-grained, equigranular and pinkish in color. The margins of the dikes are fine-grained and the middle is sometimes a coarse-grained pegmatoid. They intruded into both the restites and the porphyroblastic granitoids (Plate V, 3). Microgranites contain enclaves from the restite and from porphyroblastic granitoids.

*Plagioclase* is subhedral, strongly sericitized and replaced by cross-hatched microcline (Plate V, 4). Myrmekite texture can be observed too.

*Microcline* is anhedral with cross-hatched twins but an untwinned variety also occurs with undulose extinction.

*Quartz* is fine-grained, forming knots and lenses with undulose extinction.

*Biotite* occurs in the form of streaks or lenses together with muscovite. It is Fe-biotite with a peraluminous character. It crystallized simultaneously with muscovite.

Most common *accessory minerals* are apatite, zircon and rarely garnet. The garnet is brownish in color, most probably almandine.

The microgranite is a monzogranite with a peraluminous character. It is a mixed S/I-type of crustal origin ( $\delta O^{18}$  = 9.6‰) A mylonitic texture is common. The cleavage filled with carbonate.

### 3.4. Pegmatoids

Pegmatoids occur in the form of dikes, but from surface observations it can be seen that they can form pods too. Dikes intruded into both the restite and granitoids (Plate VI, 1-3). Sometimes the margins of the dikes have a pegmatoid texture and the middle is microgranite (Plate VI, 2). Sometimes however the opposite can be observed. Microcline is highly ordered with a micrographic texture (Plate VI, 4).

## 4. Rock-forming minerals and their textural characters

*Porphyric plagioclase* appears in the whole section, but it is more frequent between 63 m and 175 m in the core. If the primary features of the rocks before the K-metasomatism are considered, then the following frequency of appearance of porphyritic plagioclase can be identified: granodiorite 40%, diorite 25%, monzogranite 20%, while in the quartz diorite, quartz monzonite, monzodiorite, and syenite it is less than 10%

*Porphyroblastic microcline* also appears in the whole section. It is more frequent in monzogranite (60%), granodiorite (30%), quartz monzonite (10%) and rare in dioritic rock.

*Clinopyroxenes* were only found in depths between 91 m and 192 m. Considering its appearance in the primary rock types before K-metasomatism, the following frequency distribution was observed: diorite (60%), quartz monzonite (20%), granodiorite (10%), syenite (10%).

*Hornblende* appears in the whole section, but is more frequent in depths between 40 m and 199 m. It is fresher in the higher levels (40 m to 140 m), more altered between 140 m and 330 m, and there are only calcite and chlorite pseudomorphs after hornblende below depths of 330 m.

*Biotite* was found in all samples. It becomes more altered downwards.

The accessory mineral *titanite* was found in almost all amphibole-bearing samples. However titanite was absent from 40% of the samples without hornblende. The degree of its alteration increases with depth, which can be well established below 182 m, and there are only pseudomorphs after titanite at depths below 342 m. *Allanite* is also a frequent accessory mineral in the whole section, and is commonly metamictized and altered. However, only in the depth under 300 m they are completely altered.

10% of the samples studied was *diorite* on the basis of mineral composition and textural features, all in the depth interval from 91 m to 160 m. Further 10% of the samples has dioritic features (quartz diorite, quartz monzodiorite, monzodiorite) in the depth between 63 m-160 m.

Quartz is missing in the fine-grained rocks, while

quartz appears in the course-grained varieties, or even can be an important rock-forming mineral. The rocks without quartz are rich in mafic constituents.

### 5. Origin of rocks

It can be established that while there are no clearly observable petrologic changes as a function of depth in the Úveghuta-1 borehole, some tendencies are apparent: there is a maximum in the frequency distribution of porphyritic plagioclase between 63 m and 175 m, and hornblende between 40 m and 199 m, while clinopyroxene appears between 91 m and 192 m, and dioritic features between 63 m to 160 m.

These tendencies refer to the presence of a medium-grained dioritic body in the depth interval from about 40 m to 200 m. This dioritic rock body can be characterized by porphyritic intermediate plagioclase, clinopyroxene and hornblende, and may also have been enriched in titanite.

These primary features could not be completely obliterated by the subsequent granitization and K-metasomatism, but were partially modified, which is confirmed by the replacement textures and alteration of the rock-forming minerals, e.g. plagioclase is replaced by microcline, pyroxene and hornblende, by biotite, and plagioclase, and pyroxene is commonly altered, while microcline remains fresh.

The primary rock in the Úveghuta-1 borehole could be porphyritic diorite (with intermediate plagioclase, clinopyroxene, hornblende, and titanite), which remained as a restite during the partial melting of the crust. The partial melt was granodiorite to granite in composition (with acid plagioclase, quartz, K-feldspar, and biotite). It occurred together with a dioritic or even more basic melt, and they may have crystallized simultaneously, and these crystalline rocks were later affected by K-metasomatism (microclinization and biotitization). As a result of metasomatism the composition of the granodiorite rocks has shifted towards monzogranite, and the dioritic ones, towards quartz monzonites and syenites.

### 6. Deformation and alteration

Mylonitic textures can be found in all rock types, and breccias are also common. The rock cleavages are filled with hydrothermal ankerite, Fe-dolomite, galena, sphalerite, and chalcopryrite, and the wall rock is sericitized or chloritized.

### 7. Summary

We have distinguished four rock types in core samples:

1. *Porphyroblastic microcline-bearing granitoid*, according to the mineralogical and chemical composition is quartz monzonite and monzogranite with a metaluminous and

peraluminous character. These are so-called K-rich calc-alkaline mixed I/S-type hybrid granitoids.

2. *Restite* they forms lenses in granitoid. The original rock was diorite but due to K-metasomatism monzodiorite, quartz monzodiorite, monzonite and quartz monzonite formed. They are metaluminous, I-type rocks.
3. *Microgranite* forms monzogranite dikes, has a peraluminous character and is mostly S-type in character.
4. *Pegmatoids* are coarse-grained, containing a maximum of microcline and quartz and occurring as dikes or lenses with a typical eutectic composition.

*Genesis.* The rocks show a mixed metaluminous and peraluminous character (46% and 54% respectively), can be classified as I- or I/S-types, and allanite-bearing. These granitoids occur in the continent/continent collision zone where melt formed due to the crustal compression, and mixed with mantle-derived basic melt generated by extension which followed the compression. Late potassium enrichment caused K-metasomatism of these mixed rocks. The potassium probably originated from a K-rich mantle. Potassium enrichment of the mantle could be caused by previous subduction of the crust.

These rock types form a so-called calc-alkaline monzonitic "hybrid late orogenic" (BARBARIN 1990) suite of granitoids formed during the Variscan orogenesis (330–360 Ma).

Similar granitoids occur in the Moldanubicum zone of the Variscan belt in the south part of Central Bohemian Plutons, around Trebič and Eastern part of South Bohemian Pluton (Rastenbergl). The West Carpathian granitoids belong to a subduction related calc-alkaline trondhjemitic suite while the Velence and South Alpine ones are postcollisional calc-alkaline granodioritic suite rocks (Figure 1).

The whole crystalline block is strongly mylonitized, and the cleavages were filled by microgranite, pegmatite and late hydrothermal carbonates. Kink bands and undulose extinctions are evidence of strong solid state deformations.

Alteration which took place under a higher temperature includes uralitization, replacement textures, and biotitization, and at lower temperature includes sericitization, chloritization, and carbonatization. The formation of chalcopryrite, galena, and sphalerite is considered evidence of hydrothermal activity.

### 8. Acknowledgments

We are indebted to ZOLTÁN BALLA, GÉZA CHIKÁN and ANDRÁS KÓKAY (Geological Institute of Hungary) for permission to sample and investigate core samples. This research is a part of the program entitled: Correlation of Variscan granitoids occurring in Central Europe financed by Hungarian National Science Foundation (OTKA No. 2299). We also thank KAMILLA GÁL-SÓLYMOS for microprobe analyses.

### References

- BALOGH, K., ÁRVA-SOÓS, E., and BUDA, GY., 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). — *Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique* 61, pp. 359–364.
- BARBARIN, B., 1990: Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. — *Geological Journal* 25, pp. 227–238.
- BÖCKH, J., 1876: Pécs városa környékének földtani viszonyai

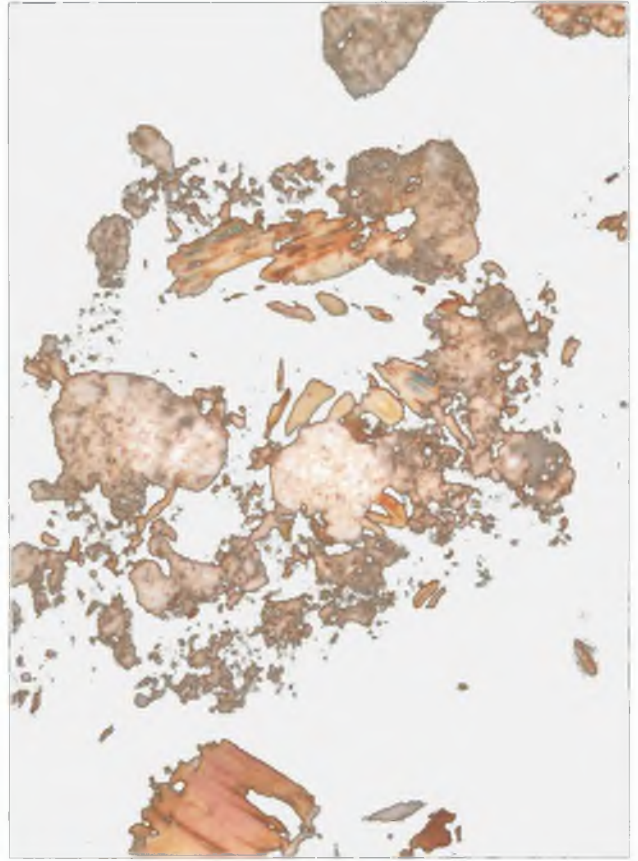
- (in Hungarian: Geological water conditions of the surroundings of the city of Pécs). – Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 4, pp. 129-309.
- BUDA, GY., 1968: A mecseki és velencei-hegységi granitoid kőzetek földpátjainak optikai- és röntgen-vizsgálata (in Hungarian: Optic and X-ray study of feldspars from granitoid rocks of the Mecsek Mountains and Velence Hills). – Manuscript, Doctoral, Eötvös Loránd University, Budapest.
- BUDA, GY., 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 13, pp. 131-155.
- 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 (in Hungarian: Formation of Variscan collision granitoids on examples from Hungary, West Carpathians and Central Bohemian Massif). – Manuscript, Doctoral, Eötvös Loránd University, Budapest.
- BUDA, GY., 1995: Variszkuszi paleotektonikai rekonstrukció a közép-európai kristályos kőzetek (granitoid) ásvány-, közettani és geokémiai korrelációja alapján (in Hungarian: Variscan paleotectonic reconstruction based on mineralogical, petrological and geochemical correlation of Central European crystalline (granitoid) rocks). – Manuscript, National Science Foundation, Budapest.
- BUDA, GY., and NAGY, G., 1994: Some REE-bearing accessory minerals in two types of Variscan granitoids (Hungary). – Geologica Carpathica 46 (2), pp. 1-14.
- CSALAGOVICS, I., 1964: De la palingenese caledonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du sud Bassin Pannonien (Cisdanubien). – Annales Historico-Naturales Musei Hungarici pars Mineralogica et Palaeontologica 56, pp. 31-57.
- FÖLDVÁRI-VOGL, M., and BÓJTÖS-VARRÓK, K., 1968: Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn. – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 12 (1-4), pp. 99-115.
- GHANEM, M. A. E. A., and RAVASZ-BARANYI, L., 1969: Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 13, pp. 191-219.
- JANTSKY, B., 1975: A mecseki kristályos alaphegység földtana (in Hungarian: Geology of the crystalline basement of the Mecsek Mountains). – Manuscript, Doctoral, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- JANTSKY, B., 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana (Géologie du socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek). – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 40, 385 p.
- PANTÓ, GY., 1975: Trace minerals of the granitic rocks of the Velence and Mecsek Mountains. – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 19 (1-2), pp. 59-93.
- PAPP, F., 1952: Mórágvidéki gránitok és kísérőkőzetek (Des roches intrusives de la région de Mórág). – Földtani Közlöny 82 (4-6), pp. 143-156.
- PAPP, F., and REICHERT, R., 1929: A mórágvidéki gránitok (in Hungarian: Granites of the Mórág area). – Földtani Közlöny 59, pp. 35-41.
- RÓTH, S., 1875: A fazekasboda-mórágai hegylanc eruptív kőzetei (in Hungarian: Eruptive rocks of the Fazekasboda-Mórág range). – Földtani Közlöny 5 (6-7), pp. 137-145.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E., 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról (in Hungarian: On the magmatic mechanism of the Carpathian Median Massif). – Manuscript, Eötvös Loránd University, Budapest.
- SZEDERKÉNYI, T., 1974: A délkelet-dunántúli ópaleozoos képződmények ritkaelem kutatása (in Hungarian: Rare element study in the Lower Paleozoic rocks of Southeastern Transdanubia). – Manuscript, Doctoral, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- VADÁSZ, E., 1953: Magyarország földtana (in Hungarian: Geology of Hungary). – Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.

**Plate I – I. tábla**

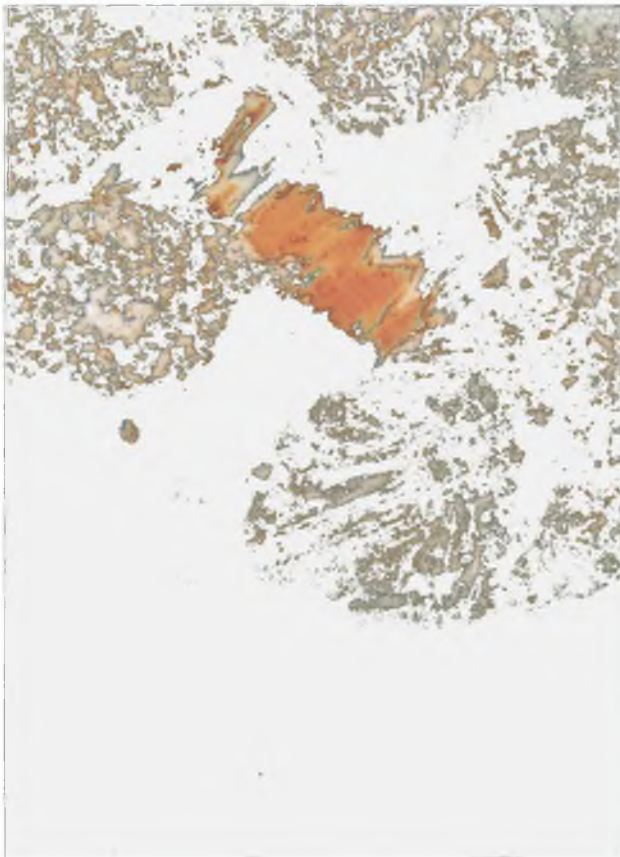
1. 175.0 m, slightly perthitic porphyroblastic microcline with inclusions of biotite, quartz, the groundmass is oriented, ×N  
175,0 m, enyhén pertites mikroklin-porfiroblaszt, biotit, kvarc-zárványokkal, az alapanyag irányított, ×N
2. 363.9 m, untwinned porphyroblastic microcline with inclusion from groundmass (biotite is chloritized, plagioclase is sericitized), ×N  
363,9 m, porfiroblasztos ikermentes mikroklin alapanyag-zárvánnyal (kloritos biotit, szericites plagioklász), ×N
3. 52.96 m, myrmekitic plagioclase and slightly perthitic microcline from porphyroblastic mylonitic granitoid, ×N  
52,96 m, mirmekites plagioklász és enyhén pertites mikroklin (porfiroblasztos milonitos granitoid), ×N
4. 112 m, microcline porphyroblast "grown into" basic restite  
112 m, bázisos resztitbe benőtt mikroklin porfiroblaszt



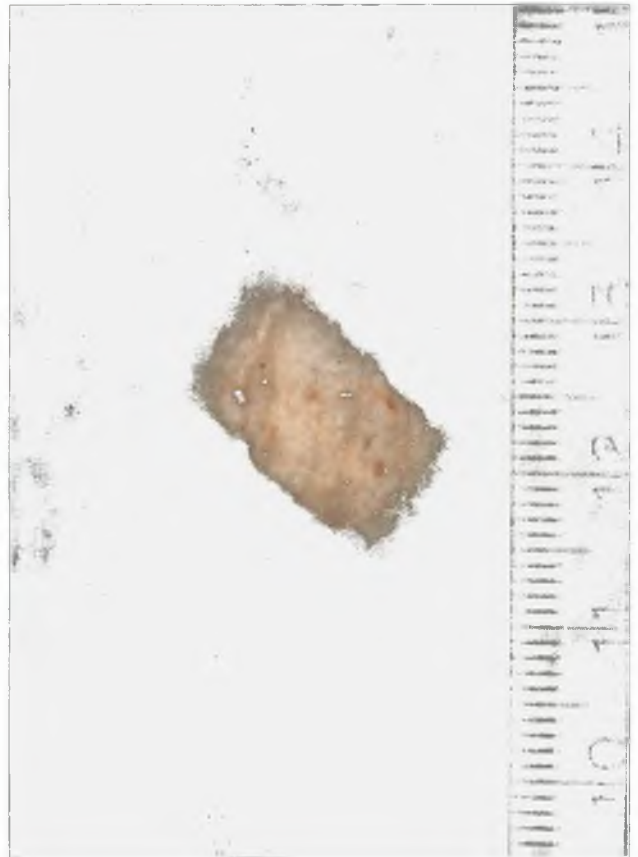
1



2



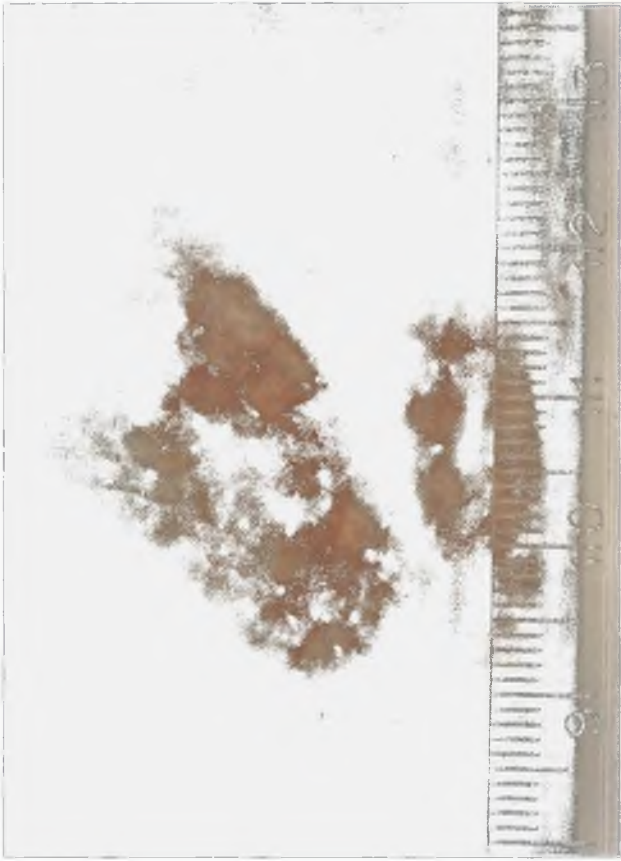
3



4

**Plate II – II. tábla**

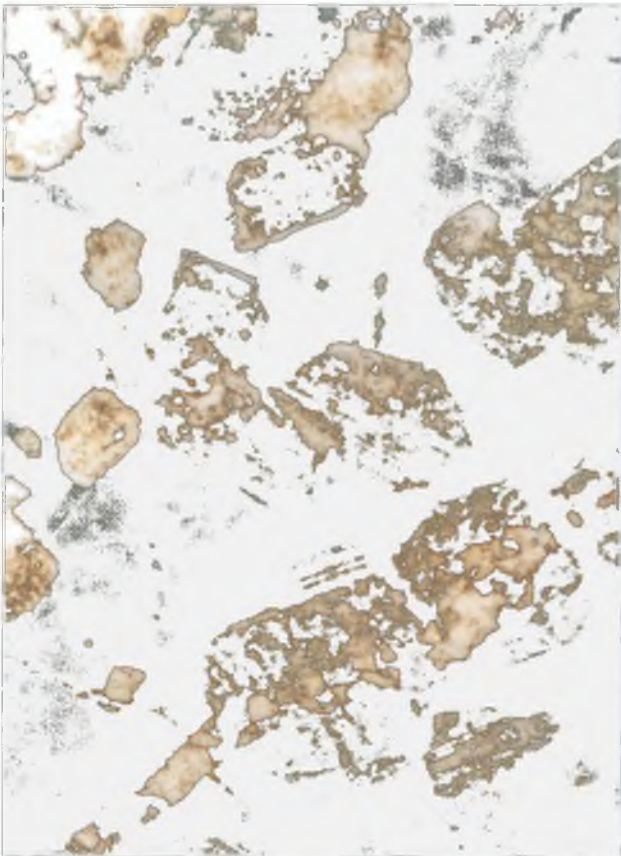
1. 118-119 m, microcline porphyroblast "grown into" basic restite  
118-119 m, bázisos resztitbe benőtt mikroklin porfiroblaszt
2. 199.5 m, albite vein in porphyroblastic microcline, ×N  
199,5 m, albitér ikermentes, hullámos kioltású porfiroblasztos mikroklinben, ×N
3. 88.7 m, altered plagioclase inclusions in anhedral (groundmass) microcline, ×N  
88,7 m, bontott plagioklászok xenomorf mikroklin alapanyagban, ×N
4. 171 m, zoned zircon (BSE)  
171 m, zónás cirkon (visszaszórt elektronkép)



1



2



3



4

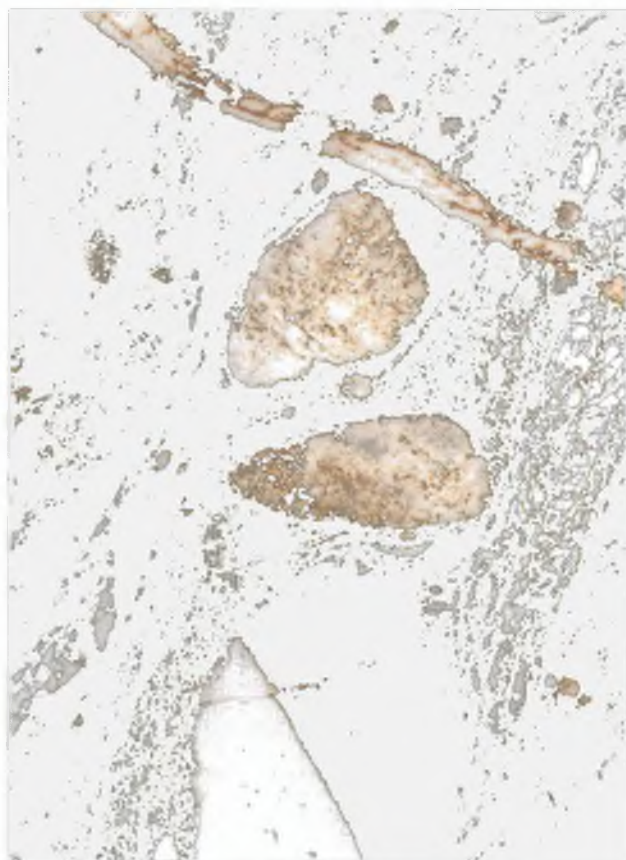
**Plate III – III. tábla**

1. 191 m, altered allanite (light patches are REE enrichments). The white veinfillings are REE-fluorcarbonates (BSE)  
191 m, átalakult allanit (világos foltok RFF-dúsulást jeleznek), környezetében a répedések mentén kivált RFF-fluorkarbonát (visszaszórt elektronkép)
2. 205.9 m, mylonitized granitoid with calcite vein, ×N  
205,9 m, milonitos granitoid kalcitérrel, ×N
3. 330.7 m, strongly deformed biotite (kink band) and amphibole with biotite inclusion  
330,7 m, erősen deformált biotit (kink band) és amfibol biotitzárvánnyal
4. 337.9 m, kink band in plagioclase, ×N  
337,9 m, kink band plagioklászban, ×N





1



2



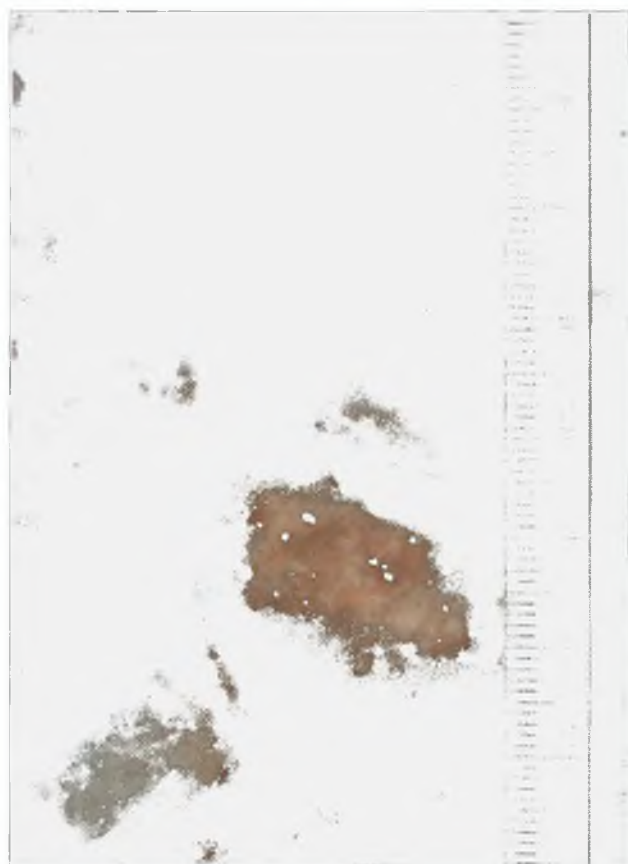
3



4

**Plate IV – IV. tábla**

1. 118–119 m, contact of basic restite (porphyritic diorite) and porphyroblastic granitoid  
118–119 m, bázisos resztit (dioritporfir) és porfiroblasztos granitoid határa
2. 70–71 m, contact of diorite and partially metasomatised monzodiorite (pinkish microcline)  
70–71 m, diorit és parciális metasomatózissal (rózsaszínű mikroklin) átalakult monzodiorit érintkezése
3. 175 m, zoned porphyritic plagioclase (restite, porphyritic diorite)  
175 m, zónás porfiro plagioklász (resztit, dioritporfir), ×N
4. 127.6 m, twinned clinopyroxene (restite, diorite), ×N  
127,6 m, ikres monoklin piroxén (resztit, diorit), ×N



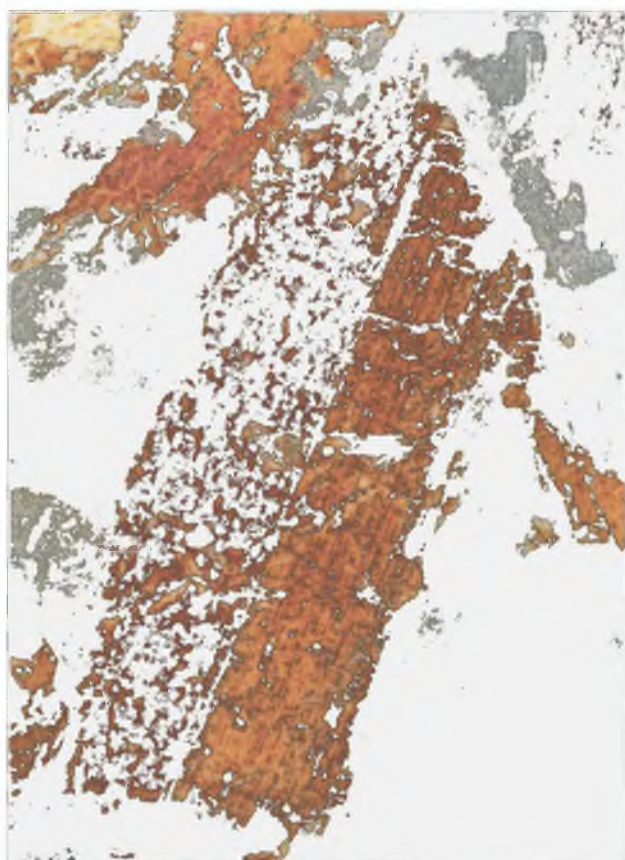
1



2



3



4

## Plate V – V. tábla

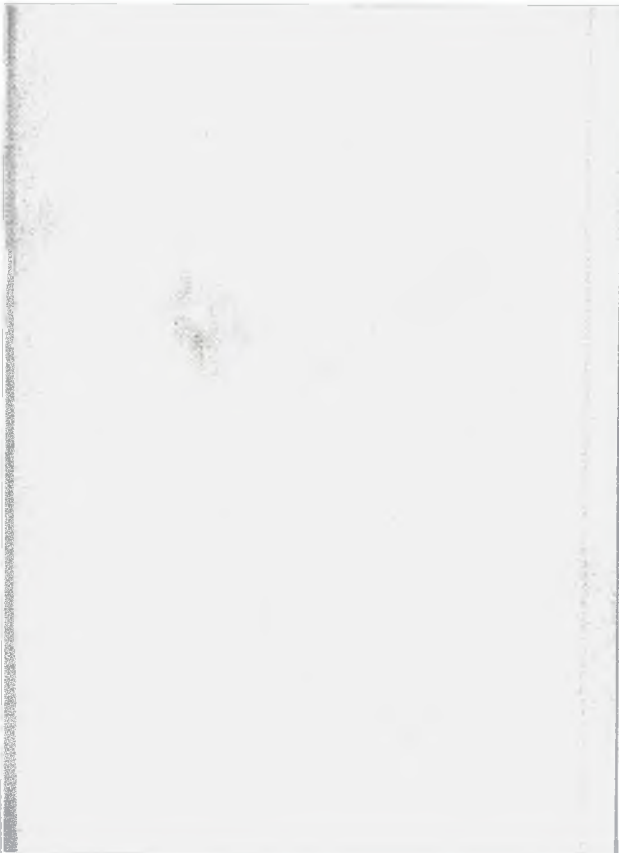
1. 104.0 m, clinopyroxene twinned according to (100) plane, with inclusions of opaque, amphibole, quartz (restite, diorite), ×N  
104,0 m, (100) szerint ikres monoklin piroxén opak, amfibol-, kvarczárványokkal (resztit, diorit), ×N
2. 194.2 m, euhedral allanite in restite, ×N  
192,4 m, idiomorf allanit resztitben, ×N
3. 332 m, microgranite intruded into porphyroblastic microcline-bearing granitoid  
332 m, porfiroblasztos mikroklintartalmú granitoidot áttört mikrogránittelér
4. 138 m, altered plagioclase replaced by microcline (microgranite), ×N  
138 m, erősen bontott plagioklásztt mikroklin „szorít ki”, (mikrogránit), ×N



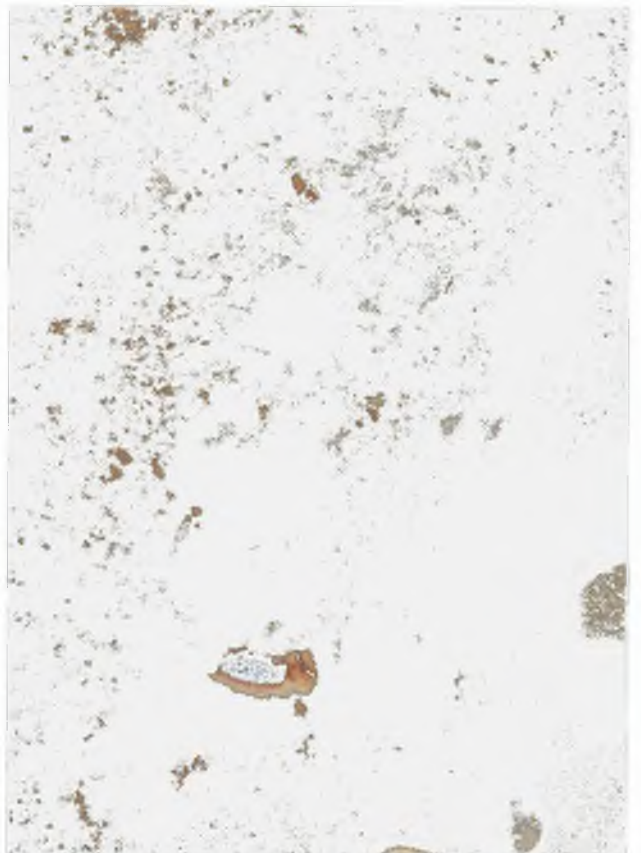
1



2



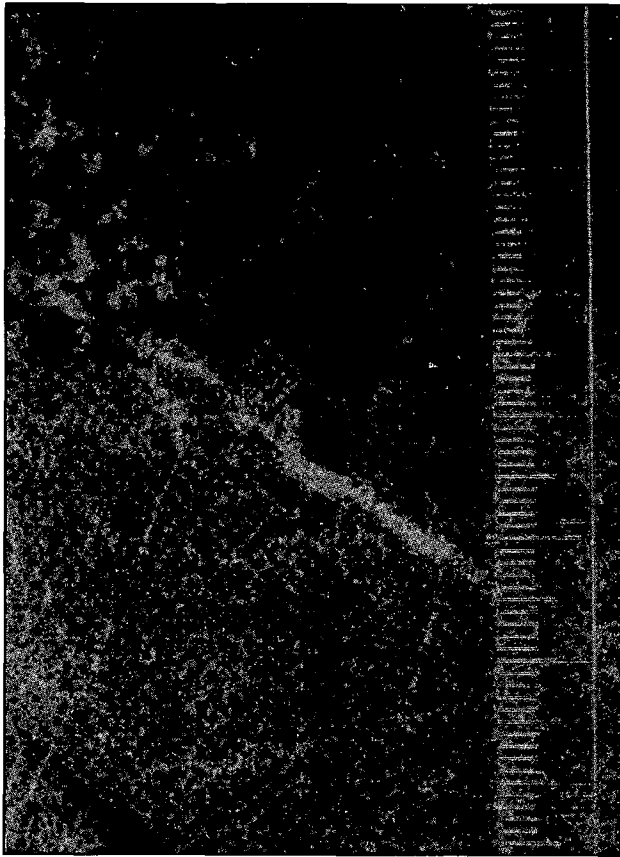
3



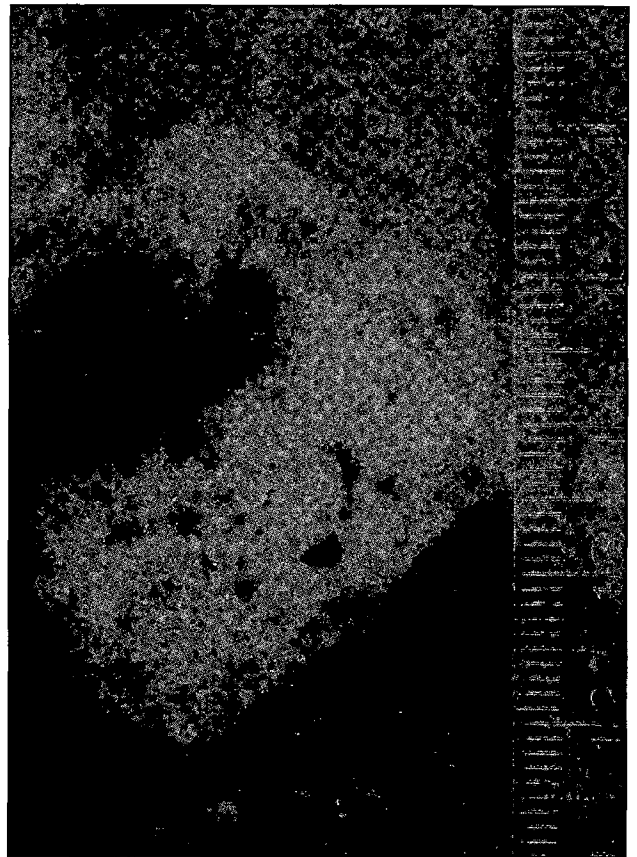
4

**Plate VI – VI. tábla**

1. 161 m, contact of pegmatoid dyke and porphyroblastic granitoid  
161 m, pegmatoid télér és porfiroblasztos granitoid érintkezése
2. 93 m, microgranite dyke intruded in porphyroblastic granitoid with pegmatoid margin  
93 m, porfiroblasztos granitoidot áttörő mikrogránittélér pegmatoid szegéllyel
3. Pegmatoid vein intruded in porphyroblastic granitoid  
Porfiroblasztos granitoidot áttörő pegmatoid ér
4. 224.2 m, graphic intergrowth in pegmatite, ×N  
224,2 m, írásgránitos összenövés pegmatoidban, ×N



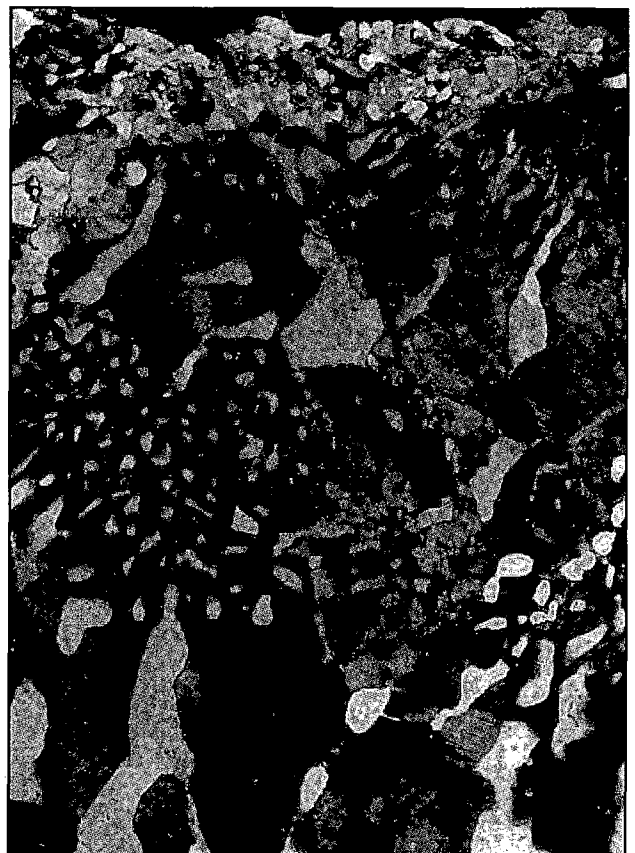
1



2



3



4





## AZ ÜVEGHUTA-1 FŰRÁS KRISTÁLYOS KÖZETEI

BUDA GYÖRGY, PUSKÁS ZUÁRD

Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/A  
Ásványtani Tanszék, Kőzettan-Geokémiai Tanszék

Az Üveghuta-1 364,5 m mély fúrás kristályos kőzetanyaga igen változatos összetételű. Felismerhető csaknem minden, a felszíni feltárásokban előforduló kőzettípus, így a fehér és rózsaszínű porfiróblasztos mikroklintartalmú granitoid, amfiboldús kőzet (resztit), mikrogránit és pegmatit. A modal alapján a porfiróblasztos granitoid kvarcmonzonit, monzogranit, az alapanyag granodiorit összetételű. A bázisosabb kőzetek főleg diorit, monzodiorit, kvarcmonzodiorit, monzonit, kvarcmonzonit összetételűek. A dioritos és gránitos kőzetek együttes előfordulása a kontinentális kéreg parciális olvadásával vagy a két olvadék együtt kristályosodásával értelmezhető. Káliumdúsulás mutatható ki, amely egy későbbi metasomatózis eredménye. A kőzettest ásványai erősen átalakultak (uralitosodtak, saussuritesedtek, szericitesedtek stb.), a kőzetek deformáltak (milonitosodtak) és breccsásodtak. Hidrotermás hatást jeleznek a repedéskitöltő karbonátok (kalcit, ankerit, dolomit) és szulfidok (galenit, szfalerit, kalkopirit, pirit).

### 1. Bevezetés

Célunk a kelet-mecseki Fazekasboda-Mórággyi-rög variszkuszi kristályos képződményeinek korrelációja az Üveghuta-1 mélyfúrás kőzetanyagával a területen végzett több évtizedes kutatási eredmények ismeretében.

### 2. Korreláció a Mórággyi Granitoid Formációval

A Fazekasboda-Mórággyi-rög granitoidjai közel 200 km<sup>2</sup> területen tanulmányozhatók a Mecsek hegység főtömegétől keletre, Lovászhetyén-Bátaszék között. Hasonló típusú granitoid fordul elő a Duna-Tisza közén (pl. Soltvadkert) több mint ezer méter mélységben és a Mecsek nyugati részén Nyugotszenterzsébet és Nagyváty környékén, amit főleg mélyfúrásokkal tártak fel. Az Üveghuta és Véménd között lemélyített mélyfúráshoz legközelebbi felszíni granitoid feltárások Üveghuta faluban ill. környékén, Véménden, Mórággyon találhatóak. További nagyobb felszíni előfordulások a Feked melletti útbévágás, Erdősmecke és Kismórággy vasútállomások mögötti kőfejtők.

A kőzetekről számos ásvány-, kőzettani és geokémiai tanulmány készült, ezek közül néhányat felsorolunk a teljességre törekvés igénye nélkül: RÓTH S. (1875), BÖCKH J. (1876, pp.175-176, 231-232), PAPP F., REICHERT R. (1929), PAPP F. (1952), VADÁSZ E. (1953, pp. 22-23, 291-294), SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1959), CSALAGOVICS I. (1964), FÖLDEVÁRI-VOGL M., BÖJTÖS-VARRÓK K. (1968), BUDA GY. (1968, 1969, 1985, 1995), GHANEM M., RAVASZ-BARANYAI L. (1969), SZEDERKÉNYI T. (1974), JANTSKY B. (1975, 1979), PANTÓ GY. (1975), BUDA GY., NAGY G. (1994).

Ezen az aránylag kis területen igen változatos kőzetek (szienit, granodiorit, minett, kerzantit, gránitaplit) fordulnak elő, amit SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1959) migmás, metasomatikus eredettel magyarázott.

Képződési korukat először prekambriumnak tartották (JANTSKY B. 1975, 1979), az újabb U/Pb, Rb/Sr, K/Ar

vizsgálatok alapján variszkuszi korúnak határozták meg (330-360 millió év, BALOGH K. et al. 1983). A cirkon eltérő jellegű, legömbölyített belső magja korábbi eredetet jelez, tehát feltételezhető egy idősebb kor, azonban koradatok jelenleg nem állnak rendelkezésünkre.

Az Üveghuta-1 364,5 m mély, végig maggal fűrt fúrásban a felszíni, illetve mélyfúrásokkal feltárt granitoidok csaknem minden típusát megtaláljuk. A felszíni kőzettípusokkal történő összehasonlítás alapja a szabad szemmel végzett és mikroszkópos megfigyelés, mivel eddig kémiai ill. nyomelemzésre, modalanalízisre továbbá mikroszondás ill. röntgen vizsgálatokra nem volt lehetőség.

### 3. Főbb kőzettípusok

A mélyfúrás kőzetei változatos megjelenésűek, típusok elkülöníthetők, de megjelenésükben nem lehetett kimutatni szabályosságot (pl. magmás differenciációra utaló jeleket).

#### 3.1. Porfiróblasztos fehér és rózsaszínű mikroklintartalmú granitoid

Uralkodó kőzettípus.

*Mikroklín:* idiomorf vagy hipidiomorf, átlag 3×2 cm nagyságú, rózsaszínű vagy fehér, biotit-, plagioklász-, kvarczárványokat tartalmaz (I. tábla, 1). Gyakori a karlsbadi iker, többnyire keresztárcsozott ikermentes, enyhén pertites vagy pertitmentes. A milonitos övekben gyakran hullámos kioltású. A késői kristályosodást jelzi a gyakori alapanyagzárvány (I. tábla, 2), a kristálynövekedés által okozott alapanyag-irányítottság ill. deformáció a megakristály körül. Szerkezete közel maximálisan rendezett (D = 0,80-0,96). A fehér mikroklín kevésbé (D = 0,8) rendezett, mint a rózsaszínű (D = 0,96). Metaszomatózisra utal a megakristály szegélyén előforduló mirmekites plagioklász (I. tábla, 3) és a bázisos résztitekben megjelenő ill. ezek szegélyébe benőtt kristályok (I. tábla, 4, II. tábla, 1), amit felszíni feltárásokban is, pl. Mórággyon, Erdősmeckén

gyakran meg lehet figyelni. A megakristály megjelenési gyakorisága a kőzetben igen változó, néha csak néhány nagyobb kristály jelenik meg, máskor olyan sok, hogy pegmatoid jellegűvé válik a kőzet. Ez a jelenség a felszínen is látható, pl. a mórági szintezési alappont melletti feltárásban. Néha a megakristályok töréseit későbbi albit- (II. tábla, 2) és kalciterek töltik ki. Az alapanyagban a mikroklín többnyire xenomorf, ikermentes (II. tábla, 3), néha keresztárcsozott ikres. A felszíni analógiák alapján az alapanyag K-földpátja kisebb rendezettségű ( $D = 0,50$ ), valószínűleg nagyobb hőmérsékleten kristályosodott és gyorsabban hűlt le (BUDA Gy. 1974).

**Megjegyzés:** a rózsaszínű mikroklín-megakristályok a mélyebb zónában, különösen 170 m alatt gyakrabban fordulnak elő, mint a felsőbb övben.

**Plagioklász:** az alapanyagban igen gyakori, táblás, polyszintetikus ikres: albit-, albit-/ala- és karlsbadi ikertörvényekkel. Erősen szericites, muszkovitos, ritkán saussuritesedett, a K-földpáttal való érintkezésnél mirmekites. Összetétele a felszíni analógiák alapján oligoklász, savanyú andezin ( $An_{28}-An_{31}$ ). A fehér mikroklíntartalmú változatban bázisosabb és enyhén zónás.

**Kvarc:** foltokban, aggregátumokban jelenik meg, hullámos kioltású, változatos szemcsenagyságú, a szemcsék egymásba fogazottak.

**Biotit:** gyakori, léces v. táblás megjelenésű, néha csomókat, aggregátumokat alkot. Pleokroos:  $\gamma'$  = sötét zöldesbarna vagy vörösesbarna,  $\alpha'$  = világossárga. Gyakori az opak, apatit-, cirkonzárvány. Az utóbbit széles pleokroos udvar veszi körül. A hasadás mentén karbonátkiválás figyelhető meg. Gyakran deformált, hullámos kioltású, sokszor anomális barnás vagy kékes interferenciaszínű klorittá alakult. Mg-biotit összetételű ( $Fe/Fe+Mg = 0,47$ ), kis oxidációs fokú ( $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+} = 0,10-0,18$ ), az  $FeO^*/MgO$  alapján (1,2-1,8) tipikus mészkalkáli jellegű,  $\delta^{18}O$  alapján (4,6-5,2‰) I-típusú.

**Amfibol:** a biotit mellett főleg a fehér mikroklíntartalmú változatban jelenik meg idiomorf formában, vagy aggregátumokat alkot. Pleokroos:  $\gamma'$  = zöld,  $\alpha'$  = sárgászöld, aktinolitós hornblende összetételű. Gyakran erősen bontott, csak karbonátból és kloritból álló aggregátumot alkot.

**Piroxén:** igen ritka, a fehér mikroklíntartalmú bázisosabb változatban fordul elő. Gyakran uralitosodott ill. biotitosodott.

**Akcesszórius ásványok:**

**Cirkon:** gyakori, idiomorf, a biotitban széles pleokroos udvara van, a földpátokban is előfordul zárványként. Gyakran zónás felépítésű (II. tábla, 4), a kristály magja gyakran legömbölyített, sötétebb sárgásbarna színű, míg a zónás továbbnövekedés világossárga vagy színtelen. Az  $S_{18}$ - és  $S_{19}$ -típusok uralkodnak a hegység porfiroblasztos granitoidjainak cirkonjain, ami K-gazdag mészkalkáli típusú granitoidokra jellemző.

**Apatit:** nyúlt léces vagy tús és zömök oszlopos legömbölyített végű kristályok formájában fordul elő. A tús kristályok nagyobb hőmérsékletű olvadékból kristályosodtak. Néha a zömök kristályok magjában sötét „füst”-szerű opak kiválás figyelhető meg, amely esetleg szerves eredetű grafit lehet.

**Allanit:** igen jellegzetes akcesszórius ásvány. Idiomorf, mérete néha a 2-3 mm-t is elérheti. Gyakran metamikt. A RFF-fluorkarbonát az allanit környezetében repedéskitöltésként fordul elő (III. tábla, 1). Az átalakulás agyagásvány-képződéssel, RFF-, tórium- ( $ThO_2$  ~3 súly-%) és urán- ( $UO_2$  ~0,3 súly-%) dúsulással jár. Epidot-zoizit to-

vábbnövekedési szegély is kimutatható. Néha cirkon- és tóritzárványok is megfigyelhetők.

**Titanit:** nem gyakori, főleg a fehér mikroklíntartalmú porfiroblasztos változatban fordul elő, ahol az alapanyagban amfibol is megjelenik. Xenomorf, néha polyszintetikus ikres.

**Kőzetátalakulások ill. utólagos folyamatok:** gyakori a plagioklász szericitesedése, ritkább a saussuritesedése és karbonátosodása, a biotit, amfibol gyakran kloritosodott, a milonitos zónában teljesen klorittá alakulnak. Hidrotermás hatást jelez a szfalerit, galenit, kalkopirit jelenléte és az allanit RFF-fluorkarbonáttá való átalakulása (BUDA Gy. 1994).

Gyakori a milonitosodás (III. tábla, 2), a kvarc, földpátok, biotit hullámos kioltásúak. A biotit, plagioklász erős deformációját jelzi a „*kink band*” megjelenése (III. tábla, 3-4). A milonitosodást követi a breccsásodás, a törések mentén a karbonátkitöltés gyakori, ill. ritkábban albit, karbonát és epidot+kvarc+K-földpát figyelhető meg.

**Összefoglalás:**

A kőzet alapanyaga a modal alapján *granodiorit* összetételű, az egész kőzet összetétele azonban ettől eltér. A mikroklín-megakristályok miatt a káliumtartalom megnő, és ezért ezek a kőzetek a *kvarcmonzonit*, *monzogránit* (vagy gránit, adamellit, kvarcszienit) kategóriába sorolhatók a kvarc mennyiségének függvényében (1. ábra).

### 3.2. Bázisosabb kőzetek (resztitek)

A kéreg parciális olvadásakor szilárd állapotban maradt magasabb olvadáspontú ásványegyüttest nevezük résztitnek. Lehetséges, hogy nem valódi résztitról, hanem egy savanyú (kéregeredetű) és bázisos olvadék (köpenyeredetű) „*in situ*” előfordulásáról van szó (IV. tábla, 1). A fűrásban gyakoriak a sötétzöld finomszemcsés, néha porfiroblasztos mikroklíntartalmú kőzetek, amelyek a felszíni analógiák alapján lencse- vagy teljesen szabálytalan alakúak (pl. mórági kőfejtő, szintezési alappont, erdősemcskei kőfejtő). A porfiroblasztos mikroklín előfordulása a bázisosabb testekben a K-gazdagodás későbbi eredetét jelzi. Mikroszkópi méretekben a plagioklász mikroklínese, a piroxén és amfibol biotitosodása jelzi a K-metaszomatózist. Az ásványegyüttes mennyiségi megoszlása igen változatos, eredetileg feltehetően a kőzet *diorit* volt, de a K-dúsulás eredményeként létrejött kőzetek *monzodiorit*, *kvarcmonzodiorit*, ill. *monzonit* és *kvarcmonzonit* összetételűek, a K-metaszomatózis intenzitásának függvényében (IV. tábla, 2). Kismértékű kálium-, szilícium-dúsulás hatására monzodiorit és kvarcmonzodiorit, nagyobb intenzitású metaszomatózisnál monzonit és kvarcmonzonit összetétel alakult ki.

A résztitek ásványtani összetétele:

**Plagioklász:** a leggyakoribb szintelen elegyrész, alapanyagban vagy porfiroos elegyrészként (0,5-1 cm) idiomorf, hipidiomorf formában egyaránt előfordul. Zónás (IV. tábla, 3), sokszor biotit-, apatit-, titanit-, amfibolzárványokban gazdag. A felszíni analógiák alapján a zónás kristály magja labradorit ( $An_{60}$ ), míg a perem oligoklász ( $An_{25}$ ), az alapanyag plagioklász átlaga andezin ( $An_{35}$ ). A nagyobb kristályok saussuritesedtek, szericitesedtek és karbonátosodtak, a mikroklínnel való érintkezésnél mirmekitesek, néha mikroklín-„kiszoritásos” textúra is megfigyelhető.

**Mikroklín:** nem gyakori, xenomorf, ikermentes vagy keresztárcsozott ikres, többnyire pertitmentes.

**Kvarc:** ritka, kis szemcseméretű aggregátumot alkot, gyakran hullámos kioltású.

**Amfibol:** gyakori színes elegyrész. Idiomorf, léces megjelenésű, sokszor aggregátumot alkot, amely makroszkóposan zöld porfiroos elegyrésznek tűnik. Bázismetszetén megfigyelhetők a jó (110) $\wedge$ (1 $\bar{1}$ 0) hasadások. Pleokroos:  $\gamma'$  = sötétzöld, barnászöld,  $\alpha'$  = sárgászöld. Néha az (100) szerint ikresedett. Biotitzárványos ill. biotitosodott. Uralitként ill. piroxénben zárványként is előfordul. A felszíni analógiák alapján összetétele Mg-hornblende, aktinolitos hornblende ill. aktinolit.

**Biotit:** gyakori elegyrész, változó mennyiségben fordul elő, van olyan resztit, ahol az amfibolhoz képest túlsúlyban van. Pleokroos: vöröses vagy zöldesbarna. Zárványokban gazdag, titanit-, apatit-, cirkonzárványok fordulnak elő, néha rutil is megfigyelhető szagenittrács formájában. Ritkábban kloritosodott, gyakori a hullámos kioltás, és „*kink band*” deformáció is megfigyelhető. A felszíni analógiák alapján nagyobb magnéziumtartalmú, mint a porfiroblasztos granitoidok biotitja, mészkáli típusú,  $\delta^{18}\text{O}$  alapján (5,12‰) I-eredetű. Az amfiboltartalom csökkenésével nő a biotit Fe-tartalma (flogopit<sub>70-50</sub>, Fe/Mg+Fe = 0,32-0,47, Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>3+</sup>+Fe<sup>2+</sup> = 0,13-0,18).

**Monoklin piroxén:** nem minden resztitben fordul elő. Többnyire nyúlt léces megjelenésű (IV. tábla, 4), bázismetszetén is megfigyelhetők, gyakori az (100) szerinti ikresedés. Zárványban gazdag, pl. kvarc-, amfibol- és opakzárványok figyelhetők meg (V. tábla, 1). A kristály szegélye néha amfibollá alakult, uralitosodott, gyakran karbonátosodott. A felszíni analógiák alapján feltehetően ferrodipszid. Ahol a piroxén feldúsul, ott a biotit, mikroklin kisebb mennyiségben fordul elő, a kőzet dioritosszerű lesz.

Akcesszórius ásványok:

**Titanit:** igen gyakori, néha idiomorf, legtöbbször xenomorf, sokszor igen kis szemcsék formájában fordul elő amfibol ill. biotit körül. A nagyobb kristályok enyhén zónásak és néha poliszintetikus ikreszek.

**Apatit:** gyakori, többnyire tús (nagyobb hőmérsékletű, magmás eredetű), de vannak zömök oszlopos változatai is.

**Cirkon:** idiomorf, zónás. Biotitban pleokroos udvar veszi körül.

**Allanit:** idiomorf. A kristály szegélye metamikt, az egész kristály bontott, barnászöld színű, pleokroos, ami elnyomja a II. rendű zöldeskék interferenciaszínt, ez csak a kristály magjában figyelhető meg (V. tábla, 2).

A resztitek gyakran milonitosak, de van későbbi keletkezésű breccsás szövet is, a töréseket főként karbonát tölti ki.

### 3.3. Mikrogránit

A mikrogránitellérek mérete a néhány cm-es és a több tíz méteres (felszíni előfordulás) között változik. Lehet rózsaszínű equigranuláris finomszemcsés, de megfigyelhető olyan telér is, ahol a szegélyzónában finomszemcsés a telér, közepében durvaszemcsés pegmatitos jellegű. A telérek átszelik a bázisos resztitot, a porfiroblasztos granitoidot (V. tábla, 3), sőt ez utóbbiból kőzetzárványokat is tartalmaznak. A rózsaszínű K-földpát, a fehér vagy színtelen plagioklász és a szürke zsirfenyű kvarc jól felismerhető makroszkóposan is. Biotitot ritkán tartalmaz, ezek csomókat, aggregátumokat alkotnak. Sokszor a kőzet milonitos szövetű.

**Plagioklász:** hipidiomorf, sűrű ikerlemézes, erősen szericités, illetve muszkovitos, gyakran keresztrácsozott mikroklin szorítja ki (V. tábla, 4). Mikroklinnel való érintkezésnél mirmekites.

**Mikroklin:** xenomorf, többnyire keresztrácsozott ikres,

de van ikermentes, hullámos kioltású változata is, enyhén pertites.

**Kvarc:** finom szemcsenagyságú, hullámos kioltású, aggregátumokat, lencsákat alkot.

**Biotit:** aggregátumot vagy sávokat alkot, ez utóbbiak főleg a milonitos változatban vannak, ahol hullámos kioltásúak, néha muszkovittal együtt fordulnak elő. Kémiaiailag peraluminium jellegű Fe-biotit. Az Al-dúsulás azt jelzi, hogy a kis mennyiségű muszkovit a biotittal együtt kristályosodhatott olvadékból.

A leggyakoribb akcesszóriák az *apatit* és a *cirkon*, ritkán idiomorf *gránát* is előfordul. A gránát kissé barnás színű, néha kloritosodott, feltehetően almandin.

A kőzet az ásványtani és kémiai összetétel alapján monzogranit, peraluminium jelleggel (felszíni analógia). A stabil izotópok kevert S/I-típust jeleznek, de a  $\delta^{18}\text{O}$  (9,6‰) dúsulás kéregeredetre utal. Gyakori a milonitos szövet. A kőzetet utólagos törések járnak át, amelyekben karbonátkitöltések figyelhetők meg.

### 3.4. Pegmatoid

Főleg telérek formájában jelenik meg. A felszínen nagyméretű lencsákat is alkot. Telérei átszelik a resztitot ugyanúgy, mint a porfiroblasztos granitoidot (VI. tábla, 1-3), ez utóbbiból kőzetzárványokat is tartalmaznak. A telérek durva kristályos pegmatoid szegélye fokozatosan megy át mikrogránitba a telérek közepe felé (VI. tábla, 2), néha ennek az ellenkezője is megfigyelhető. A mikroklin maximálisan rendezett (felszíni vizsgálat alapján), írásgránitos összenövés is előfordul (VI. tábla, 4), ami eutektikus kristályosodást jelez.

## 4. Kőzetalkotó ásványok és texturális sajátosságok

A *porfiroos plagioklász* a teljes szelvényben megjelenik, azonban a 63-175 m közti mélységközben kissé gyakoribb.

Ha figyelembe vesszük a kőzettípusok K-metaszomatózisa előtti kiindulási állapotát, akkor a porfiroos plagioklász megjelenésére az alábbi gyakorisági sorrend adódik a kőzettípusokban: granodiorit 40%, diorit 25%, monzogranit 20%, és a kvarcdiorit, kvarcmonzonit, monzodiorit, szienit típusokban 10% alatti.

A *mikroklin porfiroblasztok* szintén a teljes szelvényben megjelennek. Három kőzettípusban fejlődnek ki nagyobb gyakorisággal: monzogranitban 60%, granodioritban 30%, kvarcmonzonitban 10%. Dioritosszerű kőzetekben igen ritkák.

*Klinopiroxén* csak a 91-192 m közötti szakaszban mutatható ki. A K-metaszomatózis előtti állapotot is figyelembe véve az egyes kőzettípusokban az alábbi gyakoriságban fordulnak elő: dioritban 60%, kvarcmonzonitban 20%, granodioritban 10%, szienitben 10%.

*Hornblende* a teljes szelvényben megjelenik, de gyakoribb a 40-199 m közti mélységközben. A felsőbb szintekben (40-140 m) üdőbb, 140-330 m között a bontottsága nagyobb mértékű, míg 330 m alatt már csak hornblende utáni pszeudomorfózákat észlelünk kalcit és klorit formájában.

*Biotit* minden mintában megtalálható, bontottsági foka azonban a mélység felé nő.

Az akcesszóriák közül a *titanit* minden, hornblendét tartalmazó mintában megjelenik, míg a hornblendét nem tartalmazó minták 40%-a titanitot sem tartalmaz. Átalakulásának foka lefelé növekszik, ami a 182 m alatti szakaszon válik jól kivehetővé, míg a 342 m alatti szakasz már csak

titanit utáni pszeudomorfozát tartalmaz. Az *allanit* szintén gyakran megjelenő akcesszória a teljes szelvényben, és szinte minden esetben metamiktesedett, bontott. Teljes átalakulása azonban csak a 300 m alatti szakaszban tapasztalható.

Az ásványi összetétel és közetszövet alapján a fúrási szelvény vizsgált mintáinak 10%-a *diorit*, valamennyi a 91–160 m közti mélységközben fordul elő. További 10% *diorit* jellegű kőzet (kvarcdiorit, kvarcmonzodiorit, monzodiorit) van a 63–160 m közti mélységközben.

Az apróbb szemcsés kőzetek kvarcmentesek, míg a durvább szemcsés változatok kvarcot is tartalmaznak, vagy kvarcban dúsak. A kvarcmentes kőzetek színes elegyrészekben igen gazdagok.

### 5. Eredeti kőzet-kialakulás

Megállapítható, hogy bár az Ūh-1 fúrásban a mélység függvényében szisztematikus közettani változás nem tapasztalható, de tendenciák kivehetők, így a porfíros plagioklász megjelenésének maximuma 63–175 m, a hornblendéé 40–190 m közötti, a klinopiroxén csak a 91–192 m, míg a dioritos kőzetjelleg a 63–160 m közben jelenik meg.

Ezek a tendenciák arra utalnak, hogy a szelvénynek kb. a 40–200 m közötti szakaszában egy porfíros, neutrális plagioklásszal, klinopiroxénnel és hornblendével jellemezhető középszemcsés dioritos közzettest lehetett, amely titanitban is dúsulhatott. E kőzetjellegeket a gránitosodás és a K-metaszomatózis nem tudta teljesen eltörölni, de a kőzeteket részben átalakította, amit a kőzetalkotó szilikátokban megjelenő kizorítási jelenségek és a bontottsági viszonyok jeleznek, így a plagioklászot mikroklin, a piroxént és a hornblendét biotit szorítja ki, továbbá a plagioklász és a piroxén csaknem minden mintában erősen bontott, a mikroklin üde. Tehát valószínűsíthető, hogy az Ūh-1 fúrás által harántolt közzettestben egy porfíros diorit lehetett (neutrális plagioklásszal, klinopiroxénnel, hornblendével, titanittal), amely a parciális kéregolvadáskor reszttiként maradt vissza. A parciális olvadék granodioritos-gránitos összetételű volt (savanyú plagioklásszal, kvarccal, K-földpáttal, biotittal), de lehetséges, hogy a dioritos olvadékkal együtt fordult elő, és együtt kristályosodott. Ezt követhette a K-metaszomatózis, amely a granodioritos kőzetek összetételét monzogránittá, a dioritos kőzetekét kvarcmonzonittá–szienitté alakította (mikroklinesedés, biotitosodás).

### 6. Deformáció és átalakulás

Minden közzet típusra jellemző az erőteljes milonitosodás, a kőzetalkotók erős deformációja, gyakori az irányított szövet. Breccsás szövet is több helyen megfigyelhető. A törések mentén gyakori a karbonátkiválás. A töréses, breccsás zónában hidrotermás hatás is kimutatható, pl. a 345

m-es szakaszban ankerit (Fe-dolomit) és nagyobb mértékű muszkovitosodás, kloritosodás figyelhető meg. Hidrotermás hatást jelez a szfalerit, galenit, kalkopirit előfordulása is. A biotit, amfibol kloritosodása, a plagioklász szericitese-dése, ritkábban saussuritesedése elterjedt.

### 7. Összefoglalás

A fúrásban négy közzet típus különíthető el:

1. *Porfíroblasztos mikroklintartalmú granitoid*: közzetanalóg kvarcmonzonit és monzogránit (az alapanyag granodiorit), átmeneti peraluminium-metalluminium jellegű ún. K-gazdag mészkáli kevert I/S-típusú, hibrid eredetű granitoid.
2. *Reszttit*: lencsákat alkot a mikroklin-megakristályban dús granitoidban, az eredeti kőzet diorit lehetett, amelyet a későbbi K-metaszomatózis monzodiorittá, kvarcmonzodiorittá, monzonittá ill. kvarcmonzonittá alakított a metasomatózis intenzitásának függvényében. Metalluminium jellegű, I-típusú.
3. *Mikrogránit*: telérek, amik az előző típusokat törik át. Monzogránit összetételű, peraluminium jellegű, főleg S-típusú.
4. *Pegmatoidok*: durvakristályos mikroklinből és kvarcból állnak, teléreket és lencsákat alkotnak. Eutektikus összetételűek.

*Genetika*: A felszíni kőzetek átlagos kémiai összetétele alapján peraluminium (54%) – metalluminium (46%) jellegűek, főleg I- ill. átmeneti I/S- és allanit-típusúak. Az ilyen jellegű granitoidok a kontinens/kontinens ütközésnek a kompressziós ill. az azt követő extenziós szakaszában képződnek a kontinentális kéreg parciális olvadékából és esetleg a köpenyből származó bázisos olvadékból, a későbbi K-dúsulás köpenyeredetét sem lehet kizárni. Ezek az ún. K-gazdag mészkáli hibrid granitoidok ( $H^{10}$  = „*hybrid late orogenic*”, BARBARIN, B., 1990). Izotóp (U/Pb, Rb/Sr, K/Ar) koruk 330–360 millió év.

Hasonló típusú granitoidok fordulnak elő a variszkuszi hegységképződés moldanubikumi zónájában, a Középcsehországi-pluton déli részén, Trebič, és a Dél-csehországi-pluton keleti övében, Rastenbergről környékén. Ezekről lényegesen eltérő genetikájúak a Nyugati-Kárpátok szubdukcióhoz kapcsolódó, a Dél-csehországi-pluton Ny-i zónájának főleg kontinentális kéregeredetű, variszkuszi korú granitoidjai és a posztokollíziós velencei-hegységi és délalpi gránitok.

### 8. Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik BALLA ZOLTÁNNAK, CHIKÁN GÉZÁNAK és KÓKAI ANDRÁSNAK, hogy rájuk bízták a fúrási magok vizsgálatát. A kutatás az OTKA-I/3, 2299. sz. pályázati téma keretében illeszthető. Az elektron-mikroszkopos vizsgálatért köszönet illeti GÁL MIKLÓSNÉT.

## FRACTURING OF THE MÓRÁGY GRANITE IN OUTCROPS AND THE ÜVEGHUTA-1 DRILL CORE

GYULA MAROS and KLÁRA PALOTÁS

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

**Key words:** Carboniferous, faults, fractures, fracturing, granites, Hungary, Mecsek Mountains, tectonics

To establish a hydrogeological model for the Mórógy Granite the fractures were studied. First we collected data from the outcrops then we analyzed the igneous material of the Üveghuta (Üh-1) drill core. As a result of measuring fractures in the outcrops we determined the direction-dependence of the different attributes of the fractures. The outcrops belonging to a "NE-SW" group are more densely cut by fractures than a "N-S" group, but the joints are less open. In the drill core we introduced the concept of "break-up" which is defined as the sum of the percentage of the shattered parts within one meter of core, and the fracture frequency converted into a percentage. On the basis of this we defined three zones (zone of near-surface effects, zone of average break-up and tectonic zone), further sub-divided the middle zone into two sub-zones, and recognized a 9 m cyclicity in the fracturing. We also recognized a dip migration in the zone of average break-up which means an increase of dips towards depth. The tectonic zone has a strike-slip character with unknown strike. The sense of the strike slip cannot be determined since both dextral and sinistral striae occur. The presence of the tectonic zone means it is not possible to determine if the break-up of the granite decreases towards depth.

### 1. Introduction

The aim of our research has been to formulate a fairly good tectonic model of the area and to generate data for the hydrological model of the region. The research was divided into two stages. First we collected field data from the granite outcrops, then we examined the igneous material of the Üveghuta (Üh-1) drill core.

### 2. Methods applied and terms

In the *outcrops* we tried to measure sections of a standard length (10 m where possible) and in several directions if possible. In the case of longer (a few tens of m) sections we chose a representative section that we thought best characterized the whole outcrop. We fixed the direction of the sections and then from a fixed point we measured all the fractures moving in the same plane as much as possible. We recorded the distance between the joints with cm, and their width with mm accuracy. We also measured the dips and dip directions of the open joints and faults. We did the same with all measurable faults, in addition to the sections, and drew lower hemisphere stereograms from them. We mapped the fractures along which there is a clear water-permeability and also weathering of the rock.

In the *drill core* the main aim was to genetically group the fractures. From this we could divide the fractures of the granite into two groups. The first comprises tectonically formed fractures, the other the breakage of the rock that was produced by the drilling. The only difficulty in this work was distinguishing fractures caused by the drilling from the naturally occurring ones. Once criteria had been established to identify structures caused by drilling they could easily be separated from the geological phenomena.

Nevertheless we noted that the drilling had caused geological fractures to become weaker or slightly open. As a result we could only rarely determine the original width of the joints. This makes it rather difficult to compare the data with the outcrops, and we could only estimate the linear porosity and its change with the depth. The advantage is that it represents the "worst case" from the hydrological point of view.

We observed several different fracture mechanisms in the drilling. In addition to the fractures, we observed densely broken parts, completely shattered parts and altered parts, this last by alteration of the shattered rock. Due to the drilling method employed it proved impossible to measure the azimuth of the planar structures.

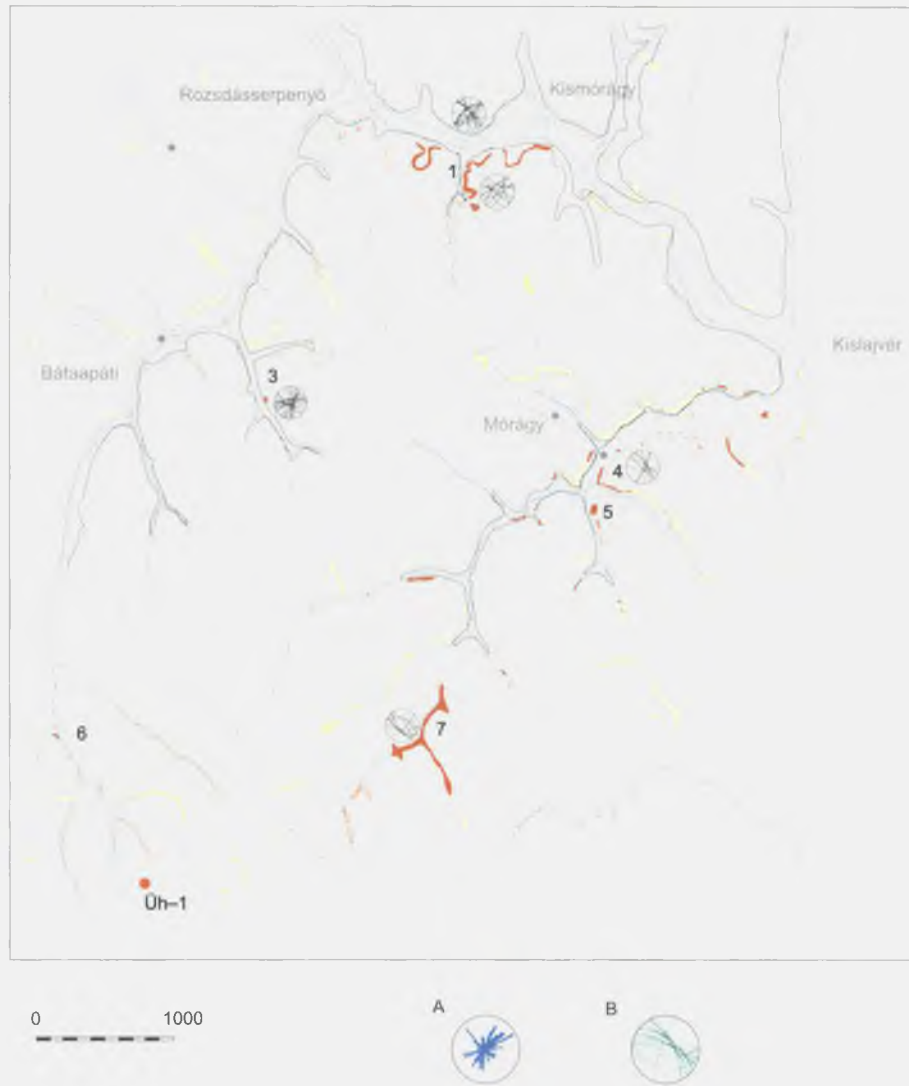
In the following description we call the planar structures fractures, cracks and joints. The rock units are divided into three differently broken up zones. The concept of "break-up" means combining the fracture frequency with the shattered sections and shows how much the rock actually is fractured.

### 3. Outcrops

During the field observation stage we measured 104.31 m of cross sections, detected 578 fractures and noted down the data of 106 faults and joints in 7 outcrops.

#### 3.1. Faults and strike slips

We measured 21 such data altogether. In outcrop 2 we found four, in outcrop 4 one, in outcrop 5 fourteen and in outcrop 6 two measurable faults. In most cases it was not possible to determine the direction of movement on the fault plane, so because of the uncertain data and the age of



**Figure 1. The location of the outcrops, the data and the thematic stereograms**

A. The stereogram of all the faults with striae. B. The rose diagram of all the fractures and faults

**1. ábra. A felszíni tektonikai reambuláció során mért feltárások, az adatok és a tematikus összesítések projekciói**

A. Az összes elmozdulásos sík projekciója. B. Az összes vető és törés dőlésadatának rózsadiagramja

the rock we did not think it worth doing a stress-field analysis. In Figure 1 we show the projection of all the measured faults, strike slips and joints. We also indicate the projection of outcrop 5 and the projection of all the faults. These projections are similar, but outcrop 5 contains 14 of the 21 faults. The fault data of the individual outcrops are shown in Figure 1.

### 3.2. Joints

On the projections shown on the map we indicate both the joint data and the faults. We did not draw a separate projection with the faults but they can be found in the projection of all data. There is no single dip direction, and the outcrops are cut frequently and in all directions by faults and joints.

### 3.3. Fracture frequency

Fracture frequency expresses the quantity of faults and joints that cut the rock. It takes into account not only the measurable fractures but also the ones without measurable dip.

We studied the distribution of the width of the fractures in relation to their distance from each other and we found that most fractures were 1–2 mm wide and their distance from each other fell between 0–50 cm. Since the distribution of fractures is related to the strike of the cross section, we divided the data into two groups depending on the strike of the section. The two strike groups are “N–S” and “NE–SW”. Figures 2A and 2B show the relationships between fracture distance and fracture width. To construct these diagrams we laid a grid on the original diagram, counted the dots in each square of the grid and ordered

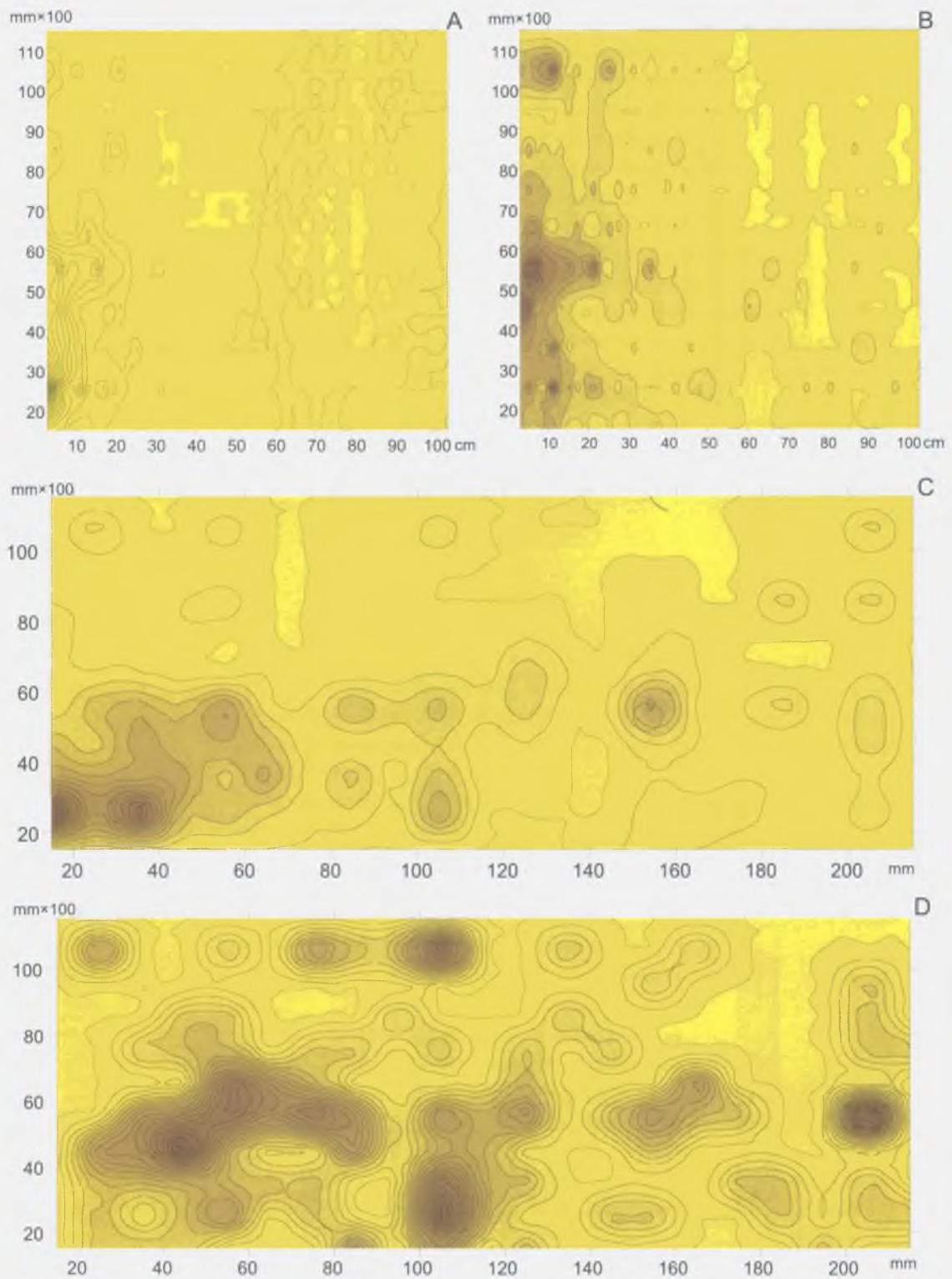


Figure 2. The contoured map of the distribution of fault distance fault width in the two cross section groups

A. "NE-SW" group, fault distance up to 100 cm. B. "N-S" group, fault distance up to 100 cm. C. "NE-SW" group, fault distance up to 20 cm. D. "N-S" group, fault distance up to 20 cm

## 2. ábra. Az iránycsoportok töréstávolság-törésszélesség eloszlásának izovonalas megjelenítése

A. ÉK-DNy-i iránycsoport, töréstávolság maximum 100 cm. B. É-D-i iránycsoport, töréstávolság maximum 100 cm. C. ÉK-DNy-i iránycsoport, töréstávolság maximum 20 cm. D. É-D-i iránycsoport, töréstávolság maximum 20 cm

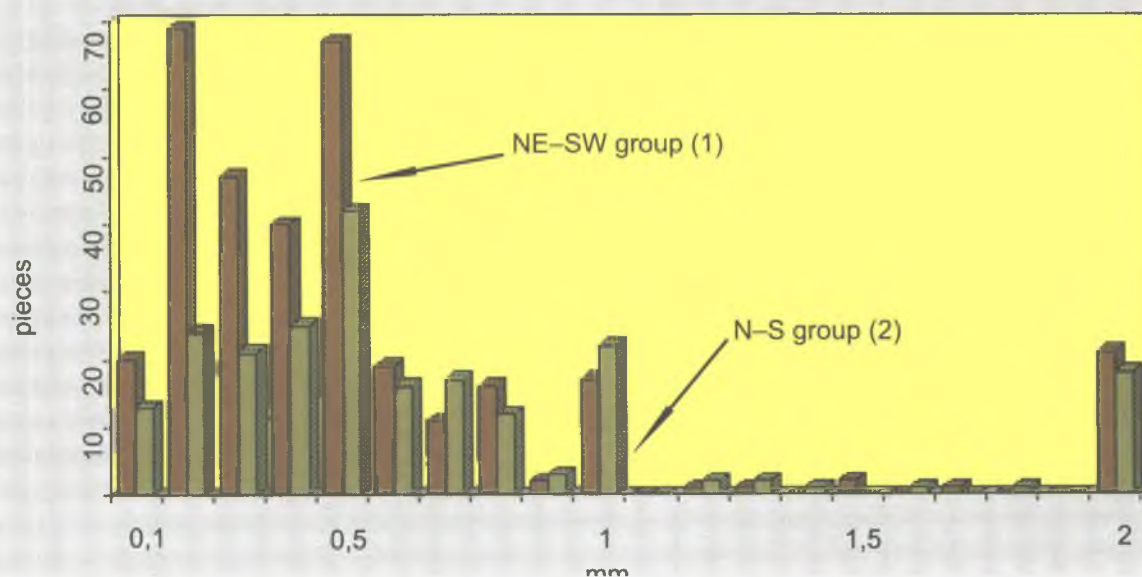


Figure 3. The distribution of fracture widths

3. ábra. Törésszélességek darabszám szerinti megoszlása

1 – ÉK-DNy-i iránycsoport, 2 – É-D-i iránycsoport

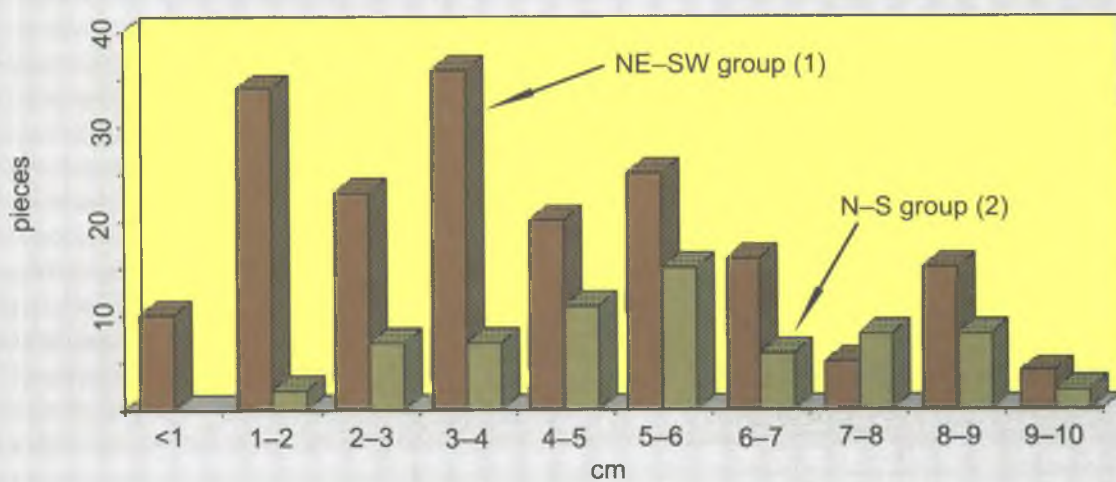


Figure 4. The distribution of fracture distances between 0–10 cm

4. ábra. A 0–10 cm közötti töréstávolságok darabszám szerinti megoszlása

1 – ÉK-DNy-i iránycsoport, 2 – É-D-i iránycsoport



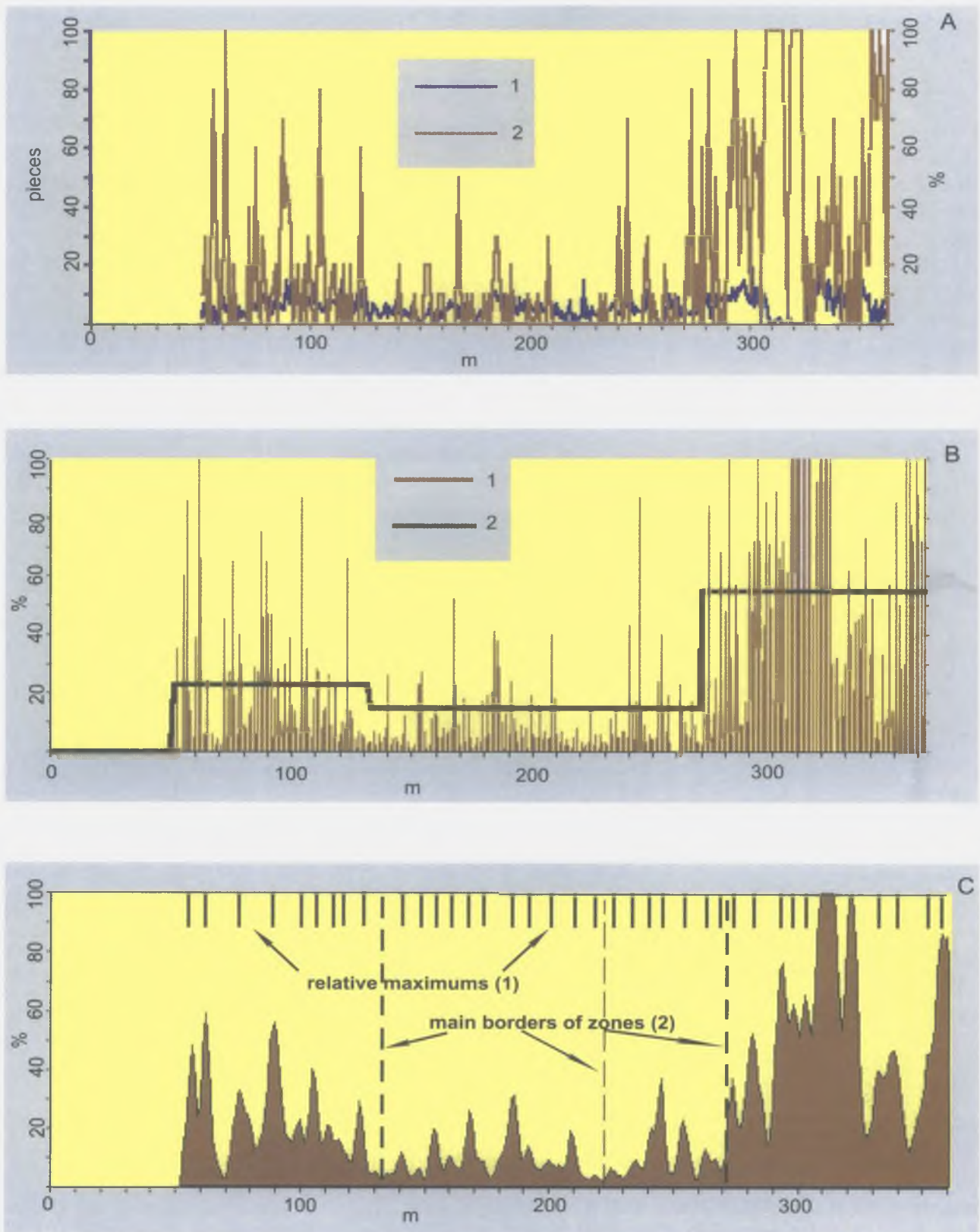


Figure 5. The fracture frequency, shattered parts and break-up in relation with the depth

A. Fracture frequency and shattered parts: 1 – fracture frequency, 2 – shattered parts. B. Fracture frequency and shattered parts united (break-up): 1 – break-up, 2 – average break-up of the zones. C. The fracturing in relation to depth (2nd running average)

5. ábra. Törésgyakoriság, összetört szakaszok és töredezettség a mélység függvényében

A. Törésgyakoriság és összetört szakaszok: 1 – törésgyakoriság, 2 – összetört szakaszok. B. Törésgyakoriság és összetört szakaszok összevonva (töredezettség): 1 – töredezettség, 2 – zónák átlaga. C. Töredezettség a mélység függvényében (2. futó átlag): 1 – relatív maximumok, 2 – fő zónahatárok

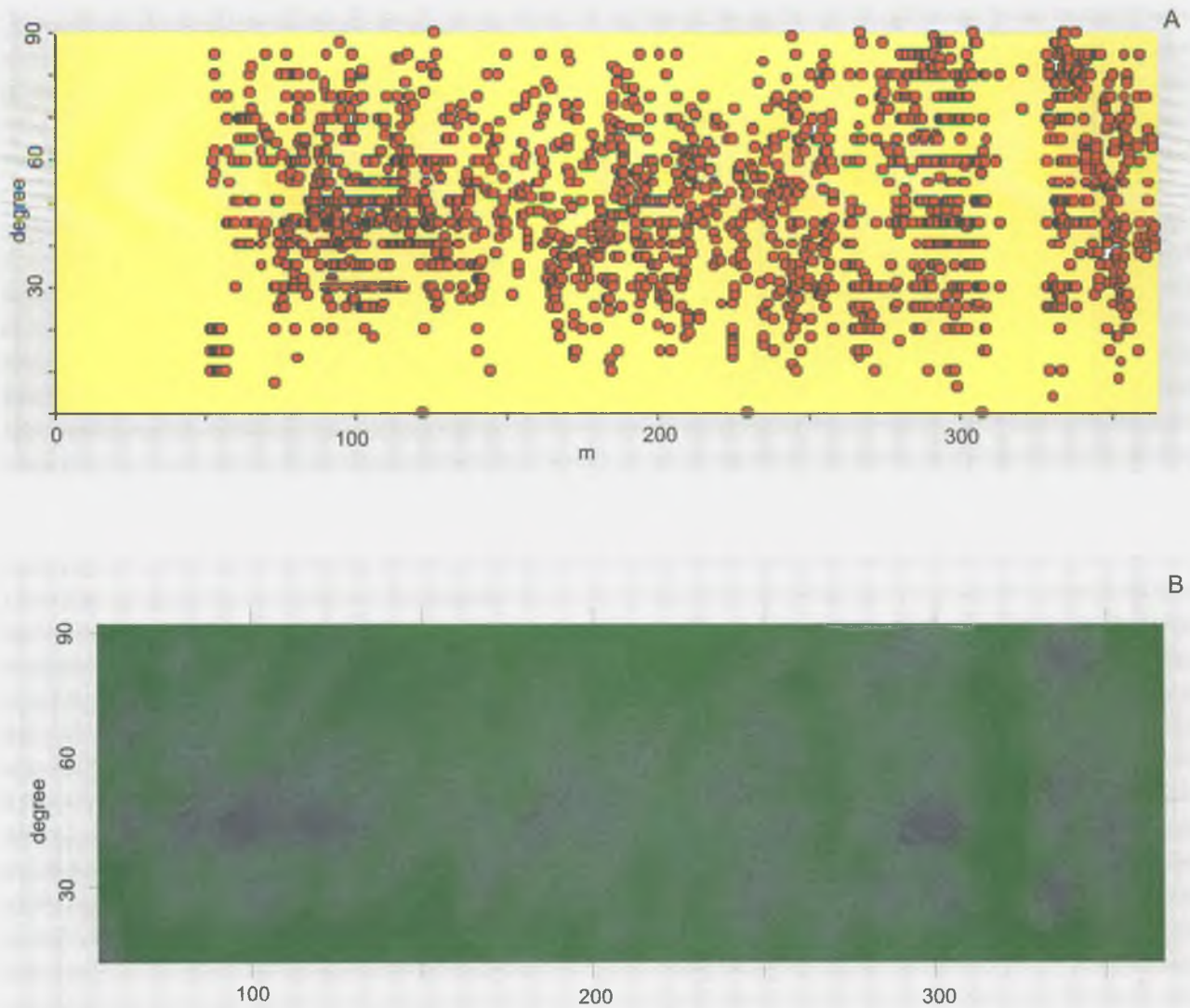


Figure 6. Change of the dips in relation with the depth (A) and its contoured map (B)

6. ábra. A törésszögek változása a mélység függvényében (A) és ennek izovonalas ábrázolása (B)

the numbers to the center of the square. This three-dimension matrix was turned into a contoured map. The clear division into two groups indicates it was necessary to do further analysis on each group individually.

### 3.4. Comparing the two cross-section groups

The "N-S" group actually includes strikes between  $315-135^\circ$  and  $10-190^\circ$ , while the "NE-SW" group includes strikes between  $40-220^\circ$  and  $80-260^\circ$ .

Figures 2C and 2D show only the characteristic parts of Figures 2A and 2B, between 0-20 cm. It is apparent that in the "NE-SW" group the fractures are denser but their width is smaller. In the "N-S" group there are less fractures but these are more open.

Figure 3 shows the distribution of fracture widths.

There is an apparent difference between the two groups. The "NE-SW" group contains many more fractures but the width of them is closer to zero than in the "N-S" group where the fractures are wider.

We also studied the distribution of the distance between the fractures in the 0-10 cm range (Figure 4).

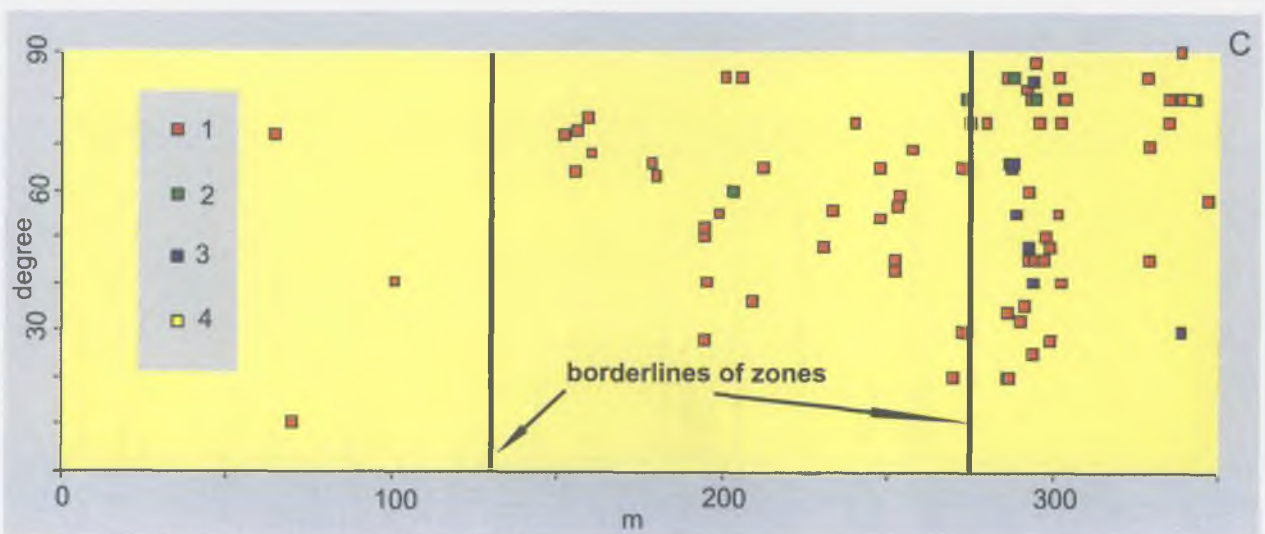
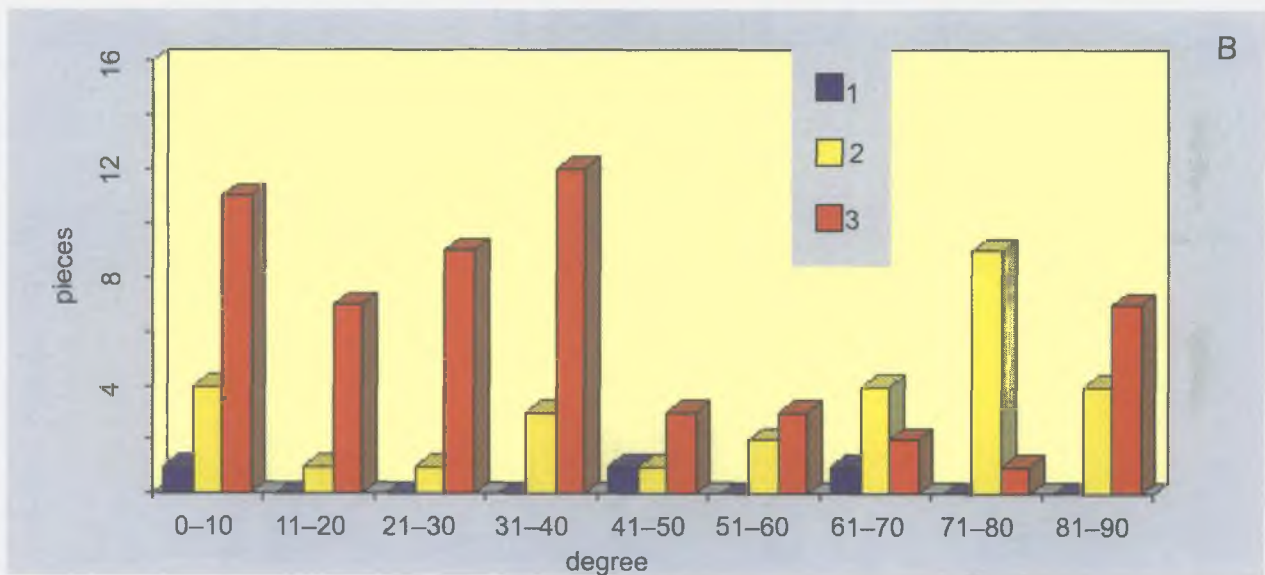
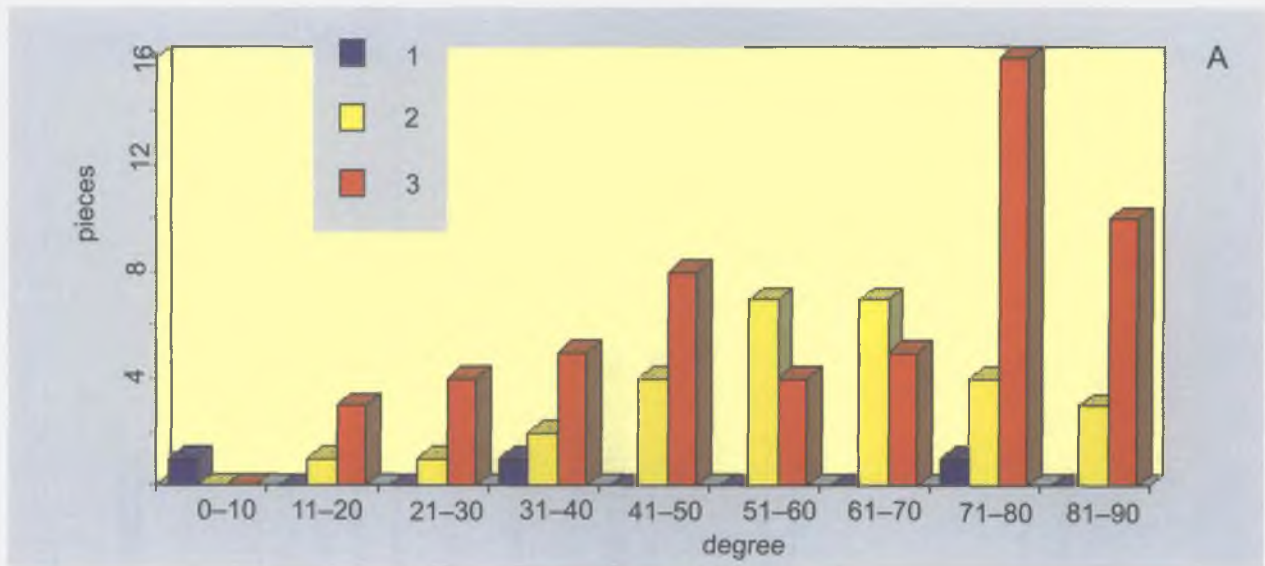
There is again a distinct difference between the groups. The "NE-SW" group has data in the 0-1 cm range, and the higher peaks are definitely towards the smaller distances.

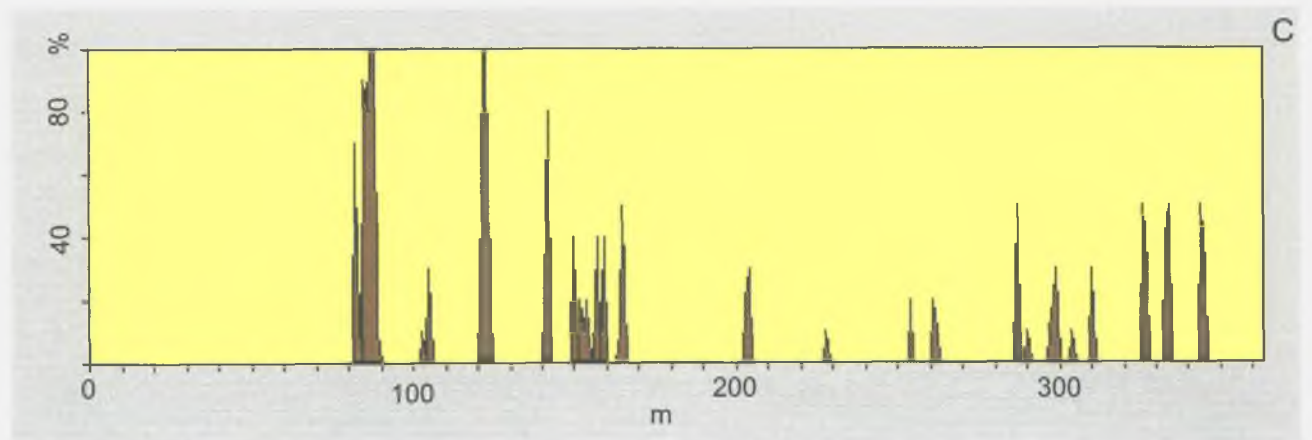
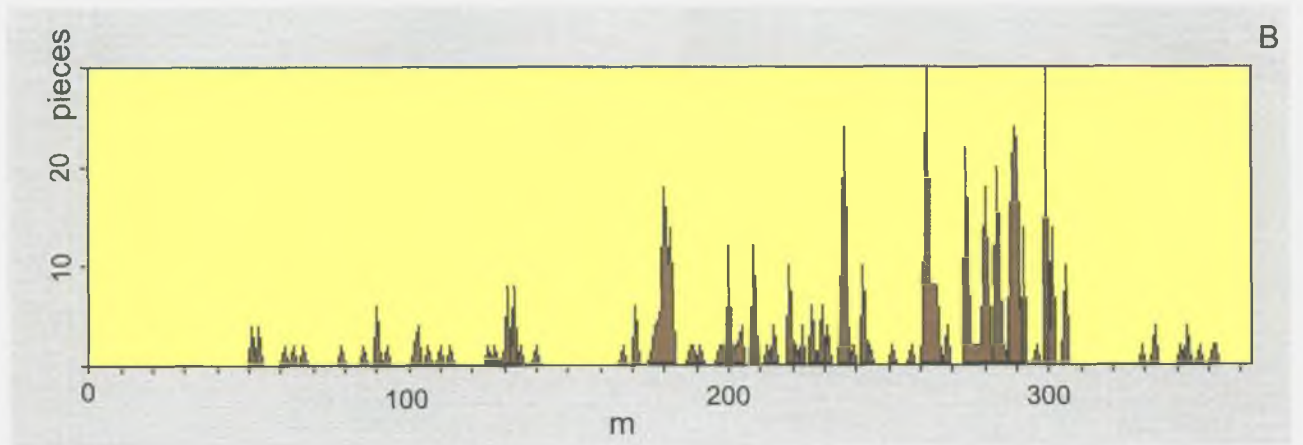
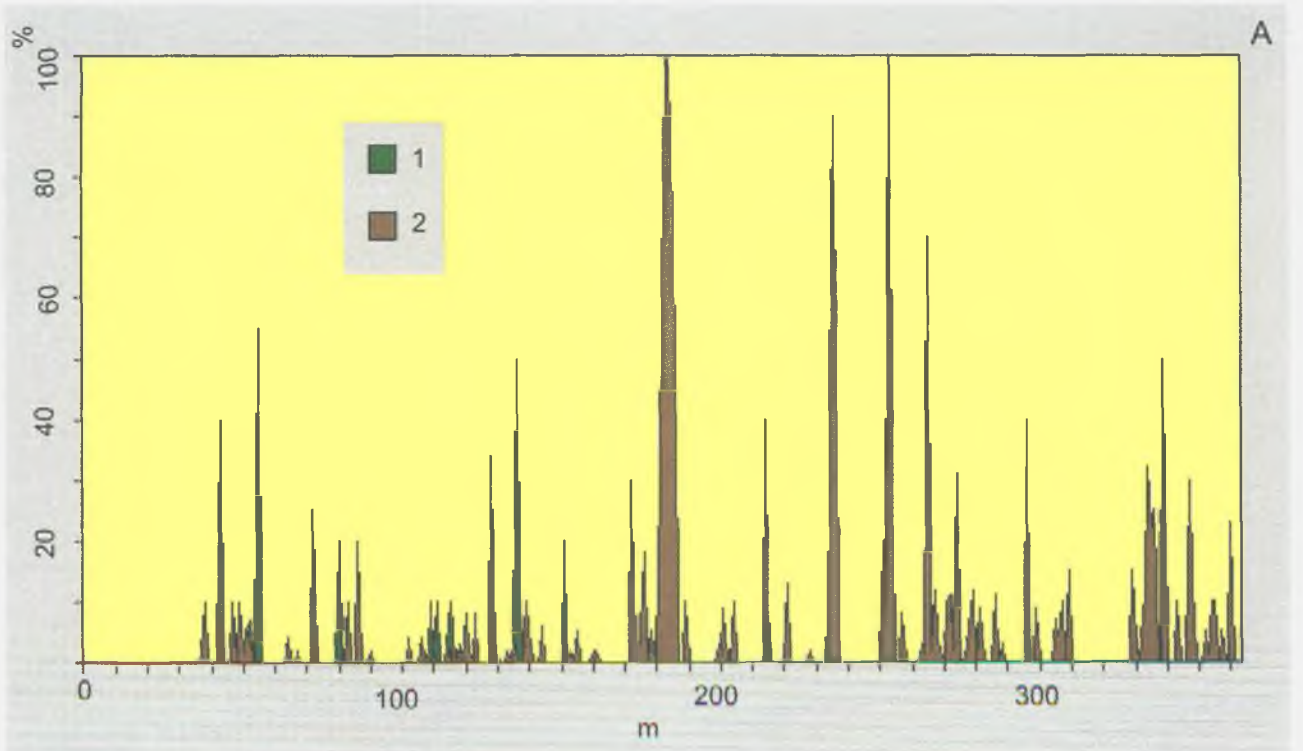
### Figure 7. Faults with striae

A. Dip of faults with striae: 1 – zone of the near-surface effects, 2 – zone of average break-up, 3 – tectonic zone. B. Pitches: 1 – zone of the near-surface effects, 2 – zone of average break-up, 3 – tectonic zone. C. Distribution of dips of fault planes with striae in relation with the depth: 1 – uncertain, 2 – dextral, 3 – sinistral, 4 – normal

### 7. ábra. A vetőkarcos síkok adatai

A. A vetőkarcos síkok dölése: 1 – felszín közeli hatások zónája, 2 – átlagos töredezettségű zóna, 3 – tektonikus zóna. B. A vetőkarcok karcshöge („pitch”): 1 – felszín közeli hatások zónája, 2 – átlagos töredezettségű zóna, 3 – tektonikus zóna. C. A vetőkarcos síkok dölésének megoszlása a mélység függvényében: 1 – bizonytalan jellegű, 2 – jobbos, 3 – balos, 4 – normál; felirat = „zóna határok”





From this it can be concluded that the fractures in the "NE-SW" group are denser but less wide than the ones in the "N-S" group. These sections contain those parts where the rock is so densely fractured that it is practically impossible to measure individual data. There is a difference between the average fracture frequency of the two groups, which is 6.98 in the "NE-SW" group and 4.21 in the "N-S" group (Plate I, 1-2).

Finally a few general remarks about the outcrops and the rock. The condition of the granite is rather heterogeneous considering all the outcrops. In outcrop 4 it was fairly fresh while in outcrops 3 and 7 it was so friable that it crumbled on touch. The once open but later cemented fractures are also characteristic for the fresh granite while the friable parts are densely cut through with open fractures along which the effects of flowing water can be noticed.

As a rough summary we can say that the weathered granite bodies can be found in the SW of the area while in the NE the granite is fresher.

### 3.5. Linear and area porosity

Due to the nearly perpendicular form of the section it was possible to calculate the linear and area porosity of the outcrops. It was not possible to calculate the volume porosity since the rock was either very friable or too steep to climb so we could not measure the third direction. The calculations were made using the method of KOVÁCS (1979), and the results are shown in Figure 1.

The porosity is calculated with the aid of the following equations:

$$n_l(x) = \Sigma l_i(x)/L(x),$$

$$n_a(xy) = 1 - [1 - n_l(x)] \times [1 - n_l(y)] + n_l(x) \times n_l(y),$$

where  $n_l(x)$  is the linear porosity belonging to the section  $x$ ,  $\Sigma l_i(x)$  is the sum of the fracture widths along the section  $x$ ,  $L(x)$  is the length of the section  $x$ ,  $n_a(xy)$  is the area porosity of the area determined by the sections  $x$  and  $y$ .

## 4. The Üveghuta-1 drill core

We measured a total of 1829 fractures, joints and faults in the drill core; 1375 in the upper part and 454 in the tectonically controlled part. Apart from a few mm wide veins, we measured 427 few cm, and sometimes a few meter wide dikes and veins. As for their composition, 16 were quartz, 131 aplite and 280 carbonate veins.

**Figure 8. The distribution of different dikes and veins in relation to depth**

A. Percentage of quartz veins and aplite dikes per meter: 1 – quartz veins, 2 – aplite dikes. B. Frequency of carbonate veins. C. Percentage of sections with deformational fabric per meter

### 8. ábra. A különböző telérek megoszlása a mélység függvényében

A. Kvarc- és applittelérek százalékos megoszlása: 1 – kvarctelér, 2 – applitelér. B. Karbonáttelérek gyakorisága. C. Irányított szövetű szakaszok százalékos megoszlása

## 4.1. General description of the fractures

Basically the Carboniferous granite in the drill core can be divided into two parts tectonically, namely an upper part and a lower, tectonically influenced part. How this division is made, where the borderline is and how the granite is subdivided into smaller tectonic units is discussed later.

Considering the whole drill core, most fractures and cracks can be identified as having a tectonic origin. However, we cannot exclude the possibility that some of the fractures are cooling cracks, although this does not influence the hydrogeological model.

On average every tenth fracture contains striae (Plate I, 3). On almost every occasion clayey, chloritic, and soapy material covers the surface of the faults (Plate I, 4). Different aplite dikes, quartz, carbonate and dolomite veins are also common. Their width varies between a few tenths of millimeters to a few meters.

The surface of the fractures is usually smooth. This is mainly characteristic of the 45-50° and the 65-70° dipping fractures. Among the low angle or the very steep (80-90°) faults we found a lot of uneven surfaces.

In an artificial exposure such as a drill core and without the azimuth of the measurable elements we can not undertake the determination of stress fields and their succession. However in several places we observed that the faults cut the different dikes and veins.

## 4.2. Fracture frequency, and shattered parts

Fracture frequency means the number of fractures found within one meter. In our case besides the fracture frequency we tried also to take the densely broken, the shattered and the altered parts into consideration (Figure 5A, Plate II, 1-4). Only by considering all of this types can we get a fairly accurate picture how much is the degree of fracturing in the rock.

To combine the two diagrams, we have to convert the fracture frequency to percentage (Figure 5B). This can be done by stipulating that 100 fractures per meter is equal to 100% break-up. In other words there is a fracture in every cm.

The diagram shows three separate zones in the igneous rock (it also indicates the average break-up). The *zone of near-surface effects* extends down to 134 m and the average break-up in it is 23%. This corresponds to the reduced speed section of the seismic borehole curve (HERMANN et al. 1996). The next zone down to 272 m is the *zone of average break-up*. Here the average break-up is 15%. The 272 m level corresponds to DEERE's RQD-diagram that was recorded by GYALOG and TUNGLI (1997). In the third *tectonic zone* both the fracture frequency and the percentage of shattered parts increases and the average break-up is 55%.

We made a second running average of the diagram in Figure 5B, and the result can be seen in Figure 5C. Note the two sub-zones within the zone of average break-up. The borderline between them is at 223 m (thin dashed line). If we mark the characteristic peaks of the graph (top thick lines) we can notice that the peaks lie about the same distance from each other all along the drill core and the average distance between them is 9 m. This is the smallest scale cyclicity we discovered in the drill core.

The question arose whether all the fractures are responsible for the above mentioned zones or if there is a

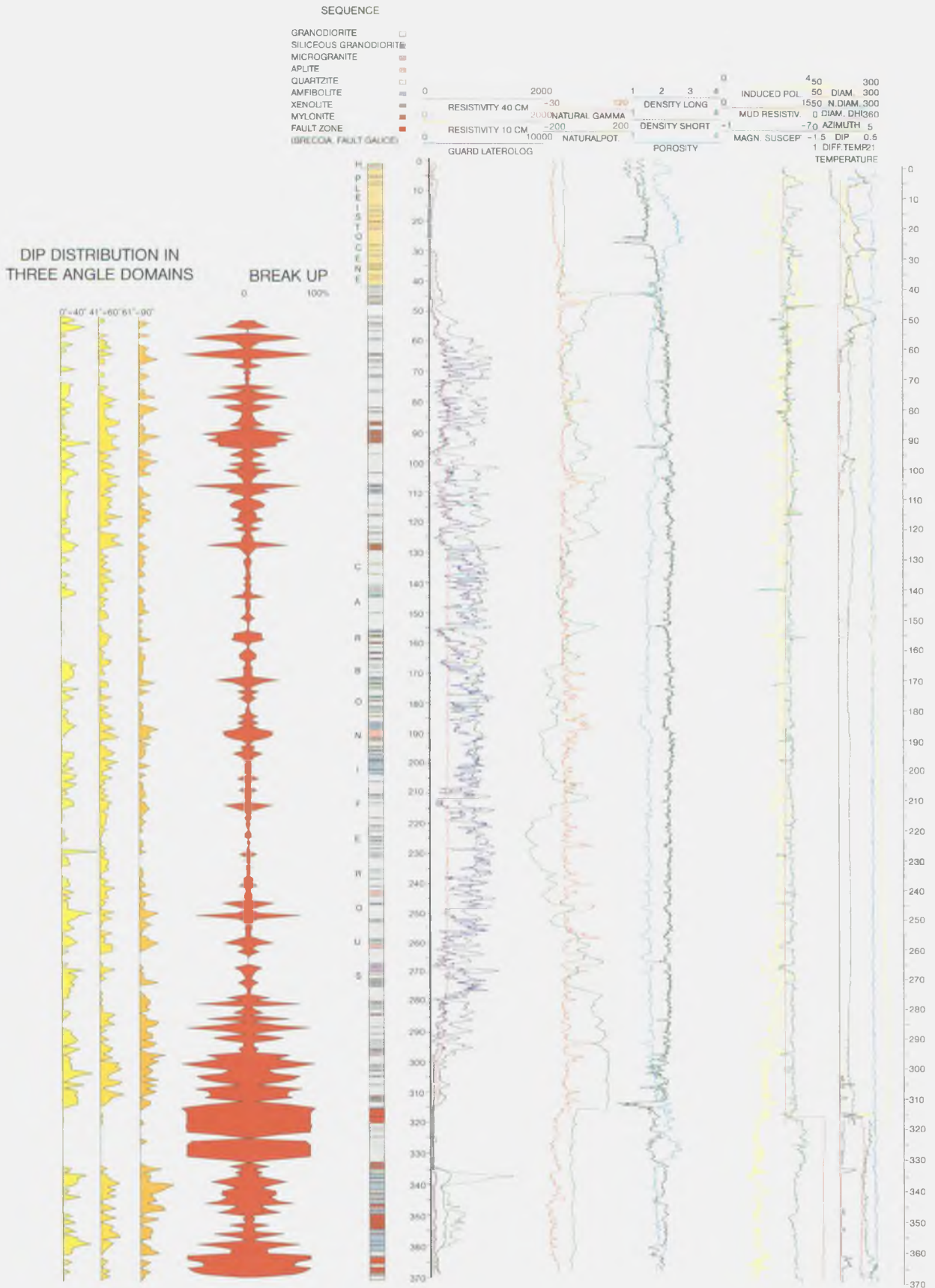


Figure 9. The break-up of the Üh-1 drill core and its correlation with the borehole log

9. ábra. Az Üh-1 fúrás töredezettsége és korrelációja a karotázssal

connection between a certain dip of the fractures and the zones. To decide this we studied the dip-depth connection of our data.

#### 4.3. The distribution of fracture planes in relation to the dip and depth

We divided the 90° angle domain into 10° sections and studied the distribution of dips. Half of the fractures fall between 31–60° with the maximum at 41–50°. The maximum is in good correlation with the results of the seismic fault analysis (PRÓNAY et al. 1996), which showed 45° as the dip of the tectonic zone.

Our next question was whether in the separate angle domains the distribution of fractures show the zones and which angle domain is predominant. For this we examined three angle domains (0–40°, 41–60° and 61–90°). The tectonic zone is marked by all angle domains, but most characteristically by the steepest. The zone of the near-surface effects is best characterized by the middle angle domain.

We can conclude that by studying the distribution of dips relative to depth we did not get any essentially new results. Next step we looked at the dips in relation to the depth (Figure 6A). Initially the picture looks complicated picture but there are distinct differences in the density of the dots. To give a more graphic picture we laid a grid on the dip-depth matrix. We calculated the number of dots within the squares of the grid and ordered the numbers to the center of the squares. This three-dimensional matrix was turned into a contoured map (Figure 6B). The three zones can easily be separated.

In the *zone of near-surface effects* the local maximum line up in an “E–W” direction between 40–50°. At the bottom of the zone, and to some extent all through the zone a “NE–SW” tendency has been observed, together with a weaker direction perpendicular to this.

In the *zone of average break-up* these two directions become more dominant with a stronger “NE–SW” and a less dominant “NW–SE” tendency. Apparently the “ranges” overlap one another towards the deeper part and at least two separate ranges can be clearly seen with the beginning of a third one, which is suppressed by the tectonic zone.

Towards the deeper part the fractures gradually become steeper and steeper. Where the dip of the fractures reaches a maximum of about 60–70°, the next range starts with a small dip component. This range again gets steeper and steeper. So what we see is an increase in dip of the fractures towards depth. The zone of average break-up describes the whole granite body best since it lacks the effects of weathering and is not affected by tectonics. Naturally the older, pre-Carboniferous tectonic events did not leave this zone untouched so we cannot give a genetic explanation to the phenomena to be seen here. We cannot say how much is the effect of the tectonics or the cooling of magma or maybe something else. The mixing of effects is also possible.

In the *tectonic zone* other trends can be noticed. We have to leave out the “N–S canyon” at 320 m because it is caused by the lack of data in the shattered and altered granite. Apart from this we again see the “E–W ranges” as in the zone of the near-surface effects, but this time not in the same angle domains. Although there is a maximum between 40–50°, the dominant peaks are in the 20–30° and 80–90° domains. Besides the “E–W” ranges a “N–S”

trend can be noticed at the base of the drill core along with a “NE–SW” trend.

We can conclude that in the different zones fractures of different dip are responsible for the character and basically the presence of the zones. The zone of the near-surface effects is mainly marked by 40–50° fractures, the tectonic zone by 20–30° and 80–90° dipping fractures.

#### 4.4. Fractures with striae

A separate section is devoted to the most characteristic tectonic phenomenon, the planes with striae (Plate I, 3). We measured altogether 87 such planes. In Figures 7A and 7B the distribution of dip and pitch in relation of the depth is visible.

In the *zone of the near-surface effects* there is not enough data to perform an analysis. There are 29 data from the *zone of average break-up* with maximum dips between 50–70°. The vertical striae show the dominance of normal faults besides the strike slips. There is a radical change in the *tectonic zone* where the characteristic dip is steep and at the same time the dominant striae show strike-slip movement.

There is an interesting relationship between the plane dip and the character of the striae which can be related to depth (Figure 7C). On one hand the number of such planes suddenly increases in the tectonic zone but they can also be found in the zone of average break-up. In detail we see that in the zone of average break-up the normal faults are dominant with steep pitch on steep planes. We noticed the increase of plane dips with depth in this zone, and the same trend can be seen in Figure 7C although the number of data is less. It is interesting to see that with the increase of dips the pitches get steeper too. In the *tectonic zone* there are two denser patches instead of trends. There are lots of steep planes with horizontal pitch, mostly dextral. The other group is of 40–50° (60°) dipping planes with similar but a little less steep pitch, mostly sinistral. So we can also call the tectonic zone the zone of strike-slip faults.

#### 4.5. Dikes and veins

The Carboniferous granite is cut by veins of different materials. Due to the different material properties the fracture frequency in the veins is different from the host rock. The quartz veins are hard and impermeable, the carbonate veins (Plate II, 5) are however not stable from this point of view. The aplite veins are less hard and more brittle than the quartz veins and they break very easily so they are often densely cut up by irregular fractures.

We indicated the distribution of all types of veins in relation to depth. In the case of the quartz and the aplite we took their width into consideration as well (Figure 8A). The most quartz veins occur at depths between 100–170 m but they are not found in the tectonic zone. The number of carbonate veins increases towards depth and they reach their maximum density between 260–300 m (Figure 8B). The magmatic rock weakened by the tectonic zone was ideal for the carbonate veins to form. Aplite veins can be found all along the drill core with a maximum between 180–260 m in the zone of average break-up. The carbonate veins are too thin for their width to be taken into account (the only exception is between 343.4–348.3 m where dolomite is the matrix of a breccia).

#### 4.6. Deformational fabric

From time to time we met deformed parts in the drill core which had been produced by stress (Plate II, 6). The degree of deformation varied from mylonitic to slightly deformed minerals. The dip of the lineation was generally steep and a bit uneven.

We show the percentage of deformed parts per meter in Figure 8C. These deformed sections are denser in the upper part of the granite body (they probably correlate with the quartz veins) but they can also be found more or less everywhere in the drill core. We can conclude that their formation was independent of the formation of the tectonic zone, and was probably an earlier event.

#### 4.7. The correlation of tectonic phenomena with the borehole log

The resolution of the borehole log is 10 cm. This is not greater than the frequency, diversity and complexity of our data, but the continuous registration of the physical parameters makes it possible to examine the fractured parts with another method.

One of the results of the correlation was that we could calibrate the geological column to the borehole log and so our data got absolute depth (Figure 9). This meant moving the geological column and all the data connected to it downwards by 60 cm.

The most apparent correlation is shown by the bore-

hole diameter curve because the shattered, altered and densely fractured rock fell out because of the drilling.

We can also register the changes in physical parameters because of the changes in the fracturing, in the resistivity, porosity and density curves. The resistivity and density falls, while the porosity increases. The change of all three parameters shows unambiguously the shattered, altered and densely fractured parts. Apparently these sections show the greatest differences compared the unaffected rock.

The other elements we examined for correlation were the veins and dikes, especially the aplite and quartz veins, since the carbonate veins are too thin for the resolution of the borehole logging. The presence of the aplite dikes and quartz veins are again shown by several curves. The natural gamma shows peaks where dikes and veins can be found, while the magnetic susceptibility, the density and the porosity drop.

#### 4.8. Comparison between the outcrops and previous drill cores

The basis of the comparison are the measurements in the outcrops (MAROS and PALOTÁS 1995) and the fracture data from the former drill cores: Feked-I, -II, -III, -IV and -V (MAROS 1995).

While the fracture frequency in the Feked drill cores was two and a half times greater than in the outcrops and the Üveghuta-1 drill core, the latter two could be compared with each other (Table 1). In the drill core the average break-up of the tectonic zone is twice to three times more than in the zone of near-surface effects and the zone of average break-up respectively. All three average break-up in the drill core (22.79%, 14.76%, 54.72%) is greater than the average of the outcrops (10.05%).

The working theory of a decreasing in fracturing towards depth, which was shown in the Feked drill cores, could not be verified in the Üh-1 drill core because of the tectonic zone.

### 5. Summary

The main *conclusions* of our study are:

1. In the outcrops we showed that the different attributes of the fractures are related to the direction of the cross section. The outcrops belonging to the "NE-SW" group are more frequently cut through by fractures than the "N-S" group but these fractures are less open.
2. The drilling went into and stopped in a tectonic zone. The beginning of the zone had been thought to be at 295 m but as a result of out measurements we specified it at 272 m.
3. The tectonic zone is of strike-slip character with unknown strike. It is not possible to say whether the strike slip is dextral or sinistral, since pitches of both types occur.
4. Due to the tectonic zone we cannot determine if the fracturing decreases towards the depth as it is commonly supposed
5. The drill core can be divided into three differently fractured zones, within this the middle zone further subdivided into two sub zones. A 9 m cyclicity can be recognized.
6. In the zone of average break-up we recognized a cyclic dip migration with the dips increasing towards the depth. Its origin is unknown so far.

Comparison of the break-up in the outcrops and in the drill core Table 1

Locality		Fracture frequency pcs/m	Shattered parts (%)	Breakup (%)	Lin. porosity (%)
Borehole Üveghuta-1	-	5.82	24.74	30.56	-
	52-134 m	6.33	16.46	22.79	-
	134-272 m	5.05	9.71	14.76	-
	272-364.5 m	6.63	48.09	54.72	-
Boreholes Feked-	-II	14.05	-	-	-
	-IV	14.1	-	-	-
	-V	12.23	-	-	-
Bátaapáti, Nagymórágý valley	-	5.61	10.8	15.98	0.3
Mórágý, protected outcrop	a	4.17	-	4.17	0.32
	b	2.67	-	2.67	0.48
Mórágý, key section	a	1.35	-	1.35	0.07
	b	1.28	-	1.28	0.036
	c	1.78	-	1.78	0.068
	d	2.46	-	2.46	0.19
Mórágý, railway station, III	a	4.69	-	4.69	0.23
	b	4.53	27.3	32.77	0.9
	cd	10.06	42.4	51.71	0.44
	e	5.11	-	5.84	1.6
	g	3.25	-	3.25	0.88
Mórágý, railway station, VII	a	14.57	4.1	18.54	0.6
	b	5.68	-	5.56	0.67
Üveghuta	-	4.71	-	4.71	0.48
Mórágý, Mely valley	-	4.1	-	4.1	0.26



7. We introduced the concept of "break-up" which means the sum of fracture frequency and the percentage of shattered, altered and densely broken parts within one meter.
8. We compared our results with the outcrops and found that the rock in the drill core was more frequently fractured than the granite in the outcrops.
9. We tried to correlate the drill core with the borehole log and showed the physical criteria of detecting the fractured parts and the dikes and veins.  
We set up a basic event succession but because of

the lack of azimuth data we could not distinguish different stress fields. The *events* are the following:

- magmatic event(s) with late stage aplite dikes,
- cooling (dip migration?),
- mylonitization and deformation of fabric with related late stage quartz veins,
- developing of the tectonic zone,
- argillization and hydrothermal alteration with late carbonate veins.

### References

- HERMANN, L., NEDUCZA, B., PRÓNAY, ZS., and TÖRÖS, E., 1996: Összesítő zárójelentés az Udvari-2. sz. és az Üveghuta-1. sz. fúrások PSQ és PQ méréseiről (in Hungarian: Final report on the PSQ and PQ measurements in boreholes Udvari-2 and Üveghuta-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOVÁCS, GY., 1979: Töredezett, repedéses kőzetek szivárgási tényezője és átteresztőképessége (in Hungarian: Infiltration factor and permeability of fractured rocks). – *Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet (VITUKI) Közlemények* 10, 61 p.
- MAROS, GY., 1995: Feked-I, -II, -III, -IV és -V fúrásokból rendelkezésre állt törésadatokat (in Hungarian: Data on faults in boreholes Feked-I, -II, -III, -IV and -V). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1995: Törések eloszlása és gyakorisága a Mórággy környéki gránitterületen (in Hungarian: Distribution and frequency of faults in the Mórággy granite region). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1996: Az Üveghuta (Üh-1) fúrás tektonikai vizsgálata (in Hungarian: Tectonic study of the borehole Üveghuta-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY, ZS., HERMANN, L., and TÖRÖS, E., 1996: Szeizmikus vetőkutatás az Üveghuta-1. sz. mélyfúrásban és a fúrás környezetében (in Hungarian: Seismic fault exploration in the borehole Üveghuta-1 and its surroundings). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TUNGLI, GY., and 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). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II.* (this volume).

**Plate I – I. tábla**

1. The densely fractured "NE-SW" group  
Az „ÉK-DNy-i” csoport sűrűn töredezett gránitja
2. The less fractured "N-S" group  
Az „É-D-i” csoport kevésbé töredezett gránitja
3. Fault plane with striae  
Vetőkarcos sík
4. Fault plane with chloritic cover  
Kloritos borítású vetősík



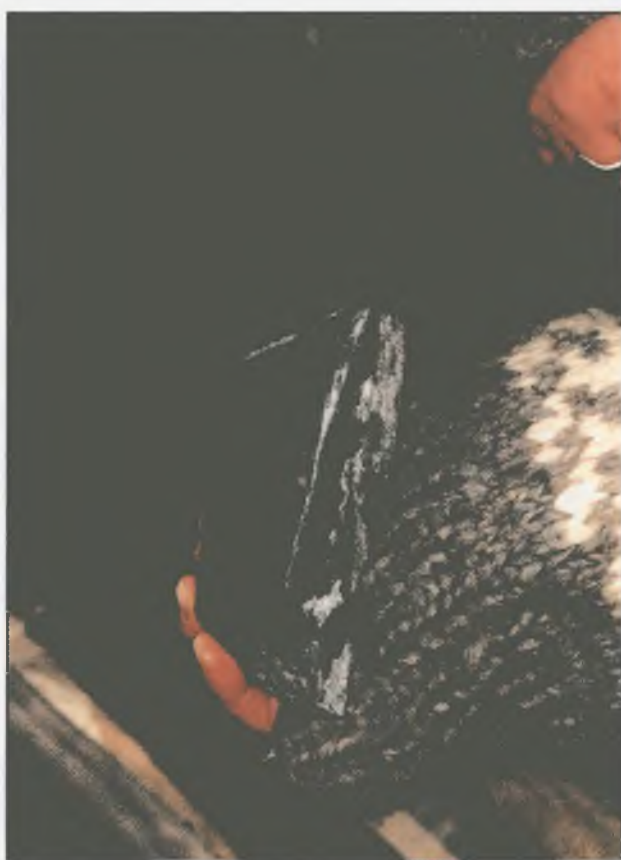
1.



2.



3.



4.

**Plate II – II. tábla**

1. Average fracturing  
Átlagosan töredezett szakasz
2. Densely fractured part  
Összetört szakasz
3. Shattered part  
Murvás szakasz
4. Altered part  
Bontott szakasz
5. Fault in a carbonate vein  
Elvetett karbonátér
6. Deformational fabric  
Irányított szövet



1.



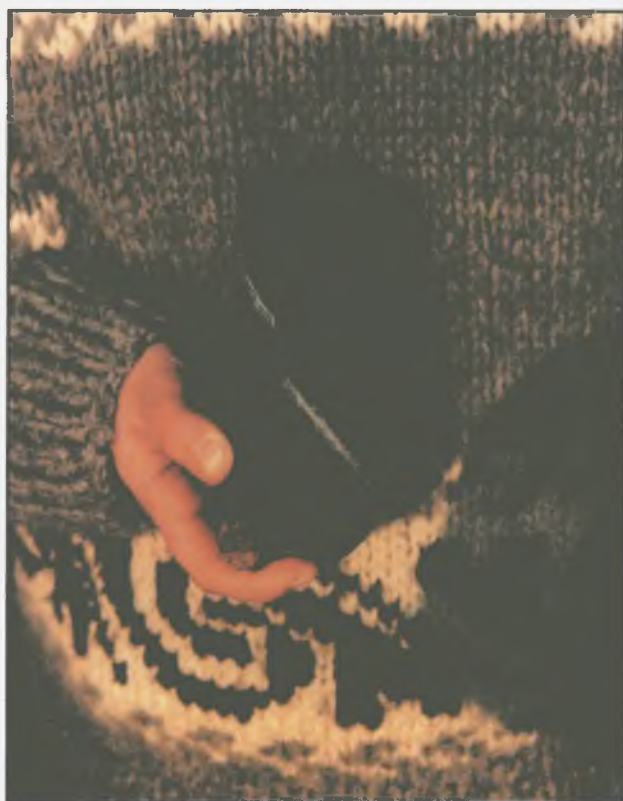
2.



3.



4.



5.



6.



## A MÓRÁGYI GRÁNIT REPEDEZETTSÉGE A FELSZÍNESEN ÉS AZ ÜVEGHUTA-1 FŰRÁSBAN

MAROS GYULA, PALOTÁS KLÁRA

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

A Mórággyi Gránit vízföldtani modelljének megalapozásához vizsgáltuk a gránit repedezettségét, tektonikai állapotát. Egyrészt terepi adatgyűjtést végeztünk a gránitfeltárásokban, majd az Üveghuta-1 fűrás magmás kőzetanyagát elemeztük. A felszíni feltárások elemzése során a törések különböző tulajdonságainak irányfüggőségét mutattuk ki. Az „ÉK-DNy-i” iránycsoportba tartozó feltárásokat sűrűbben és nagyobb számban tagolják törések, de ezek a törések kevésbé nyitottak, mint az „É-D-i” iránycsoportba tartozó feltárások törései. A fűrásban bevezettük a töredezettség fogalmát, amely az egy méterre vetített összetört szakaszok és az egyedi törések százalékának összegét jelenti. Ennek alapján három zónát (felszín közeli hatások zónája, átlagos töredezettségű zóna, tektonikus zóna) mutattunk ki, a középsőt két szubzónára osztottuk, valamint felismertünk egy átlagosan kilenc méteres repedezettségi ciklust. Az átlagos töredezettségű zónában megállapítottunk egy dőlésszög-migrációnak nevezhető, ciklikus jelenséget, amely a törések dőlésszögének mélység felé történő emelkedésében jelentkezik. A tektonikus zóna eltolódásos jellegű, az eltolódás csapása ismeretlen. Az eltolódás jellege nem egyértelmű, jobbos és balos vetőkarcok is előfordulnak. A tektonikus zóna miatt nem lehet állást foglalni arról, valóban csökken-e a töredezettség a mélység felé, amint azt általában feltételezik.

### 1. Bevezetés

Munkánk célja az volt, hogy minél hitelesebb tektonikai képet alakítsunk ki a területről, és hozzájáruljunk a terület vízföldtani modelljének kialakításához. Az észlelési folyamat két részre volt tagolható. Először terepi adatgyűjtést végeztünk a gránitfeltárásokban, majd az Üveghuta-1 fűrás magmás kőzetanyagát elemeztük.

### 2. Alkalmazott módszerek, fogalmak

A feltárásokban lehetőség szerint több irányban, egy-ségnyi (10 méter, vagy ha ekkora nem volt, akkor ezen belül a lehetséges maximum) szelvényeket mértünk végig. Hosszabb (több 10 méter hosszú) falak esetében 10 méteres reprezentatív szelvényt választottunk ki, amely megítélésünk szerint legjobban jellemezte a feltárás egészét. A szelvényirányokat térben rögzítettük, majd egy kiindulási ponttól kezdve, meghatározott és lehetőleg állandó magasságban észleltük a töréseket, repedéseket. Rögzítettük ezek egymástól való távolságát centiméteres pontossággal, és a repedések, litoklázisok szélességét milliméterben. A mérhető (térben elhelyezhető) nyitottságú litoklázisokat, vetőket, elmozdulásokat is bemértük. Ez utóbbi tektonikai mérésorozatot egyébként a rögzített szelvényeken kívül is elvégeztük, a méréseket sztereografikus projekcióban, alsó félgömb vetületen ábrázoltuk. Észleltük a bizonyosan vizgárta litoklázisokat, vizsgáltuk a kőzet mállottságát.

A fűrásban elsődleges feladat volt a törések és repedések genetikai csoportosítása. Eszerint két alapvető csoportra oszthatók a kőzetben található töréses jelenségek. Az egyik a tektonikai, tehát geodinamikai erőhatásra létrejött jelenségek kategóriája, a másik pedig a fűrás által okozott kőzetaprózódás, töredezettség volt. Elkülönítési probléma csak a töréses jellegű jelenségeknél áll fenn, hiszen a fűrés nem képes a kőzet szövétét megváltoztató erőhatás kifejté-

sére. Miután az előbbi kategória ismérveit egyértelműen rögzítettük, az utóbbiakat kiszűrtük a mérendő objektumok közül. Mindenképpen fűrésai sajátosságnak kell azonban minősítenünk azt a tényt, hogy azok a repedések, amelyek a legcsekélyebb mértékben is nyitlak, gyengültek voltak, a fűrás mechanikai igénybevétele miatt eltört, szétvált magokat eredményeztek. Ennek következtében nem, vagy csak elenyésző esetben lehetett a repedések eredeti nyitottságának mértékére következtetni. Ez jelentősen megnehezíti a felszíni feltárásokkal való összevetést, csak becsülhetővé teszi a lineáris porozitást és ennek mélység szerint változását, viszont azzal az előnnyel jár, hogy a vízföldtani modellre nézve „a legrosszabb esetet” képviseli.

A fűrásban észlelt törések, töredezettség többféle megjelenésű volt. A különálló törési síkok mellett megjelentek teljesen összetört, murva méretűre összetört, valamint bontott murvás szakaszok, amelyek a murvás szakaszok utólagos bontása következtében jöttek létre. A mérések során tudomásul kellett venni, hogy a mérendő elemek azimutja a fűrás technológiája miatt észlelhetetlen.

Leírásunkban a kőzetet ért erőhatásokra keletkezett litoklázisokat töréseknek, repedéseknek, litoklázisoknak nevezzük. Bevezetjük a *töredezettség* fogalmát, amelyet a törés-gyakoriság és az összetört szakaszok méréseinek egyesítéséből nyertünk, és amely összességében jellemzi a maganyag összetörtségének mértékét. Az adatok feldolgozása során elkülönített egységeket szakaszoknak ill. zónáknak nevezzük a következő hierarchiában: a három különböző töredezettségű egységet zónának, az ezeken belül tapasztalható illetve ezekkel átfedő kisebb egységeket szakaszoknak nevezzük.

### 3. Felszíni feltárások

A terepi észlelési szakaszban összesen 7 feltárásban, 104,31 m szelvényt mértünk be, 578 törést észleltünk és 106 vető ill. törés adatait rögzítettük.

### 3.1. Vetők, elmozdulások

Összesen 21 ilyen adatot nyertünk. A 2. feltárásban 4, a 4.-ben 1, az 5.-ben 14, a 6.-ban 2 db mérhető síkot találtunk. Ezek közül sok bizonytalan elmozdulási irányúnak adódott, ezért az adatok heterogén eloszlása és a közet rendkívül idős volta miatt nem láttuk értelmét az erőter-analízis elvégzésének. Az egyes feltárásokban mért elmozdulási adatokat valamint a az összes elmozdulásos sík sztereogramját, az összes vető és törés dőlésadatának rózsadiagramját az 1. ábrán tüntettük fel.

### 3.2. Litoklázisok, töréssztyálok

A térképi vetületeken nemcsak az elmozdulásos síkok, hanem a litoklázisok is szerepelnek. Külön ezeket nem ábrázoltuk, az összes adatot ábrázoló projekción viszont összesítve ezek is megtalálhatóak. Nincs különösebben kitüntetett irány az eloszlásban, a felszíni gránitfeltárásokat minden irányban vetők, litoklázisok járnak át.

### 3.3. Törésgyakoriság, iránycsoportok

A törésgyakoriság („*fracture frequency*”) jól jellemzi a közettestek töredezettségét. Figyelembe veszi mindazokat a jelenségeket, amelyeket a magyar terminológiában törésnek, repedésnek nevezünk, beleértve az előzőekben tárgyalt vetőket és litoklázisokat, de azokat a töréseket is, amelyeknek legtöbbször nem lehet rögzíteni a térbeli helyzetét (dőlésirány, dőlésszög), csak a jelenlétét, szélességét stb. Vizsgáltuk a törések, repedések szélességének eloszlását az egymástól való távolságuk függvényében, amiből nyilvánvalóvá vált, hogy a törések zöme maximum 1–2 milliméter szélességű, és az egymástól mért távolságuk 0–50 cm közé esik. Mivel a töréseloszlás mindig összefüggést mutat a feltárások csapásirányával, feltárás-iránycsoportonként ábrázoltuk a töréseloszlásokat. Két iránycsoport adódott: egy „É-D-i” és egy „ÉK-DNy-i”. Ezek töréstávolság-törésszélesség-eloszlását mutatja a 2A-B. ábra. (Az eredeti töréstávolság-törésszélesség mátrixra rácsot fektettünk. A rács központjaihoz rendeltük az egyes négyzetekben csoportosuló pontok számát. Az így keletkezett háromdimenziós mátrixot izovonalasan jelenítettük meg.) A meglehetősen eltérő rajzolat alapján szükségesnek látszott, hogy a további elemzést a két iránycsoportban külön-külön végezzük el.

### 3.4. Az iránycsoportok összehasonlítása

Az idézőjel az iránycsoportok megnevezésében azért indokolt, mivel az „É-D-i” csoportba a 315–135° és 10–190° közötti csapással rendelkező szelvényeket vontuk össze, míg az „ÉK-DNy-i” csoportba a 40–220° és 80–260° közötti csapásúakat. A 2C-D. ábrán sűrűbb ráccsal jelenítettük meg a töréstávolság-törésszélesség mátrixot, és csak a 2A-B. ábra karakterisztikus különbséget mutató 0–20 cm törésszélesség sávját ábrázoltuk. Világosan látható, hogy az „ÉK-DNy-i” csoportban a törések sűrűn helyezkednek el, de a szélességük, nyitottságuk kisebb. Az „É-D-i” csoportban viszont a több magas csúcs azt jelenti, hogy az ilyen irányú feltárások kevésbé sűrűn töredezték, viszont a törések nyiltabbak.

Nézzük meg, mit mutatnak a darabszámokra szerkesztett diagramok, először a törésszélességek szám szerinti megoszlása (3. ábra). Látható különbség adódik abban, hogy az „ÉK-DNy-i” csoportban sokkal nagyobb számban

fordulnak elő törések, a szélességmaximumok azonban az origóhoz közelebb esnek. Az „É-D-i” csoportban ezek a maximumok a nagyobb szélességek felé tolódnak el. Vizsgáltuk még a törések egymástól való távolságának gyakoriság-eloszlását a 0–10 cm-es tartományban (4. ábra). A darabszámok nagyságrendje közötti különbség természetesen itt is fennáll, de különbségek adódnak a diagramok csúcsai között is. A 0–10 cm-es tartományban ismét az „ÉK-DNy-i” iránycsoport mutatkozik kitüntetettnek abból a szempontból, hogy van 1 cm alatti tartomány is, és egyértelműen a kisebb távolságok felé esnek a nagyobb csúcsok. Tehát összefoglalásul megállapítható, hogy az „ÉK-DNy-i” iránycsoportba tartozó feltárásokat törések sűrűbben tagolják, de ezek a törések hajszálnival tartozó feltárások törései. Ezek a feltárások tartalmazzák egyébként a mérésre gyakorlatilag alkalmatlan, rendkívül sűrű töréshálójával átjárt zónákat is. A két iránycsoportra számított, összesített törésgyakoriság-érték is mutatja azt az eltérést, amely az „ÉK-DNy-i” iránycsoportban 6,98, míg az „É-D-i” iránycsoportban 4,21. A fenti következtetéseket fényképek szemléltetik (I. tábla, 1–2.).

Végül néhány általános megjegyzés a feltárásokról és a közeletről. A gránit állapota a feltárások összességét tekintve heterogén. A 4. feltárásban meglepően üdének bizonyult, míg a 3. és a 7. feltárásban olyannyira bontott volt, hogy kézzel lehetett morzsolni. Az előzőre jellemző még az általunk „begyógyult” törésnek nevezett vetők jelenléte, amelyek mentén vízáramlás már nem lehetséges. A bontott részeket viszont sok olyan nyitott, tektonikus eredetű hasadék tagolja, amelyek mentén az áramló vizek hatása jól megfigyelhető. A látszólag legbontottabb közetet tartalmazó feltárások a terület DNy-i részére esnek, az ÉK-i vidéken üdébb a gránit állapota.

### 3.5. Lineáris és területi porozitás

A közelítőleg egymásra merőleges szelvények felvétele lehetővé tette területi porozitásértékek számítását. Térfogati porozitást nem tudtunk számolni, mivel a feltárások vagy omlékonyak voltak, vagy annyira meredek, hogy csak hegymászó felszereléssel és jóval több idő alatt lehetett volna a harmadik szükséges szelvényirányt bemérni. A számításokat KOVÁCS GY. (1979) módszere szerint végeztük, a kapott adatokat a 1. ábrán jelenítettük meg. A porozitást a következő összefüggések segítségével számítottuk:

$$n_1(x) = \sum l_i(x)/L(x),$$

$$n_a(xy) = 1 - [1 - n_1(x)] \times [1 - n_1(y)] + n_1(x) \times n_1(y),$$

ahol  $n_1(x)$  az  $x$  szelvényhez tartozó lineáris porozitás,  $\sum l_i(x)$  az  $x$  szelvényben mért közeletrések szélességének összege,  $L(x)$  az  $x$  szelvény hossza,  $n_a(xy)$  az  $x$  és  $y$  szelvény által meghatározott területi porozitás.

## 4. Az Üveghuta-1 fúrás tektonikai jelenségei

A fúrásban összesen 1829 repedést, törést, elmozdulási síkot mértünk, a felső egységben 1375-öt, a tektonikusban 454-et (MAROS GY., PALOTÁS K. 1996). A milliméternél kisebb vastagságú erektől eltekintve 427 db centiméteres, sőt néha méteres telért mértünk be. Anyaguk szerint csoportosítva: 16 db kvarc-, 131 db apit- és 280 db karbonáttelér akadt.



#### 4.1. A törések általános jellemzése

A fúrásban harántolt karbon magmás összlet tektonikai szempontból alapvetően két részre osztható, egy felső, valamint egy alsó, tektonikus egységre. A két egység elválasztásáról, a határ mélységéről és a karbon összlet további tektonikus tagolásának lehetőségeiről a későbbiekben még szó lesz. A fúrás egészét tekintve a törések és a repedések túlnyomó többsége tektonikusnak minősíthető. Nem zárható ki természetesen az elmozdulásokat nem tartalmazó törések egy részének hüléses eredete sem, ez azonban a vízföldtani modellt kevésbé befolyásolja. A törések közül átlagosan minden tizedik tartalmaz elmozdulási nyomokat (I. tábla, 3). Szinte minden esetben agyagos, kloritos, szappanos tapintású bevonat borítja felületüket (I. tábla, 4). Gyakorlati a különböző telérkitöltések is, amelyek aplit, kvarc, karbonát és dolomit anyagúak. Szélességük illetve vastagságuk változó, néhány tized millimétertől több méterig terjed. A törések síkja nagyrészt sima, ez leginkább a 45–50°-os és a 65–70°-os dölések esetében jellemző. A lapos, de különösen a kifejezetten meredek, 80–90°-os törések között sok az egyenetlen lefutású vagy hajladozó. Olyan kis méretű mesterséges feltárásban, amelyet egy fúrás jelent, valamint a mérhető elemek azimutjának hiányában nem vállalkozhatunk arra, hogy erőtereket különítsünk el, és ezek egymásutánosságát megállapítsuk. Mindazonáltal a megfigyeléseink legtöbbször azt mutatják, hogy a töréses elemek keresztülvágják, és néhol el is vetik a különböző teléreket.

#### 4.2. Törésgyakoriság, töredezett szakaszok

A törésgyakoriság az egy méterre eső törések számát jelenti. Esetünkben a törésgyakoriság mellett megpróbáltuk a murvásan töredezett és a bontott szakaszokat is figyelembe venni (5A. ábra, II. tábla, 1–4). Csak ezek együttes ábrázolása és értékelése ad információt a fúrás maganyagának igazi töredezettségéről. A töredezettség fogalmához a két görbe egyesítésével juthatunk, ha a törésgyakoriságot is százalékosítjuk (5B. ábra). Ezt úgy érhetjük el, hogy önkényesen 100%-osnak tekintjük a törésgyakoriságot, ha 1 méteren 100 db törést észlelünk. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy átlagosan centiméterenként van törés a kőzetben.

Az utóbbi ábra alapján a magmás kőzetek három zónára oszthatók (az ábra a zónák átlagos töredezettségét is mutatja). A *felszín közeli hatások zónája* kb. 134 méterig tart, és benne a töredezettség átlaga 23%. Kb. egybeesik a szeizmikus lyukméréssel (HERMANN L. et al. 1996) kimutatott csökkent sebességű szakasszal. Ezután következik az *átlagos töredezettségű zóna*, amelyben a törésgyakoriság átlaga 15%. Ez a zóna kb. 272 méterig terjed, összhangban a DEERE-féle RQD-diagrammal, amelyet a műszaki ellenőrzés (TUNGLI GY., GYALOG L. 1997) során vettek fel. A harmadik zóna az alsó, *tektonikus zóna*, ahol mind az összetört szakaszok aránya, mind a törésgyakoriság megnő, a töredezettség 55%-os. Az 5B. ábrán látható görbét adathármasonként képzett futó átlaggal kétszer simítottuk, ekkor kaptuk az 5C. ábrán látható görbét. Erre a görbére burkolóvonalként felfutó és lecsengő haranggörbét lehet illeszteni. Ez alapján az átlagos töredezettségű zóna két szubzónára tagolható, amelynek határát 223 méter körül vonhatjuk meg (vékony szaggatott vonal). Még egy szembevetendő következtetés adódik akkor, ha megjelöljük a simított görbe megmaradt karakterisztikus csúcsait (felül, vastagabb szakaszokkal), a csúcsok a maganyag egész hosszát

aránylag egyenletes eloszlásban fedik le. Ha a csúcsok közötti távolságot átlagoljuk, kb. 9 métert kapunk. Ez az általunk felismert legkisebb méretű ciklikus jelenség a fúrásban. Felmerült a kérdés, hogy a fenti zónák meglétéért az összes törés egyformán felelős-e, vagy pedig ezek kitüntetett dőlésszög-tartományokhoz köthetők. Ennek eldöntése érdekében megvizsgáltuk adataink dőlésszög–mélység összefüggését is.

#### 4.3. A törési síkok dőlésszög és mélység szerinti eloszlása

A lehetséges dőlésszög-tartományt 10 fokos szögosztályokra osztottuk, és a törések darabszámát ezekben vizsgáltuk. A törések fele a 31–60°-os tartományba esik, 41–50°-os maximummal. A maximum-érték jól illeszkedik a tektonikus zóna szeizmikus vetőkutatással (PRÓNAY Zs. et al. 1996) kimutatott 45°-os dőlésszögéhez. A következő kérdés az volt, hogy vajon a darabszámok mélység szerinti eloszlása minden zónában az egyes szögosztályokra külön-külön haranggörbét mutat-e és egyáltalán mutatja-e a zónákat, és ha igen, mely szögosztályok mutatják a zónákat leginkább. Ezért az adatokat három összevont szögosztályba (0–40°, 41–60° és 61–90°) soroltuk. A tektonikus zónát mindhárom szögosztály jelzi, legmarkánsabban azonban a legmeredekebb. A felszín közeli hatások zónáját leginkább a középső szögosztály mutatja (9. ábra). Látható, hogy a dőlésszögek szögosztályonkénti elemzéséből a mélységfüggőségre nézve nem jutottunk lényeges plusz-következtetéshez. Ezért minden sík dőlésszögét ábrázoltuk a mélység függvényében (6A. ábra). Ez első ránézésre igen összetett képet mutat, azonban határozott sűrűsödések figyelhetők meg. Ezen sűrűsödési góccok és környezetük szemléletes ábrázolására a dőlésszög–mélység mátrixra rácsot fektettünk. A rács központjaihoz rendeltük az egyes négyzetekben csoportosuló pontok számát. Az így keletkezett háromdimenziós mátrixra izovonalakat szerkesztettünk (6B. ábra).

Mindenekelőtt az látható, hogy jól elkülönül három zóna. A *felszín közeli hatások zónájában* a legnagyobb maximumokat a 134 méterig tartó „KNy-i” gerinc adja, 40° és 50° között. Különösen a zóna alján és a következő zónába átvezető szakaszon tapasztalható, de végül is halványan az egész zónára jellemző egy „ÉK-DNy-i” irányítottág és még halványabban egy erre merőleges irány is. Az *átlagos töredezettségű zónában* különösen pregnánssá válik ez a két irány, közülük az „ÉK-DNy-i” az erősebb és az „ÉNy-DK-i” a kevésbé markáns. Úgy tűnik, hogy ezek a vonulatok a mélység felé haladva kismértékben átfedik egymást, és legalább két vonulat különíthető el világosan, a harmadiknak is megvan a kezdete, de a végét felülírja a tektonikus zóna. Mit is jelent szemléletesen ez a trend? Azt, hogy ezeken belül, a mélység felé haladva, lassan átmenetekkel, de egyre meredekebbé válnak a törések. Azon a szakaszon, ahol a törések meredeksége eléri maximumát, úgy 60–70°-ot, megjelenik mellette a következő vonulat kis dőlésszögű komponense, ez felszaporodik, majd meredekké válik. Tehát egy átmenetekkel és átfedésekkel lejátszódó meredekké válás – kilaposodás váltakozásáról van szó. Ez az átlagos töredezettségű zóna jellemzi talán leginkább az egész gránittestet, hiszen már mentes a felszín közeli hatásoktól, a tektonikus zóna pedig még nem érezteti hatását. Természetesen a tektonikus események, amelyekre bőven volt idő a karbon óta, nem hagyhatták érintetlenül ezt a zónát sem, ezért nem vállalkozhatunk arra, hogy a jelenséghez egyszerű genetikai értelmezést nyújtsunk, nem foglalhatunk állást, hogy a jelenség mennyiben tektonikus, mennyiben

hülési jellegű, vagy esetleg más genetikájú. Természetesen ezek keveredése és egymásra épülése is elképzelhető. A *tektonikus zónában* ismét más trendek érvényesülnek. Ha a 320 m-nél látható „É-D-i” kanyont figyelmen kívül hagyjuk – és ezt kell tennünk, hiszen ez csak a murvás-bontott szakaszokból eredő adathiány miatt jelentkezik –, akkor ismét közel „K-Ny-i” hátságokkal találkozunk. Ezek azonban máshol helyezkednek el, mint a felszín közeli hatások zónájának hátságai. Van ugyan maximumuk a 40–50° közötti szögtartományban, de markáns csúcsok jelentkeznek a 20–30° és a 80–90° közötti tartományokban is. A szintvonalak ívében pedig a „K-Ny-in” kívül két irányítottág jelentkezik: egy „É-D-i” a talp közelében, és az előzőekben már tárgyalt „ÉK-DNy-i”. Leszűrhető tehát, hogy a különböző zónákban más-más szögtartományok felelősek a zónák karakteréért és így végül is a zónák léteért. A felszín közeli hatások zónáját leginkább a 40–50°-os, a tektonikus zónát pedig az előbbin kívül a 20–30° és a 80–90° közötti dőlésszög-tartomány jelzi.

#### 4.4. Vetőkarcos síkok

Külön kell foglalkoznunk a legmarkánsabb tektonikus jelenséggel, az elmozdulási nyomokat hordozó vetőkarcos síkokkal (I. tábla, 3). Összesen 87 ilyen síkot rögzítettünk. A 7A-B. ábra mutatja a három zónára szerkesztett dőlésszög- és karcoszög („pitch”)-eloszlásokat a mélység függvényében. A felszín közeli hatások zónájába olyan kevés adat esik, hogy nem érdemes foglalkozni vele. Az átlagos töredezettségű zónából 29 adat van, a dőlésmaximum a 5070°-os tartományba esik, a karcoszögek a vízszintes karcok megléte mellett normál vetőkarc dominanciáját jelzik. A tektonikus zónában történik igazán változás, ahol a dőlésszög-maximumok átkerülnek a meredek szögek tartományába, és ezzel együtt a karcoszögek eloszlása a vízszintes elmozdulások dominanciáját mutatja. Érdekes összefüggést mutat az egymáshoz tartozó adatoknak, tehát a karcot hordozó sík dőlésszögének és a rajta levő karc jellegének mélységfüggése (7C. ábra). Egyrészt jól látható, hogy a karcos síkok a tektonikus zónához közeledve ugrásszerűen felszaporodnak, bár vannak szép számmal az átlagos töredezettségű zónában is. Részletesebben: az *átlagos töredezettségű zónára* inkább normál vetőket jelző karcok jellemzőek, a meredek dőlésű síkokon viszonylag meredek karcokkal. Ebben a zónában volt kimutatható a síkok dőlésszöge alapján az a trend, amely szerint a síkok egyre meredekebbé válnak a mélységgel. Habár a karcos sík kevés, azért a karcos adatsorról is leolvasható ez a trend. Érdekes, hogy a dőlés meredekekké válásával a karcok szöge is egyre meredekebbé válik. A *tektonikus zónában* trendek helyett két sűrűsödési góc látszik kialakulni. Egyrészt jellemzőek a meredek-felületeken végbement vízszintes elmozdulások karcai. Ezek többnyire jobbos jellegű elmozdulások. Másrészt a 40–60° dőlésszögű síkokon mutatkoznak nagyjából ugyanilyen, de a sík dőlésénél mindig kisebb meredekségű karcoszögek. Ezek viszont inkább balos elmozdulást mutatnak. Méréseink alapján tehát a tektonikus zónát vízszintes eltolódásos zónának nevezhetjük.

#### 4.5. Telérek, erek

A karbon magmatitot különböző anyagú telérek szabdadják. Mechanikai tulajdonságaik a környező kőzetekétől eltérőek, ebből következően töredezettségre való hajlamuk is más. Az összeforrt kvarc anyagú telérek kemények és

víz záróak, a karbonát anyagú telérek (II. tábla, 5) viszont ebből a szempontból nem stabilak. Az aplittelérek a kvarctelérekhez képest kevésbé kemények, de igen ridegek, könnyen törnek. Ezért sokszor kaotikus lefutású, sűrű töredezettség jellemzi őket. Minden telértípus gyakorisági eloszlását ábrázoltuk a mélység függvényében. A kvarc- és aplittelérek esetében a telérek vastagságát is figyelembe vettük (8A. ábra). A kvarctelérek 100 és 170 m között sűrűsödnek, a tektonikus zónában nem találhatóak. A karbonáttelérek viszont a mélység felé egyre nagyobb számban jelentkeznek, és legnagyobb sűrűségüket 260–300 m között érik el (8B. ábra). A tektonikus zónában gyengült magmás öszlet nyilván ideális teret jelentett a karbonáttelérek keletkezésének. Az aplittelérek nagyjából egyenletes sűrűségben vonulnak végig a maganyagon, halványan sűrűsödve a mélység felé, jelentőségük maximumát nem a legmélyebb szakaszokon érik el, hanem 180–260 m között, tehát az átlagos töredezettségű zónában. A karbonát anyagú telérek vékonyak ahhoz, hogy vastagságukat is ábrázoljuk (egy kivétel van ez alól, a 343,4–348,3 m közötti vetőbreccsa, amelynek kötőanyaga dolomit).

#### 4.6. Irányított szövetű szakaszok

A fúrásban rendre előfordultak olyan magszakaszok, amelyeken erő hatására létrejött szövetátrendeződést lehetett megfigyelni (II. tábla, 6). Ennek a mértéke változó volt, néhol egészen milonitos jellegű, néhol csak halvány, ásványos sávözottság kialakulása volt látható. A sávözottság dőlése legtöbbször meredek volt, általában kismértékben hajladozó. Az irányított szövetű szakaszokat az egy méterre eső ilyen szakaszok százalékos arányában ábrázoltuk (8C. ábra). A diagramon ezek a szakaszok a gránitos öszlet felső részében sűrűsödnek és itt vastagabbak is, minden valószínűséggel korrelálhatók a kvarctelérek sűrűsödésével ebben a zónában. Ugyanakkor az egész fúrásban többé-kevésbé mindenütt előfordulnak. Ebből az következik, hogy a tektonikus zóna kialakulásától függetlenül, létrejöttük valószínűleg megelőzi annak létrejöttét.

#### 4.7. A tektonikai észleletek korrelációja a karotázssal

A karotázs felbontása 10 centiméter, ami az adatfelvételi sűrűségét jellemzi. Ez ugyan nem múlja felül észlelésünk sűrűségét és sokrétűségét, viszont a fizikai paraméterek folyamatos regisztrátumai lehetőséget adnak az öszlet tört szakaszok más megközelítésű vizsgálatához. A korreláció egyik eredménye, hogy a rétegsort hozzá lehetett igazítani a karotázshoz, és így adataink abszolút mélységet nyertek (9. ábra). Ez a rétegsor és a hozzá kapcsolódó adatok mintegy 60 cm-es eltolását jelentette lefelé. A legtriviálisabb egybeesés a lyukátmérő görbével mutatkozik, aminek nyilvánvalóan az az oka, hogy a murvás, bontott, erősen töredezett kőzet a fúrás során kipergett. A töredezettségre utaló egyéb fizikai paraméterek változásait az ellenállás-, a porozitás- és a sűrűség-görbék mentén regisztrálhatjuk. Az ellenállás leesik, ugyanígy viselkedik a sűrűség is, viszont a porozitás értéke megemelkedik. Mindhárom paraméter egyértelmű változása kíséri az erősen töredezett, murvás vagy bontott szakaszokat. A fizikai jellemzőkben nyilván itt van a legnagyobb kontraszt a környező kőzetekhez képest. Más korrelációra vizsgált rétegsori elemek a telérek voltak. Ezek közül is elsősorban az aplit- és a kvarctelérek, mivel a karbonát anyagúak olyan vékonyak, hogy kívül esnek a karotázs felbontó képességén. Az aplit- és

kvarctelérek kimutatási lehetőségét ismét több görbe együttesen hordozza. Elsősorban a természetes gamma-görbe, amely általában erős maximumokat hoz a telérek mélységében. Ezenkívül a mágneses szuszceptibilitás-görbe változása is karakterisztikus, ez azonban a természetes gammával ellentétben süllyedést mutat, ugyanúgy, mint a porozitás- és a sűrűség-görbe.

#### 4.8. Összehasonlítás a felszíni megfigyelésekkel és az eddigi fúrásos adatokkal

Az összehasonlítás alapja az előző kutatási fázisban elvégzett terepi észlelések (MAROS GY., PALOTÁS K. 1995) és a Feked-I, -II, -III, -IV és -V fúrásból rendelkezésre állt töréscsoportok (MAROS GY. 1995) voltak. Míg a feked-i fúrásokban tapasztalt törésgyakoriságok két és félszer nagyobbak voltak, mint a felszíni és az üveghutai fúrásban tapasztaltak, addig a Bátaapáti-Mórági-Üveghuta térségében mért felszíni és a jelen fúrásban mért mélységi adatok összevethetőek voltak, mind a két független, töredezettsé-

get adó jellemző tekintetében, mind a töredezettség százalékában (1. táblázat). A fúrásban elkülönített három zónából a tektonikus zóna átlagtöredezettsége kétszer illetve háromszor nagyobb, mint a felszín közeli és az átlagos zónáé. A fúrás mindhárom szakaszának átlagtöredezettsége (22,79%, 14,76%, 54,72%) nagyobb, mint a felszíni feltárások összátalaga (10,05%). Az Üh-1 fúrásban a töredezettség mélységgel való csökkenésének munkahipotézisét – amelyet a feked-i fúrások adatainak elemzéséből is sejteni lehetett –, a tektonikus zóna megléte miatt igazolni nem lehetett.

## 5. Összefoglalás

Végezetül összefoglaljuk vizsgálatunk főbb eredményeit.

1. A felszíni feltárások elemzése során a törések különböző tulajdonságainak irányfüggőségét mutattuk ki. Az „ÉK-DNy-i” iránycsoportba tartozó feltárásokat sűrűbben és nagyobb számban tagolják törések, de ezek a törések kevésbé nyitottak, mint az „É-D-i” iránycsoportba tartozó feltárások törései.
2. A fúrás tektonikus zónát harántolt és ebben is állt le. Az előzetesen 295 méterre tett zónahatár fölött, 272 m-től tektonikus zónát kísérő töredezett zónát mutattunk ki és a kettőt együtt tektonikus zónának neveztük el.
3. A tektonikus zóna eltolódásos jellegű, az eltolódás csapása ismeretlen. Az eltolódás jellege nem egyértelmű, jobbos és balos vetőkarok is előfordulnak.
4. A tektonikus zóna miatt nem lehet állást foglalni arról, valóban csökken-e a töredezettség a mélység felé, amint azt általában feltételezik.
5. Töredezettség szempontjából a fúrást három zónára lehetett osztani, ezen belül a középső zónát két szubzónára, emellett egy átlagosan 9 méteres ciklusosság is felismerhető.
6. Az átlagos töredezettségű zónában kimutattunk egy dőlésszög-migrációnak nevezhető, ciklikus, genetikailag egyelőre bizonytalan jelenséget, amely a törések dőlésszögének mélység felé történő emelkedésében jelentkezik.
7. Bevezettük a töredezettség fogalmát, amely az egy méterre vetített összetört szakaszok és az egyedi törések százalékának összegét jelenti.
8. Eredményeinket összevetettük a környező felszíni adatokkal, s a fúrás maganyagát átlagosan nagyobb töredezettségűnek találtuk, mint átlagban a felszíni feltárásokat.
9. Vizsgáltuk az általunk rögzített adatok korrelálhatóságát a karotázssal, s megállapítottuk a töredezett szakaszok és a telérek kimutathatóságának fizikai kritériumait.

Eseménysorrendet megállapítani csak alapfokon tudtunk, mivel mérhető azimut híján nem lehet erőterszámításokat végezni. Az események a következők:

- magmás esemény(ek), a záró fázisban aplittelérekkel,
- hülés (dőlésszög-migráció?),
- milonitosodás, irányított szövet kialakulása, záró fázisban kvarctelérekkel,
- tektonikus zóna kialakulása,
- agyagásványosodás, hidrotermális esemény (bontás), végén karbonáttelérek létrejötte.

A felszíni feltárások és a fúrások töredezettségének összehasonlítása 1. táblázat

Hely	Törésgyakoriság db/m	Murvás részek (%)	Töredezettség (%)	Lineáris porozitása (%)
Üveghuta-1 fúrás	-	5,82	24,74	30,56
	52-134 m	6,33	16,46	22,79
	134-272 m	5,05	9,71	14,76
	272-364,5 m	6,63	48,09	54,72
Fúrások: Feked-	-II	14,05	-	-
	-IV	14,1	-	-
	-V	12,23	-	-
Bátaapáti, Nagymórági-völgy	-	5,61	10,8	15,98
Mórági, védett feltárás	a	4,17	-	4,17
	b	2,67	-	2,67
Mórági, alapszelvény	a	1,35	-	1,35
	b	1,28	-	1,28
	c	1,78	-	1,78
	d	2,46	-	2,46
Mórági, vasútállomás, III	a	4,69	-	4,69
	b	4,53	27,3	32,77
	cd	10,06	42,4	51,71
	e	5,11	-	5,84
	g	3,25	-	3,25
Mórági, vasútállomás, VII	a	14,57	4,1	18,54
	b	5,68	-	5,56
Üveghuta	-	4,71	-	4,71
Mórági, Mély-völgy	-	4,1	-	4,1



## HYDRODYNAMIC PACKER TESTING IN A GRANITE FORMATION

BERND HARBORTH and GYULA TUNGLI

Golder Associates (Germany) Ltd., D-29227 Celle, Vorbruch 3  
Golder Associates (Hungary) Ltd., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54. IV. ép.

**Key words:** boreholes, conductivity, granites, ground water, hydrodynamics, models, permeability, pressure, testing, transmissivity

This paper describes the results of nine hydrodynamic tests conducted in borehole Üveghuta-1, between 10th March and 14th May 1996; these formed an important component of the investigation for a potential radioactive repository in a granite formation near the village of Bábaapáti in Hungary. The main objectives of the hydrodynamic testing program were successfully accomplished; these were to determine a transmissivity and groundwater-head profile for the borehole, to characterize a fracture zone identified 300 m and to collect a "clean" water sample from the surrounding formation. The results indicate that freshwater head and hydraulic conductivity tend to decline with increasing depth, although there is a localized increase in conductivity around the fault zone. However, this feature is not considered significant as the associated rise in conductivity is only slight and because its presence appears to have no influence on the head distribution.

### 1. Introduction

The granite formation near the village Bábaapáti was investigated as a potential location for the disposal of radioactive waste. Borehole Üveghuta-1 was drilled down to 364 m below ground level, and a wide range of measurements were conducted. Nine hydrodynamic packer tests were performed in addition to core logging and a series of geophysical and geochemical investigations.

### 2. Test objectives

The granite formation investigated in this testing program has a low permeability with most of the flow occurring in fractures. The fracture network is very sparsely distributed, and properties like fracture density and thickness vary considerably throughout the host rock. Hence, the results from any one test interval do not apply to the entire formation. An ideal way of characterizing the granite would be to conduct hydrodynamic tests throughout the area of investigation and employ the results in a statistical study which would be used to produce a general model of the granite. In order to gain more information about how well the fracture network is connected, interference tests between test intervals in the same borehole, or in different boreholes, might also be considered.

During this sequence of testing the main aims were to derive the equivalent freshwater head and the hydraulic conductivity along the borehole. A fault zone was encountered at a depth of 310 m. A detailed characterization of this zone was one of the main targets of the testing program. Another important task was the collection of a water sample from the formation encountered at the bottom of the borehole.

### 3. Test equipment

The downhole equipment used for the testing included a single or double packer configuration, a downhole shut-in tool and three pressure/temperature sensors with surface readout. A schematic diagram of the test tool is shown in Figure 1. Water was abstracted from the test interval using a swabbing tool and the volume measured in a gauge tank.

#### 3.1. Downhole equipment

Inflatable packers were used to isolate the test interval from the rest of the borehole. The packer elements were steel-reinforced rubber-impregnated units with a sealing length of 0.90 m. Either a straddle configuration, or a single packer was deployed. In the straddle configuration the packers were separated by interval mandrels. The distance between the packers could be any length from 1 m upwards. The packers were inflated with nitrogen from a supply bottle. During the test the inflation line was disconnected from the bottle and the inflation pressure was monitored in order to recognize any leak from the packers.

A reciprocating shut-in tool was used to establish communication to, or to isolate the test interval from, the tubing string. With the shut-in tool closed, the fluid in the tubing string could be swabbed without influencing the pressure in the test interval. The shut-in tool consisted of a small inflatable packer in the string and was operated from the surface by inflating and deflating this packer with nitrogen. The use of the shut-in tool reduces the wellbore storage constant during the shut-in periods by several orders of magnitude resulting in a reduction of test time by the same ratio.

The pressure in the annulus, the test zone and the zone below the bottom packer was monitored continuously

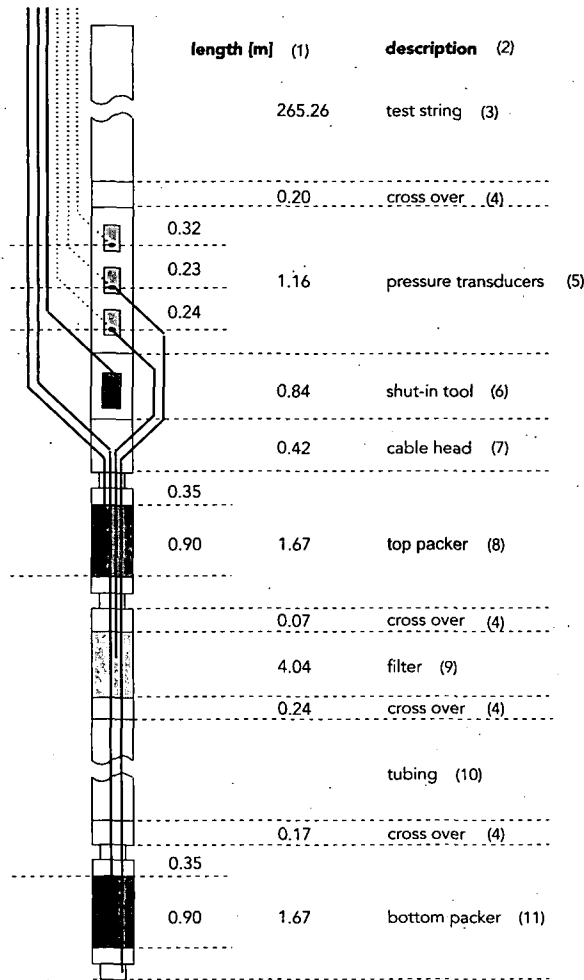


Figure 1. Schematic diagram of a double packer configuration

### 1. ábra. Kétpakkeres kiépítés vázlatja

1 – hosszúság, 2 – megnevezés, 3 – teszterező rudazat, 4 – átmenet, 5 – nyomásérzékelő, 6 – csőzáró szelep, 7 – kábelfej, 8 – felső pakker, 9 – szűrőrákat, 10 – rudazat, 11 – alsó pakker

using three pressure gauges. These gauges are housed in a sensor carrier above the shut-in tool and connected to the different zones via 1/4" lines. A thermistor is coupled with each pressure transducer. The pressure and temperature information is transmitted to the surface data acquisition system via cables that are strapped to the test string. The data can be presented graphically and numerically in real time and are available for immediate analysis. This enables a rapid response to changing formation behavior and ensures an optimized test design.

### 3.2. Surface layout

The original plan was to produce water with a submersible pump and measure the flow rate with flow meters. This approach was abandoned because the formation was too tight; the decision was taken instead to produce in slugs using the swabbing tool. With this equipment a drawdown of more than 200 m and average flow rates down to 0.05 l/min could be achieved. In order to measure the flow rates the water produced during the slugs was diverted into a gauge tank.

## 4. Test design and performance

The principle objectives of the hydrodynamic tests were to determine a profile of transmissivity and hydraulic heads along the borehole. Another important objective was to obtain "clean" groundwater samples from the formation. For this reason, all drilling fluids were traced with uranine. Nine intervals with lengths ranging between 9.8 and 23.3 m were tested. The general test design was similar for all the tests.

After running in the tools, the packers were inflated and the shut-in tool was closed. A compliance period was conducted during which borehole-history effects declined and the conditions in the borehole started to stabilize. In order to create a defined signal, water was abstracted from the test string with the shut-in tool closed; afterwards, the shut-in tool was opened and the formation was allowed to flow into the test string. If there was sufficient flow to reach a recovery of 30–40% within a few hours, this period of time was allowed for the slug phase to ensure a reasonable analysis of the data set. If the recovery was slower, the shut-in tool was kept open until an accurate estimate of the flow rate was possible.

Following this production period, the shut-in tool was closed and the formation was allowed to recover. The shut-in period was continued until an accurate determination of the formation parameters was possible.

If it was the aim of the test to collect a water sample, the test was continued with a longer production period. After reaching an acceptable tracer content, the water sample was taken and the test was finished with another shut-in period. Due to the longer duration of the production period, it is possible to investigate a larger area around the borehole. Therefore, the shut-in tool was kept closed until the flow model and the formation parameters could be clearly determined.

## 5. Test analysis

The tests are analyzed using state-of-the-art methods that are well documented in the literature. The interested reader is directed to the following summary references: GRINGARTEN *et al.* (1979), BOURDET *et al.* (1984b) and HORNE (1990) for the analysis of constant rate tests and RAMEY *et al.* (1975) and OSTROWSKI and KŁOSKA (1989) for the analysis of wellbore-storage-dominated pulse and slug tests.

The tests were analyzed by matching type curves in dimensionless coordinates to the data of the single flow phases. Type curves for various flow models have been developed and are described in more detail later in the text. The matching process is aided by computer software using non-linear regression routines. After a best match to each phase has been found, the analysis is validated by simulating the full test sequence with the derived parameter set. This process may be iterated until satisfying results are found for all test periods.

### 5.1. Flow models

The travel in time during a test phase corresponds to a movement in space away from the borehole. In order to describe the formation, three different regimes are considered. In early time the pressure response is governed by

the borehole and the formation in its immediate vicinity. This zone is influenced by the drilling process, and the behavior does not therefore represent the true character of the host rock. The undisturbed formation lies beyond the inner zone, and its response is seen in the middle portion of the test phase. Finally, in late time, boundaries might be reached, and the pressure behavior changes again. Many idealized models have been developed to match the pressure behavior. Table 1 gives some examples of models for the three regimes. Detailed descriptions of these models are given in WARREN and ROOT (1963), BOURDET *et al.* (1983a, 1983b, 1984a), BOURDET (1985), GRINGARTEN *et al.* (1986) and OLAREWAJU and LEE (1989).

For the classic models described above, the flow geometry has to be assumed *a priori*. Most of the models use a cylindrical geometry and horizontal flow; however there are exceptions: in the model with a single fracture, for example, all the flow occurs in a plane, whilst in the partial penetration model there is a component of spherical flow. In layered sediments with perpendicular boreholes, these flow models are very appropriate. In fractured rocks, the problem of uncertain flow geometry may be solved by including the geometry as one of the unknowns (BLACK 1984). The fractional dimension flow model, known also as Generalized Radial Flow Model (BARKER 1988), does not assume a fixed geometry *a priori*; instead, it considers the flow geometry, expressed by the so-called flow dimension, to be a variable which can be determined from a given hydrodynamic test response.

The fractional dimension flow model is based on the idea that the volume available to flow in the fracture system varies as a power-law function of distance from the source point. The exponent (*i.e.* the flow dimension) can be integral (*i.e.* 1, 2 or 3) or non-integral, *e.g.* 2.3. The fractional dimension flow model therefore generalizes the flow dimension to non-integral values whilst retaining the assumptions of radial flow and property homogeneity.

There are a variety of mathematical solutions to the generalized radial flow equation, which depend on the nature of the source wellbore condition and the formation boundary conditions. For constant-rate tests in an "infinite-acting" flow medium, mathematical solutions have been developed for situations involving one, or more monitoring zones (BARKER 1988, BANGOY *et al.* 1992, CHAKRABARTY 1994).

Models for constant pressure and slug/pulse tests have also been developed. Changes in flow dimension and in transmissivity can be modeled as well as the interaction between matrix and the fracture system (*i.e.* dual porosity fractional dimension).

## 5.2. Analysis software

In order to analyze the data the matching process to the different flow models is aided by computer programs. The following software is used to analyze the data

### 5.2.1. Interpret/2

Interpret/2, Windows version 1.5 by Scientific Software Intercomp is an interactive program that uses a constant-rate solution to provide optimized hydraulic parameters for a wide range of potential reservoir models. Some of the features of Interpret/2 include extensive superposition of constant-rate events, non-linear regression and multi-event validation plots. Additionally, it can accommodate changing wellbore storage and skin between the test periods. Another useful feature is the calculation of equivalent drawdown responses to reduce some of the ambiguity in identification of the flow model.

### 5.2.2. FlowDim

FlowDim V 2.14 by Golder Associates is a modular well-test interpretation program which can be used to analyze constant-rate, constant-pressure and slug/pulse tests in both source and observation zones. It can handle several flow models of any flow geometry between linear (dimension = 1) and spherical (dimension = 3). Changes in the flow dimension and in the transmissivity of the formation can be handled as well as matrix fracture interaction. Other features include two-step superposition of constant-rate events (*i.e.* flow period followed by a build-up) and automatic curve fitting using a non-linear regression algorithm. The latest program also includes a new analytical method involving the deconvolution of slug and pulse test data.

## 6. Field examples

Three examples of tests are presented in order to show some typical formation responses. The Test 5 interval has a relatively high permeability allowing for a clear determination of the flow model. The Test 7 interval, by contrast, intersects a low-permeability zone, whilst Test 9 provides an example of a test during which a water sample was collected.

### 6.1. Test 5

The Test 5 interval was located between 155.9 and 178.7 m and was isolated using a double-packer configura-

Flow models

Table 1

Observation stage	Determinable attributes	Determinable parameters
early times	inner boundary	wellbore storage and skin
		single fracture
		partial penetration
middle times	formation behavior	homogeneous
		composite
		double porosity
outer boundary	late times	no flow boundaries
		constant pressure boundaries

tion. The pressure data of this test are presented in Figure 2. The test sequence followed the general design described above. Following inflation of the packers (INF) the shut-in tool was kept shut for roughly 4 hours to allow the formation to stabilize. Afterwards, the slug phase (SW) was started with an initial drawdown of 380 kPa. During this period of 6 hours and 14 minutes, the pressure recovered by 30 kPa. The shut-in tool was then closed, and the pressure allowed to recover for 8 hours and 17 minutes (SWS). Finally the packers were deflated (DEF) and the tool was moved to the next zone.

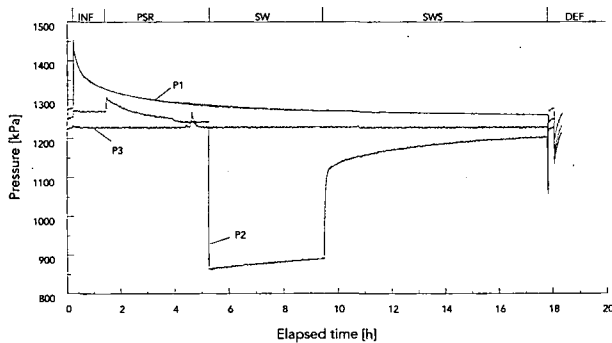


Figure 2. Test 5, sequence of all pressures

P1 – pressure under bottom packer, P2 – pressure between packers, P3 – pressure above top packer, INF packer inflation, DEF – packer deflation, PSR static pressure recovery (shut in), SW – slug withdrawal, SWS – pressure recovery after slug withdrawal (shut in)

2. ábra. 5. vizsgálati szakasz, teljes nyomásgörbe-sorozat

P1 – alsó pakker alatti nyomás, P2 – két pakker közötti nyomás, P3 – felső pakker feletti nyomás, INF – pakkerkiültetési fázis, DEF – pakkeroldási fázis, PSR – statikus nyomáskiegyenlítődés (intervallum zárva), SW leszívásos tehetetlenségi („slug”) vizsgálat, SWS leszívásos tehetetlenségi („slug”) vizsgálat utáni (nyomásfelfutási) záró fázis (intervallum zárva)

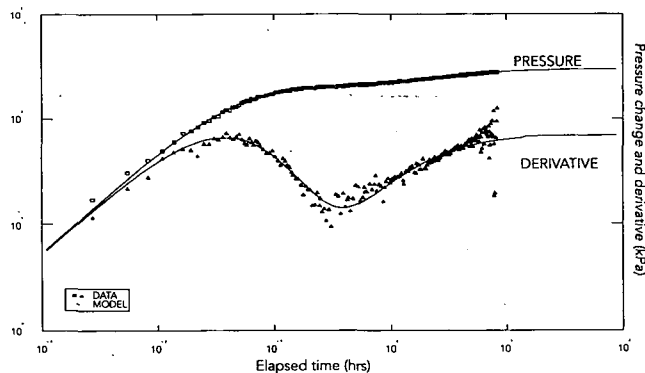


Figure 3. Test 5, log-log plot of the SWS phase

Model: wellbore storage and skin, double porosity, restricted interporosity flow, infinite lateral extent

3. ábra. 5. vizsgálati szakasz, az SWS-fázis nyomásfelfutási görbéje és annak idő szerinti első deriváltja log-log diagramon

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, kettős porozitás, korlátozott porozitásközi áramlás, végtelen oldalirányú kiterjedés

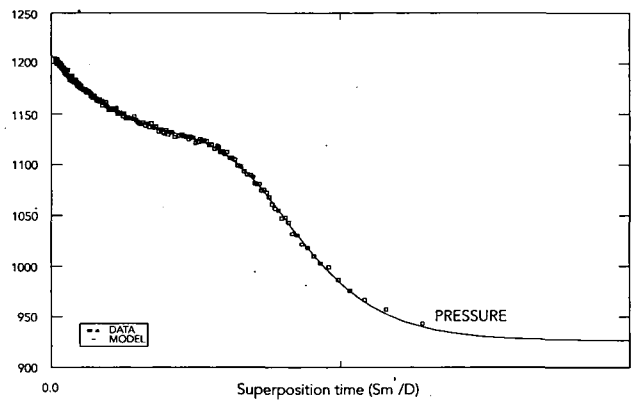


Figure 4. Test 5, superposition HORNER plot of the SWS phase

Model: wellbore storage and skin, double porosity, restricted interporosity flow, infinite lateral extent

4. ábra. 5. vizsgálati szakasz, az SWS-fázis nyomásfelfutási görbéje a HORNER-féle szuperpozíciós diagramon

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, kettős porozitás, korlátozott porozitásközi áramlás, végtelen oldalirányú kiterjedés

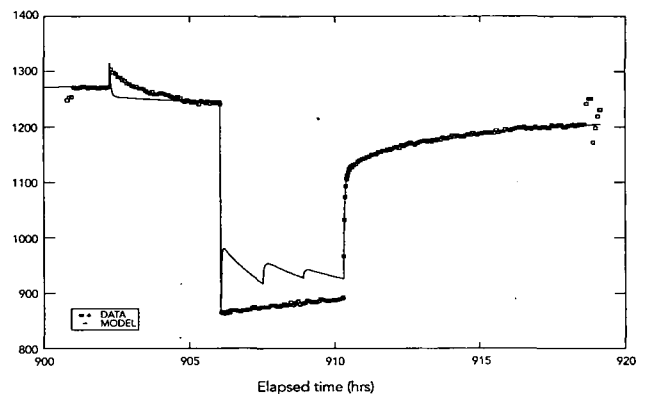


Figure 5. Test 5, simulation of the test response

Model: wellbore storage and skin, double porosity, restricted interporosity flow, infinite lateral extent

5. ábra. 5. vizsgálati szakasz, a vizsgálati eredmények alapján készült nyomásgörbe-szimuláció

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, kettős porozitás, korlátozott porozitásközi áramlás, végtelen oldalirányú kiterjedés

The data of the SWS period in log-log scale is shown in Figure 3. The shape of the pressure derivative shows a clear heterogeneous response which can be matched with several flow models. Using a composite model, the minimum of the derivative in early time can be interpreted as an inner-zone response, and the stabilization in late time, as an outer-zone response. Alternatively, the rise of the derivative in late time may be caused by the presence of no-flow boundaries. Both these models assume that there is a high-permeability zone around the borehole and that mobility declines in late time. This decline is either interpreted as a general decrease in transmissivity away from the borehole (composite model) or a decrease in the area that is influenced by the pressure signal (boundary model).



A third interpretation is presented in Figure 3; a double porosity model is used to interpret the changing flow behavior as a system of fractures and matrix with different flow properties.

On the basis of the pressure data alone, no decision could be made as to which model was the most appropriate to describe the formation. However, when coupled with the results of the core log, which revealed the presence of fractures in the test interval, it was possible to link the pressure response to a double-porosity model. After the

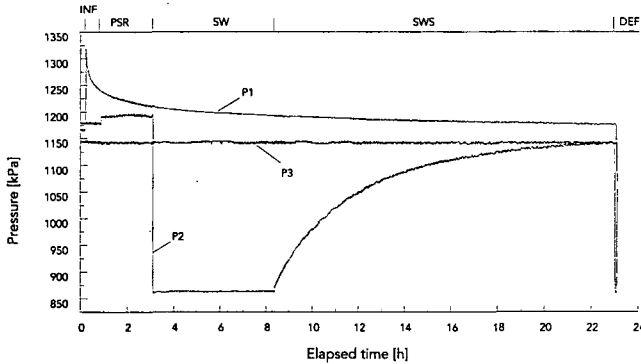


Figure 6. Test 7, sequence of all pressures

P1 – pressure under bottom packer, P2 – pressure between packers, P3 – pressure above top packer, INF – packer inflation, DEF – packer deflation, PSR – static pressure recovery (shut in), SW – slug withdrawal, SWS pressure recovery after slug withdrawal (shut in)

6. ábra. 7. vizsgálati szakasz, teljes nyomásgörbe-sorozat

P1 – alsó pakker alatti nyomás, P2 – két pakker közötti nyomás, P3 – felső pakker feletti nyomás, INF – pakkerkiültetési fázis, DEF – pakkeroldási fázis, PSR – statikus nyomáskiegyenlítődés (intervallum zárva), SW – leszívásos tehetetlenségi („slug”) vizsgálat, SWS leszívásos tehetetlenségi („slug”) vizsgálat utáni záró fázis (nyomásfelfutás, intervallum zárva)

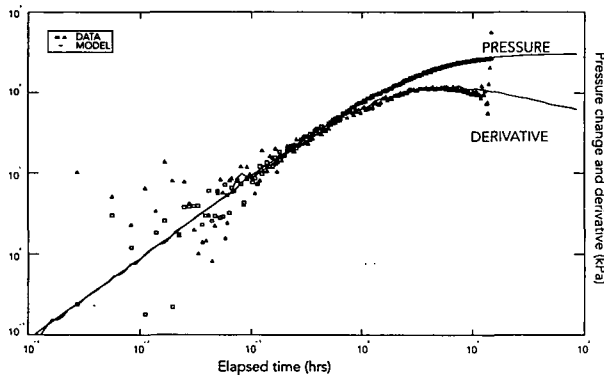


Figure 7. Test 7, log-log plot of the SWS phase

Model: wellbore storage and skin, homogeneous, infinite lateral extent

7. ábra. 7. vizsgálati szakasz, az SWS-fázis nyomásfelfutási görbéje és annak idő szerinti első deriváltja log-log diagramon

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, homogén beáramlás, végtelen oldalirányú kiterjedés

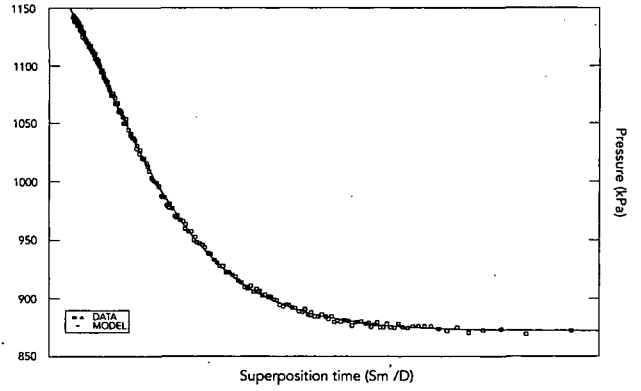


Figure 8. Test 7, superposition HORNER plot of the SWS phase

Model: wellbore storage and skin, homogeneous, infinite lateral extent

8. ábra. 7. vizsgálati szakasz, az SWS-fázis nyomásfelfutási görbéje a HORNER-féle szuperpozíciós diagramon

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, homogén beáramlás, végtelen oldalirányú kiterjedés

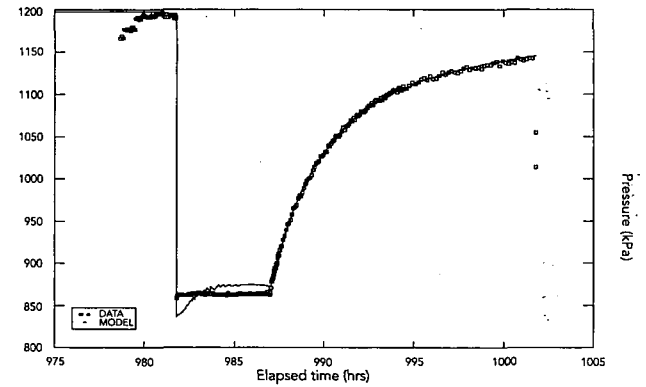


Figure 9. Test 7, simulation of the test response

Model: wellbore storage and skin, homogeneous, infinite lateral extent

9. ábra. A 7. vizsgálati szakasz, a vizsgálati eredmények alapján készült nyomásgörbe-szimuláció

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, homogén beáramlás, végtelen oldalirányú kiterjedés

flow model was identified and a satisfying match was reached on the log-log plot, the initial pressure was determined on the superposition HORNER plot (Figure 4). Finally the whole pressure sequence was simulated using the determined parameters (Figure 5). The slug period was not well matched because the wellbore storage changed between the slug and shut-in periods.

6.2. Test 7

Test 7 (147.00–156.84 m) had a pressure response that was typical of a very-low-permeability section (Figure 6). The same phases were performed as in Test 5. This time, the initial drawdown of the slug period was 330 kPa and the pressure recovered by only 2 kPa in 5 hours and 14

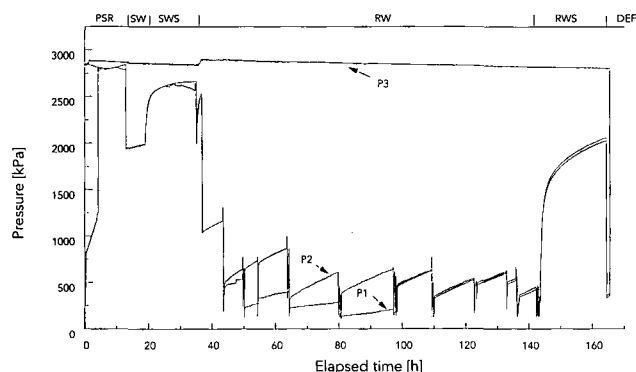


Figure 10. Test 9, sequence of all pressures

P1 – pressure under bottom packer, P2 – pressure between packers, P3 – pressure above top packer, INF – packer inflation, DEF – packer deflation, PSR – static pressure recovery (shut in), SW – slug withdrawal, SWS – pressure recovery after slug withdrawal (shut in), RW – constant rate withdrawal, RWS – pressure recovery after constant rate withdrawal (shut in)

#### 10. ábra. 9. vizsgálati szakasz, teljes nyomásgörbe-sorozat

P1 – az alsó pakker alatti nyomás, P2 – a két pakker közötti nyomás, P3 – a felső pakker feletti nyomás, INF – pakkerkiültetési fázis, DEF – pakkeroldási fázis, PSR – statikus nyomáskiegyenlítés (az intervallum lezárva), SW – leszívásos tehetetlenségi („slug”) vizsgálat, SWS – leszívásos tehetetlenségi („slug”) vizsgálat utáni záró fázis (nyomásfelfutás, intervallum zárva), RW – állandó hozamú vízkivétel, RWS – záró fázis (nyomásfelfutás, intervallum zárva) állandó hozamú vízkivétel után

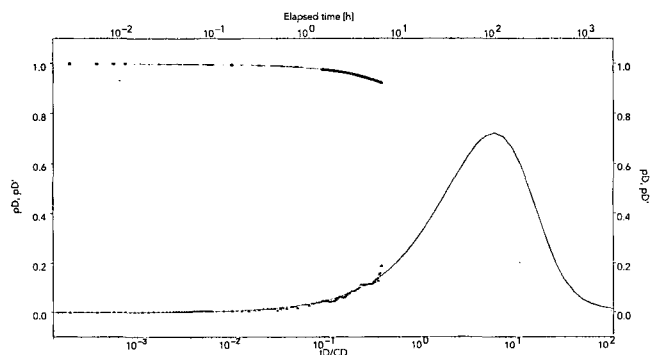


Figure 11. Test 9, RAMEY A plot of the SW phase

#### 11. ábra. 9. vizsgálati szakasz, a leszívásos tehetetlenségi („slug”) SW-fázis a RAMEY-féle A-diagramon

minutes. The SWS period lasted 14 hours and 40 minutes. The pressure derivative on the log-log plot (Figure 7) has not reached a definite stabilization and therefore the model identification and the estimate of the formation parameters is uncertain. The type curve chosen for the analysis shows that stabilization was not achieved even after 100 hours. This means that unique results could not be obtained from such a tight interval despite the extended test duration. On the other hand it might be sufficient to provide an upper limit for transmissivity. In this case, the simplest model was used to match the data. The initial pressure was extrapolated on the superposition HORNER plot (Figure 8). The good match on the simulation (Figure 9) confirms the chosen parameters.

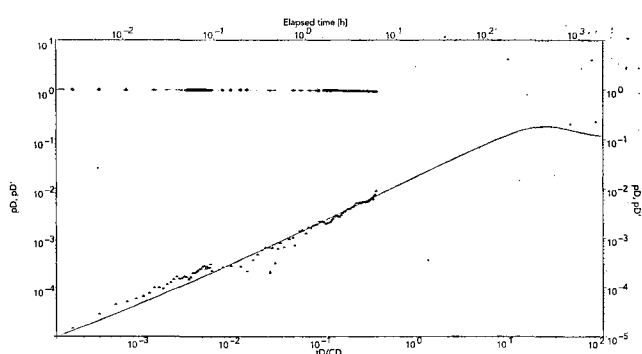


Figure 12. Test 9, RAMEY B plot of the SW phase

#### 12. ábra. 9. vizsgálati szakasz, a leszívásos tehetetlenségi („slug”) SW-fázis a RAMEY-féle B-diagramon

### 6.3. Test 9

Finally, a test with a production period to collect a water sample is shown in Figure 10. With Test 9 the bottom part of the borehole from 351.11 to 364.47 m was investigated using a single packer. After conducting the SW/SWS phase the test was continued with several slugs in order to gain a water sample with a low tracer content (RW). The test was finished with a shut-in period (RWS) after four and a half days of production.

The analyses of the SW and RWS period are presented in Figures 11 to 13 and 14 to 16, respectively. In order to match the data of the slug period, type curves after RAMEY *et al.* (1975) and OSTROWSKI and KŁOSKA (1989) were used. Due to the large wellbore storage and the relatively short test duration only a limited area around the borehole was investigated with this test phase. Due to the lack of mid- and late-time data, no certain formation response was detected and a homogeneous model was used for the analysis.

The log-log plot of the RWS phase showed much more peculiarities. A stabilization was reached in mid time, and the derivative starts to stabilize again at a higher value in late time. As with Test 5, this behavior can be matched with several flow models. No additional information was available to choose one particular model and therefore the simplest model (one parameter to describe the heterogeneity) was used to match the data.

Figures 15 and 16 show the superposition HORNER plot and the simulation of the test sequence, respectively. In order to account for the slug phases, periods with a constant rate were assumed for each slug. This is a good approximation for the downhole rate, which is important for the analysis of the shut-in period, but results in a poor match of the slug periods on the simulation plot. A comparison between the results of the SW and RWS periods shows that the permeabilities are very similar. The boundary is not seen in the SW phase because it was too short.

### 6.4. Summary of the results

Plots of freshwater heads and hydraulic conductivities of all the tests performed in borehole Üveghuta-1 are presented in Figures 17 and 18, respectively. Figure 17 demonstrates that there is a general decline in freshwater head with depth. No irregularity is seen when the fault zone is reached.

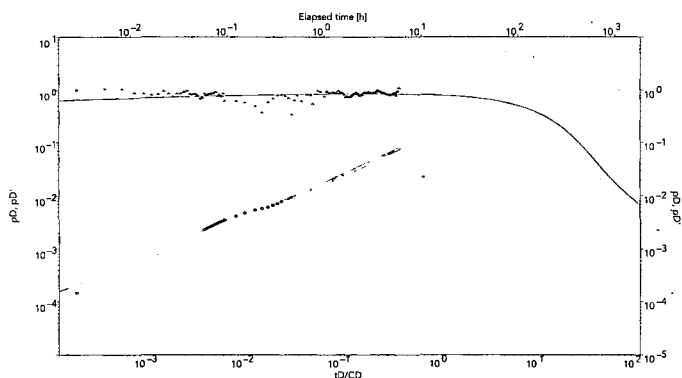


Figure 13. Test 9, RAMEY C plot of the SW phase

13. ábra. 9. vizsgálati szakasz, a leszívásos tehetetlenségi („slug”) SW-fázis a RAMEY-féle C-diagramon

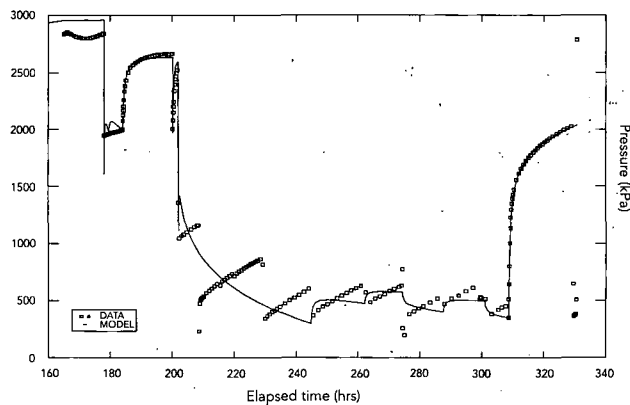


Figure 16. Test 9, simulation of the test response

Model: wellbore storage and skin, homogeneous, single boundary

16. ábra. 9. vizsgálati szakasz, a vizsgálati eredmények alapján készült nyomásgörbe-szimuláció

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, homogén beáramlás, egy tároló-határ

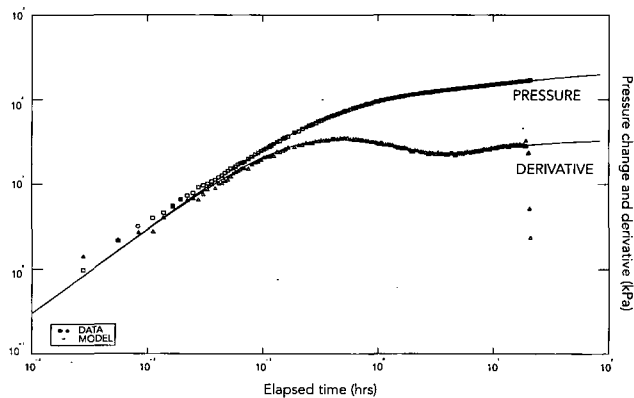


Figure 14. Test 9, log-log plot of the RWS phase

Model: wellbore storage and skin, homogeneous, single boundary

14. ábra. 9. vizsgálati szakasz, az RWS-fázis nyomásfelfutási görbéje és annak idő szerinti első deriváltja log-log diagramon

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, homogén beáramlás, egy tároló-határ

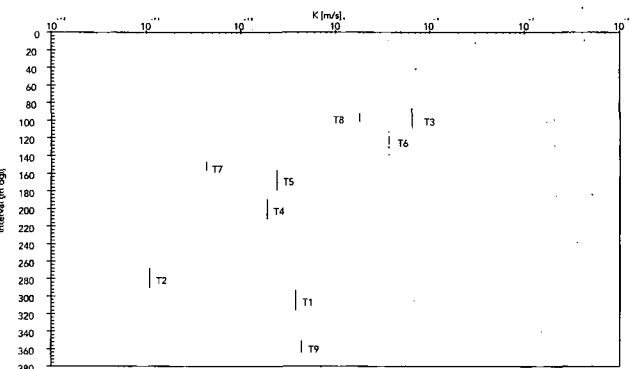


Figure 17. Comparison of hydraulic conductivities

T1-T9 – the nine test intervals

17. ábra. A hidraulikai vezetőképesség változása a mélység függvényében

T1-T9 – a kilenc tesztvizsgálati szakasz

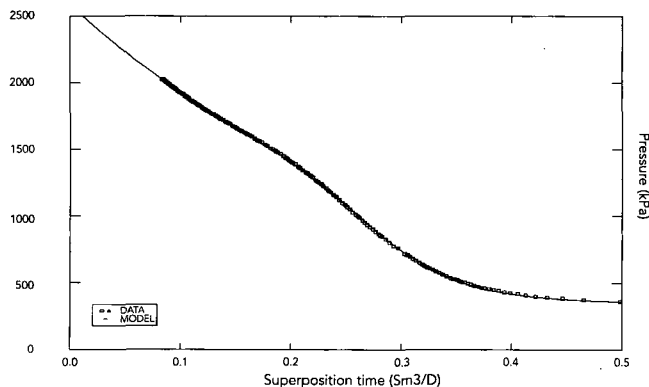


Figure 15. Test 9, superposition HORNER plot of the RWS phase

Model: wellbore storage and skin, homogeneous, single boundary

15. ábra. 9. vizsgálati szakasz, az RWS-fázis nyomásfelfutási görbéje a HORNER-féle szuperpozíciós diagramon

Kiértékelési modell: kút- és skin-hatás, homogén beáramlás, egy tároló-határ

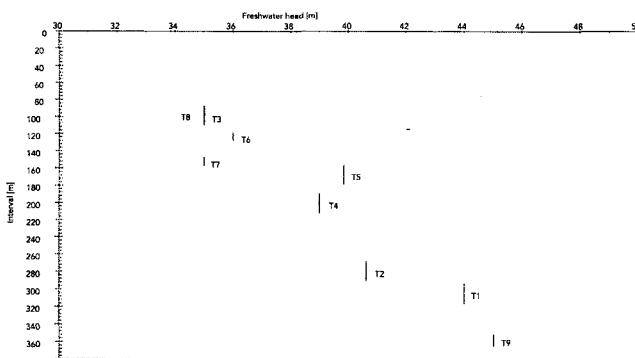


Figure 18. Comparison of freshwater heads

T1-T9 – the nine test intervals

18. ábra. A nyugalmi nyomás változása a mélység függvényében

T1-T9 – a kilenc tesztvizsgálati szakasz

Conductivity also declines with depth down to 300 m. However, there is an increase of more than one order of magnitude in the fractured zone below this depth. It should be noted that the fracture conductivity is still very small; this is demonstrated, for example, in the low flow rates measured during Test 9.

### 7. Summary and conclusions

Nine hydrodynamic packer tests were performed successfully in borehole Üveghuta-1. The data were analyzed

using state-of-the-art methods. The results of all tests were very consistent and in agreement with data from other sources (core analysis and geophysics). In general, the, freshwater head and conductivity decline with depth. The presence of the fault zone is clearly evident on the conductivity profile, however, this feature is not considered an important pathway for ground water, since the permeability is locally enhanced by only one order of magnitude and because this zone appears to have no influence on the head distribution.

### References

- BANGOY, L. M., BIDEAUX, P., PROGUE, C., PLEGAT, R., and PISTRE, S., 1992: A new method for characterising fissured media by pumping tests with observation wells. — *Journal of Hydrogeology* 138, pp. 77-88.
- BARKER, J. A., 1988: A generalised radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. — *Water Resources Research* 24 (10), pp. 1796-1804.
- BLACK, J. H., 1984: Hydrogeology of fractured rocks — a question of uncertainty about geometry. — *Applied Hydrogeology* 3, pp. 56-70.
- BOURDET, D., 1985: Pressure behavior of layered reservoirs with crossflow. — *Society of Petroleum Engineers Paper* 13628, pp. 405-416.
- BOURDET, D., AYOUB, J. A., WHITTLE, T. M., PIRARD, Y. M., and KNIAZEFF, V., 1983a: Interpreting well tests in fractured reservoirs. — *World Oil* 10, pp. 77-87.
- BOURDET, D., WHITTLE, T. M., DOUGLAS, A. A., and PIRARD, Y. M., 1983b: A new set of type curves simplifies well test analysis. — *World Oil* 5, pp. 95-106.
- BOURDET, D., ALAGOA, A., AYOUB, J. A., and PIRARD, Y. M., 1984a: New type curves aid analysis of fissured zone well tests. — *World Oil* 4, pp. 111-124.
- BOURDET, D., AYOUB, J. A., and PIRARD, Y. M., 1984b: Use of pressure derivate in well test interpretation. — *Society of Petroleum Engineers Paper* 12777 (4), pp. 431-441.
- CHAKRABARTY, C., 1994: A note on fractural dimension analysis of constant rate interference tests. — *Water Resources Research* 7, pp. 2339-2341.
- GRINGARTEN, A. C., BOURDET, D. P., LANDEL, P. A., and KNIAZEFF, V. J., 1979: Comparison between different skin and wellbore storage type curves for early time transient analysis. — *Society of Petroleum Engineers Paper* 8205 (9), 11 p.
- GRINGARTEN, A. C., 1986: Computer-aided well test analysis. — *Society of Petroleum Engineers Paper* 14099, pp. 373-392.
- HORNE, R. N., 1990: *Modern Well Test Analysis — A Computer-Aided Approach*, 3. Edition. — *Petroway Inc.*, Palo Alto, California, 185 p.
- OLAREWAJU, J. S., and LEE, W. J., 1989: A comprehensive application of a composite reservoir model to pressure transient analysis. — *Society of Petroleum Engineers Reservoir Engineering* 8, pp. 271-287.
- OSTROWSKI, L. P., and KLOSKA, M. B., 1989: Use of pressure derivatives in analysis of slug test or DST flow period data. — *Society of Petroleum Engineers Paper* 18595, pp. 13-23.
- RAMEY, H. J. JR., AGARWAL, R. G., and MARTIN, R. G. I., 1975: Analysis of "slug test" or DST flow period data. — *Journal of Canadian Petroleum Technology* 3, pp. 37-47.
- WARREN, J. E., and ROOT, P. J., 1963: The behavior of naturally fractured reservoirs. — *Journal Society of Petroleum Engineers* 9, pp. 245-255.

## PAKKERES HIDRODINAMIKAI TESZTELÉS GRÁNITOS ÖSSZLETBEN

HARBORTH, BERND, TUNGLI GYULA

Golder Associates (Németország) Kft., D-29227 Celle, Vorbruch 3  
Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54. IV. ép.

Jelen tanulmány beszámol az Üveghuta-1 fúrásban 1996. március 10. és május 14. között végrehajtott kilenc hidrodinamikai mérésről, amely a Bataapáti község közelében lehetségesnek tartott radioaktív hulladéklerakóval kapcsolatos kutatásnak egyik fontos eleme volt. A hidrodinamikai vizsgálati program fő feladatai sikeresen lezajlottak; ezek a fúrás szelvényében a vezetőképesség és a nyugalmi nyomás értékeinek meghatározását, valamint a térszín alatt 300 m-re harántolt zúzott zóna jellemzését és a formációból „tisza” vizminta gyűjtését jelentették. A kapott nyugalmi nyomásértékek és vezetőképességi adatok a mélység növekedésével fordított arányban, csökkenő tendenciát mutatnak, bár a zúzott zónában ettől eltérően egy helyi növekedés tapasztalható. Ez azonban az említett vezetőképességi érték növekedésének csekély mértéke miatt nem tekinthető jellemzőnek, és fellépése nincs hatással a nyugalmi nyomás értékeinek trendjére.

### 1. Bevezetés

A Mórágai Gránit Komplexum megkutatására Bataapáti község közelében került sor. Az Üveghuta-1 (Üh-1) fúrás 364 m mélységig hatolt a felszín alá, és benne egy sor mérést és vizsgálatot végeztek el. Kilenc pakkeres hidrodinamikai vizsgálat készült a fúrómagon történt megfigyelések és vizsgálatok, valamint a geokémiai és geofizikai kutatások kiegészítéseként.

### 2. A vizsgálatok tárgya

A vizsgált gránitösszlet a tesztprogram során kis átvezetőképességűnek bizonyult, a legerősebb beáramlás a kőzetrepedéseken keresztül történt. A repedésrendszer nem egyenletes eloszlású, és az olyan tulajdonságok, mint a repedés-sűrűség vagy -vastagság, jelentős változékonyságot mutatnak mindenütt. Ezért az egy vizsgálati szakaszból származó eredményeket nem lehet kiterjeszteni a formáció egy nagyobb részére. A gránitösszlet jellemzésének egyik módja minden tipikus szakaszon – hidrodinamikai vizsgálatok elvégzése után – az észlelt adatok statisztikus kiértékelése lenne. Az így kapott eredményeket lehetne a gránitot leíró általános modellhez fölhasználni. Abból a célból, hogy több információval rendelkezünk a repedés-hálózatok, -rendszerek kapcsolatáról, megfontolandó lenne ún. interferencia-tesztvizsgálatok elvégzése a különböző vizsgálati szakaszok vagy fúrások között.

A tesztvizsgálatok során a fő cél a nyugalmi vízszintek (nyomások) és a hidraulikai vezetőképesség meghatározása volt a fúrás szelvényében. A zúzott zónát a fúrás 310 m mélységben érte el. A vizsgálatok egyik fő célja ezen zóna részletes jellemzése volt. A másik fontos feladat a formációból származó rétegvízről, a lyuktalpról történő vízmintavétel volt.

### 3. A teszterező felszerelés

Az alkalmazott felszín alatti eszközök egy vagy két pakkeres konfiguráció elemei voltak: egy csőzáró szelep („shut-in tool”) és három nyomás- és hőmérséklet-érzékelő. Ez egészült ki már a felszínen egy adatgyűjtő-rögzítővel. A teszterező eszköz vázlatos felépítését az 1. ábra mutatja. A vizkiemelés a vizsgálati szakaszokból dugattyúval („swabbing tool”) történt, és a felszínre hozott víz mennyiségét egy tartályban mértük.

#### 3.1. A mélységi eszközök

A vizsgált szakasz elkülönítésére felfújható, többször használható pakkert használtunk. A pakkernek a zárast, tömitést biztosító része egy 0,90 m hosszú, acélbetétekkel megerősített, impregnált gumifelülettel kiképzett tömlő. Ezt az eszközt építettük be mind a két pakkeres (közrefogott szakasz), mind az egy pakkeres vizsgálatoknál. A két pakkeres konfiguráció esetében a pakkereket a közükük beépített rudazattal helyeztük el a megfelelő távolságra. Ez 1 m fölött tetszőleges nagyságú lehetett. A pakkere(ke)t a felszínről ipari nitrogéngázzal fújtuk föl. Az észlelések alatt a felfúvó vezetéküket a gázpalackról lekötöttük, és a pakker nyomást rendszeresen ellenőriztük, hogy kiszűrhessek a pakkernél műszaki okokból fellépő esetleges szivárgást.

A felszínről nyitható-zárható csőzáró szelep révén nyílt lehetőség arra, hogy a vizsgált szakasszal a rudazaton keresztül közvetlen összeköttetést létesítsünk (a szelep nyitott állapotában), ill. ezt a kapcsolatot megszüntessük, az intervallumot lezárhassuk (a szelep zárt állapotában). A csőzáró szelep lezárásával biztosíthatunk azt is, hogy a rudazatból dugattyúval történő vizkiemelés, -leürítés a vizsgált szakaszban ne okozzon nyomásváltozást. Maga a csőzáró szelep egy, a felszínről nitrogéngáz segítségével működtethető, a rudazaton belül elhelyezkedő kisméretű pakkert jelent. A csőzáró szelep használata a lezárás során a kúthatási állandót néhány nagyságrenddel csökkenti, ez pedig a teszterezésre fordítandó idő hasonló arányú csökkenését eredményezi.

A nyomásérték változását a gyűrűstérben, a vizsgált zónában, valamint ezen zóna alatt nyomásmérőkkel folyamatosan észleltük. A mérőműszerek érzékelői közvetlenül a csőzáró szelep fölé lettek beépítve, és a három zónával 1/4"-os vezetéken keresztül közvetlen összeköttetésben voltak. Minden nyomásmérő mellett hőmérsékletérzékelő is volt. Az észlelt nyomás- és hőmérsékletadatok elektromos jelekként a rudazathoz bilincsel rögzített kábelen jutottak a felszíni adatgyűjtő rendszerbe. Az alkalmazott rendszerből az adatok rögtön az észlelés után numerikus ill. grafikus formában lekérdezhetők, hozzáférhetők voltak, így mód nyílt köztes elemzések-kiértékelések elvégzésére. Mindez lehetőséget nyújtott a gyors reagálásra a formáció áramlási tulajdonságainak megváltozása esetén, és ugyanakkor biztosította azt is, hogy a teszterező vizsgálatokat optimális kombinációban végezzük el.

### 3.2. A felszíni berendezések

Az eredeti elképzelés szerint a vízkimelés bűvárszivattyúval történt volna, és átfolyó rendszerű vízőrával mértük volna a felszínre került víz mennyiségét. Erről, mivel a kőzetösszetétel nagyon jó vízzáró tulajdonságúnak bizonyult, igen csekély beáramlási hozamokkal, le kellett mondanunk, így a folyamatos, kis mennyiségű termelés helyett dugattyús (szakaszos) vízkimelést kellett választanunk. Ezzel az eszközzel a rudazatban 200 mm-nél nagyobb leürítést is sikerült elérnünk, és 0,05 l/perces átlagos hozam alá tudtuk jutni. Hogy mérni tudjuk a beáramlási mennyiségeket, a leürítés során kiemelt vizet egy mérőtartályban fogtuk föl.

### 4. A teszterezés menete és működése

A hidrodinamikai tesztvizsgálatok egyik alapfeladata a vízvezető-képesség és a nyugalmi nyomás értékeinek meghatározása volt a fúrás szelvényében. A másik fontos feladat a vizsgált szakasz rétegvízének mintázása volt. Ezért került sor az öblítőiszap uraninnal történő nyomjelzésére. A fúrásban kilenc zónát vizsgáltunk meg 9,8 m és 23,3 m közé eső szakaszosságokkal. A tesztvizsgálatok általános menete mindegyik vizsgálat esetében azonos volt.

A teszterező szerszámokat beépítése után a pakkeket gázzal kiültettük, és a csőzáró szelepet lezártuk. Ezután egy nyomáskiegyenlítődési szakasz következett mindaddig, amíg a fúrás, valamint a teszterező szerszámzat beépítése során létrejött hatások után a nyomásviszonyok nem kezdtek stabilizálódni. Azért, hogy létrehozassunk egy határozott jelet, a vizet a rudazatból leürítettük a csőzáró szelep zárt állapotában; később a csőzáró szelepet ki-

nyitottuk, és a formációból megkezdődött a rétegvíz beáramlása a teszterező rudazatba. Ha elegendő beáramlási hozamot tapasztaltunk, hogy néhány órán belül 30-40%-nyi visszatöltődés legyen, akkor ez a mérési idő tehetetlenségi szakaszként (SW, „slug phase”) biztosította a kapott adatok ésszerű elemzését. Ha a visszatöltődés jóval lassabban történt, akkor a csőzáró szelepet mindaddig nyitva hagytuk, amíg a beáramlási hozamra pontos becslést nem kaptunk.

Ezen termelő fázis után lezártuk a csőzáró szelepet, és megkezdődött a nyomásemelkedési, -kiegyenlítődési szakasz. Az észlelés addig tartott, amíg a formációparaméterek pontos meghatározása lehetővé nem vált.

Amikor még vízmintavételre is sor került, a teszterezés egy hosszú termelési szakasszal folytatódott. A kívánt nyomjelzőtartalom elérése után vettük meg a vízmintát, majd egy ismételt nyomásfelfutást megfigyelő záró szakasz („shut-in period”) következett mindaddig, amíg egyértelműen meghatározhatóvá nem vált a beáramlási modell és a formációparaméterek.

## 5. Teszterezés elemzése

A tesztereket a szakirodalomban jól ismertett módszerek szerint értékeltük ki. Az olvasónak az alábbi összefoglaló irodalmat javasoljuk: állandó hozamú vizsgálatok esetében GRINGARTEN, A. C., et al. (1979), BOURDET, D., et al. (1984b) és HORNE, R. N., (1990), nagy kúthatású impulzus („pulse test”) és tehetetlenségi teszteknel („slug test”) RAMEY, H. J., et al. (1975), valamint OSTROWSKI, L. P., és KLOSKA, M. B., (1989) munkáit.

A tesztvizsgálatok nyomásadatait egyfázisú típusgörbereghez történő illesztéssel, egy dimenzió nélküli koordináta-rendszerbe történő transzformációval értékeltük. A különböző áramlási modellek típusgörbéiről a későbbiekben szólnunk. Maga a görbeillesztés egy nem-lineáris regresszió elve szerinti számítógépes program segítségével készült. A program az egyes vizsgálati fázisonkénti görbe kiválasztása után az elemzés helyességét a kapott adatokkal a teljes tesztvizsgálat egészét modellezi (szimulálja). Az elemzési folyamatot mindaddig kell folytatni, amíg a tesztvizsgálat egészére kielégítő modell(szimuláció)-eredményeket nem kapunk.

### 5.1. Áramlási modellek

A teszterezés alatt a mérési idő múlásával a térnek a fúrástól egyre távolabbi pontjából kapunk jeleket. Ahhoz azonban, hogy leírassuk a formációt, figyelembe kell venni a fúrásban meglévő különböző hatásokat. A tesztere-

#### Áramlási modellek

1. táblázat

Észlelési szakasz	Meghatározható sajátságok	Meghatározható paraméterek, modellek
korai észlelési időszak	belső határok	kúthatás és skin
		egy repedésrendszer
		részleges behatolás
középső észlelési időszak	formáció tulajdonságok	homogén rendszer
		összetett rendszer
		kettős porozitációs rendszer
kései észlelési időszak	külső határolók	át nem eresztő határolók
		állandó nyomású határolók

zés kezdetén a nyomás felfutására elsősorban a fűrőlyuk kialakítása, valamint a fűrőlyuk közvetlen környezete hat. Ez a zóna a fűrés során különféle hatásoknak volt kitéve, és már nem a vizsgált primer közettel azonos jellemzőket mutat. A zavartalan öszlet ezen a belső zónán kívül helyezkedik el, és az innen származó észlelések a tesztvizsgálatok középső mérési szakaszán érkeznek. Végül a tesztterezés kései észlelési időszakában a nyomásértékek távolabbról, a tároló határaitól adnak információt. Az 1. táblázat a fenti három mérési rezsimnek modelljeiről mutat be példát. A modellek részletes leírását megtaláljuk WARREN, J. E., és ROOT, P. J., (1963), BOURDET, D., et al. (1983a, 1983b, 1984a), BOURDET, D., (1985), GRINGARTEN, A. C., et al. (1986) és OLAREWAJU, J. S., és LEE, W. J., (1989) munkáiban.

A fent leírt klasszikus modellek esetében az áramlási geometria *a priori*. A legtöbb modell hengerformát és vízszintes áramlási irányokat tételez fel, bár van néhány kivétel is: ilyen az egy repedésrendszert leíró modell például, ahol az áramlási modell egy sikkal számol, míg a részleges behatolás modellje gömbi áramlási komponensekkel dolgozik. Jól rétegzett üledékeket merőlegesen harántoló fűrészek esetén ez az áramlási modell nagyon alkalmas. Repedezett kőzetek esetén a tényleges áramlási geometria bizonytalansága megadható egy új ismeretlen bevezetésével is (BLACK, J. H., 1984). A repedezett rendszert leíró áramlási modell, amely BARKER, J. A., (1988) nyomán általános radiális áramlási modellként ismert, nem tételez fel *a priori* egy adott geometriát; ehelyett azt az „áramlási dimenzió” kifejezéssel veszi figyelembe. Ez egy változó, amely meghatározható az adott hidrodinamikai vizsgálat során.

A repedezett rendszert leíró áramlási modell azon alapul, hogy a repedéseken, hasadékrendszereken átfolyó vízmennyiség és a forrás távolsága között exponenciális összefüggés van. A hatványkitevő (az áramlási kiterjesztés, dimenzió) lehet egész szám (pl. 1, 2 és 3) vagy nem egész érték (pl. 2,3). A repedezett rendszer áramlási modellje így generalizálja az áramlás dimenzióit, és nem egész számú dimenziót (hatványkitevőt) használ, amíg a radiális beáramlás ill. a homogén öszlet feltétel fennáll.

Az általános radiális beáramlás egyenletének számos matematikai megoldása ismert, amely függ a fűrés paramétereitől és a formáció határfeltételeinek természetétől. Az állandó hozamú tesztvizsgálatoknál egy „végtelen kiterjedésű” áramlási közeg esetében a matematikai megoldást egy vagy több monitoring zónára dolgozták ki (BARKER, J. A., 1988, BANGOY, L. M., et al. 1992, CHAKRABARTY, C., 1994).

Az állandó nyomású és a tehetetlenségi tesztvizsgálatok („*slug/pulse tests*”) matematikai megoldását ugyancsak kifejlesztették. Az áramlási dimenziók és a vezetőképesség változásai legjobban a mátrix és a repedésrendszer közötti iterációval (pl. kettős porozitás repedezettségi kiterjesztéssel) modellezhető.

## 5.2. Elemző szoftverek

Az adatelemzést-feldolgozást a különféle áramlási modellekkel számítógép segítségével végeztük. Az alábbi szoftvereket használtuk az adatelemzés során.

### 5.2.1. Interpret/2

A Windows alatt futó Interpret/2 (1.5 verzió) a Scientific Software Intercomp fejlesztése. Ez egy interaktív program, amely az állandó hozamú vizsgálatok alapján számítja az optimális hidrodinamikai paramétereket a potenciális

tároló modellek széles spektrumában. Az Interpret/2 egyik jellegzetessége, hogy jó szuperpozíciós lehetőségekkel rendelkezik az állandó hozamok esetében, a nem-lineáris regressziót és többes-vizsgálatok nyomtatási formáit illetően. Emellett a tesztvizsgálatok során fellépő kúthatas és a skin változásait is figyelembe tudja venni. Másik hasznos tulajdonsága, hogy ki tudja számolni a hidrodinamikai rendszert ért külső hatások várható reakcióját, ami csökkentheti az áramlási modell kiválasztásának bizonytalanságát.

### 5.2.2. FlowDim

A FlowDim 2.14 verziója a Golder Associates saját fejlesztésű, modul rendszerű, kútvizsgálatokat kiértékelő programja, amely felhasználható az állandó hozamú, állandó nyomású vizsgálatoknál a tehetetlenségi és impulzus tesztek esetében mind a forrás-, mind az észlelési szakaszon. Tud kezelni számos áramlási modellt és néhány áramlási geometriát a lineáristól (1 dimenzióval) a gömbi modellig (3 dimenzióval) bezárólag. Az áramlási dimenziókban és a formáció vízvezető-képességében történő változásokat repedés-mátrix kölcsönhatásként kezeli. Másik sajátossága az állandó hozamú vizsgálatok két lépésben történő szuperpozicionálása (pl. egy termeltetési fázisra és az azt követő nyomás-visszaállási szakaszra), valamint az ennek megfelelő nem-lineáris regresszió alapuló algoritmus szerinti görbe automatikus kiválasztása.

Az utóbbi program használ egy új elemzési módszert is a tehetetlenségi és az impulzus tesztek esetében.

## 6. Terepi példák

Három példa bemutatásával szeretnénk érzékeltetni a formáció tipikus viselkedését. Az 5. vizsgálati szakasz viszonylag magas áteresztőképességet mutatott, ami lehetővé tette az áramlási modell egyértelmű megválasztását. A 7. intervallum éppen ellenkezőleg, egy nagyon alacsony permeabilitású zóna, míg a 9. teszt a vízmintavétellel is járó hosszú termelési szakasz miatt érdekes.

### 6.1. Az 5. tesztvizsgálati szakasz

A 155,9–178,9 m közötti szakaszt két pakkeres rendszerrel vizsgáltuk. A teszt nyomásadatait a 2. ábra mutatja. Az alkalmazott tesztterezési sorozat a korábban általánosan leírtaknak megfelelően zajlott. A pakkerek felújását, rögzítését (INF) követően a csőzáró szelepet mintegy 4 órán keresztül zárva tartottuk, a formáció stabilizálásának érdekében. Ezután a tehetetlenségi vizsgálat (SW) fázisa 380 kPa kezdeti nyomásértékről indult. A vizsgálat 6 óra 14 perce alatt a nyomás 30 kPa-nyit emelkedett. A csőzáró szelep elzárásával a nyomásemelkedési szakasz (SW) 8 óra 17 percig tartott. Végezetül a pakkereket leengedtük, és a tesztterező szerszámzatot a következő zónába telepítettük.

Az SWS záró fázis adatait a log-log koordinátarendszerben a 3. ábra mutatja. A nyomás idő szerinti első deriváltja egyértelműen heterogén öszletre utal. Összetett modellt használva, a korai időszakra kapott minimum a deriváltban értelmezhető egy belső zónából kapott válaszként, a késői stabilizáció pedig egy külső zóna reakálásaként. Alternatívaként a derivált növekedését az észlelés vége felé okozhatja egy át nem eresztő határ is. Mindkét modell szerint van egy jobb áteresztőképességű zóna a fűrés körül, de a mérés során az idő múlásával a beáramlás lecsökkent. Ez

a csökkenés vagy a vízvezető-képesség csökkenésével magyarázható a fúróluktól távolodva (összetett modell), vagy a nyomásjel változásának hatására következett be (határ-modell). A harmadik interpretáció a 3. ábrán látható; kettős porozitációs modellt használtunk a beáramlási tulajdonságok leírására, ami különböző áramlási tulajdonságú mátrixot és repedésrendszert tételez föl.

A mért adatok alapján a modell kiválasztása nem egyértelmű. A fúrótagon történt megfigyelésekkel összhangban (erősen repedezett szakasz) lehetőség nyílt a kettős porozitációs modell alkalmazására. Miután az áramlási modellt kiválasztottuk, és a megfelelő illesztést a log-log koordinátarendszerben elvégeztük, a nyugalmi nyomást a HORNER-féle szuperpozicionált rendszerben kaptuk meg (4. ábra). Végezetül az egész tehetetlenségi vizsgálati periódust modelleztük a kapott paraméterekkel (5. ábra). A modellezés azért nem ad igazán jó képet, mert a kúthatás a vizsgálat kezdeti és záró fázisa között megváltozott.

#### 6.2. A 7. tesztvizsgálati szakasz

A 7. vizsgálati szakaszban (147,00–156,84 m) a rendkívül kis átteresztőképességű formáció tipikus képét kaptuk meg (6. ábra). A tesztterezést ugyanúgy hajtottuk végre, mint az 5. zónában. Itt a tehetetlenségi vizsgálat kezdetén a nyomás 330 kPa-ról indult, de mindössze 2 kPa emelkedést mértünk 5 óra 14 perc alatt. A nyomásemelkedési záró fázis 14 óra 40 percig tartott.

A nyomás deriváltja a log-log koordinátarendszerben (7. ábra) nem ért el egy stabilizálódási szakaszt, ezért a modell kiválasztása és a formációparaméterek becslése bizonytalan. A típusgörbe-illesztés szerint a stabilizáció csak mintegy 100 óra múlva lett volna várható. Ez azt jelenti, hogy a rendelkezésre álló idő alatt nem lehet egy ilyen „víz-záró” zónát pontosan kimérni. Másfelől viszont a mért adatok alapján meg tudtuk adni a vízvezető-képesség értékének felső határát. Ebben az esetben a legegyszerűbb modellt használtuk a számításokhoz. A nyugalmi nyomást a szuperpozicionális HORNER-rendszerben extrapolálással kaptuk meg (8. ábra). A számított paraméterekkel történő modellezés (szimuláció) jó egyezése az észlelt adatokkal (9. ábra) a paraméterek megfelelőségét bizonyítja.

#### 6.3. A 9. tesztvizsgálati szakasz

Végezetül egy vízmintavétellel egybekötött, hosszú termeltetés utáni tesztvizsgálatot mutat be a 10. ábra. Ez a 9. szakasz a fúróluk alján egy pakkeres konfigurációval 351,11 és 364,47 m zajlott. A szokásos tehetetlenségi és záró fázis után a tesztterezés termeléssel, jó néhány dugattyús vizkiemeléssel (RW-fázis) folytatódott, hogy az öblítőiszappal bevitt nyomjelző koncentrációjának a vízmintához szükséges alacsony értékét elérjük. A tesztterezés egy nyomásemelkedési fázissal (RWS) zárult 4 és fél napig tartó termelés után. A tehetetlenségi (SW) és a hosszú idejű termelés utáni (RWS) periódus elemzését a 11–13. ill. a 14–16. ábra mutatja. A tehetetlenségi fázis adatainak feldolgozása során RAMEY, H. J., et al. (1975), valamint OSTROWSKI, L. P., és KLOSKA, M. B., (1989) típusgörbét használtuk. A nagy kúthatási értéknek és a viszonylag rő-

vid tesztvizsgálati időtartamnak köszönhetően csak a fúrás közvetlen környezetét vizsgáltuk ebben a fázisban. A közepsi és kései mérési időből (amikor a modell kiválasztáshoz szükséges paramétereket mérhetjük ki) származó észlelések hiányában homogén modellt használtunk.

A termeltetés utáni záró fázis log-log koordinátarendszerben ábrázolt grafikonjai jóval több jellegzetességet mutatnak. A derivált az észlelés közepén mutat egy stabilizációs platót, majd az észlelés vége felé egy másikat, az előzőnél magasabb értéken. Ugyanúgy, mint az 5. vizsgálati zóna, ez a viselkedés is beilleszthető többféle áramlási modellbe is. Mivel nem állt rendelkezésünkre olyan adat, amelynek alapján a számba jöhető modellek között választhattunk volna, a legegyszerűbb modellel dolgoztunk, amelyben egy paraméter jellemezte a heterogenitást.

A 15. és 16. ábra a szuperpozíciós HORNER-féle rendszerben mutatja az adatokat ill. a tesztvizsgálat ellenőrző szimulációját. Hogy a modellünk működjön, a tehetetlenségi fázis során minden egyes vizkiemelésre állandó hozammal számoltunk. Ez jól közelíti a beáramlási hozamokat, ami fontos a záró fázis szempontjából, de rossz illeszkedést eredményez a szimulációs görbén. Az SW- és RWS-fázis nagyon hasonló permeabilitási értéket mutat. A W-fázis esetében azért nem látszik az utóbbinál kimutatott hatar, mivel az észlelés ideje nagyon rövid volt.

#### 6.4. Az eredmények összefoglalása

Az Üh-1 fúrásban végrehajtott tesztterezés során az egyes tesztvizsgálati szakaszokban kapott nyugalmi nyomásértékeket és hidrodinamikai vezetőképességeket a 17. ill. a 18. ábra szemlélteti. Amint a 17. ábrán látható, a mélységgel párhuzamosan csökkennek a nyugalmi nyomás értékei is. Az általános trendből csak a zúzott zónában kapott eredmény lóg ki. A hidrodinamikai vezetőképesség esetében ugyancsak 300 m-ig a nagyobb mélységgel párhuzamos csökkenés látható. Itt a vezetőképesség több mint egy nagyságrenddel magasabb értéket mutat a fenti mélység alatti zúzott zónában. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a repedések vezetőképessége is nagyon alacsony; ezt jól alátámasztják például a 9. teszt során mért alacsony beáramlási hozamok.

### 7. Összefoglalás és következtetések

Az Üveghuta-1 fúrásban kilenc sikeres hidrodinamikai pakkeres vizsgálatra került sor. A mért adatokat nemzetközileg elfogadott módszerekkel értékeltük. Az eredmények minden teszt esetében kellően megalapozottak voltak, és jó egyezést mutattak más módszerekkel (magvizsgálatokkal, geofizikai mérésekkel) kapott adatokkal. Általában a nyugalmi nyomás és a vezetőképesség csökkent a mélység növekedésével. A zúzott zóna egyértelműen látható a vezetőképességek szelvényén, bár nem biztosít jelentős utat a rétegvíz áramlása számára, hiszen a zóna átteresztőképessége csak helyi változásra utal a mindössze egy nagyságrendű eltéréssel, és mert ez a zóna – úgy tűnik – nem befolyásolja a nyugalmi nyomás értékeinek a fúrás szelvényében tapasztalt trendjét.



## HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE ÜVEGHUTA SITE AND ITS AREA

ZOLTÁN BALLA, GYÖRGY TÓTH and ANIKÓ KÖNCZÖL

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

**Keywords:** drilling, granodiorites, Hungary, hydraulic conductivity, hydrodynamics, permeability, pollution, radioactive waste, site exploration, Transdanubia

Hydrogeological investigations in the Üveghuta borehole and its surroundings are insufficient so far to qualify the area as suitable for low and intermediate level radioactive waste disposal. Data obtained, however, are promising. The permeability of the granites is very low and decreases downward, and even in strongly brecciated zones only increases by one or two orders of magnitude, so the area is worth continuing exploration. The groundwater-table high along the water divide on the earth's surface seems to be the most suitable area where the underground water flow probably goes vertically down, so the possible radioactive pollution would return back to the biosphere only after long migration. Further drilling investigations are needed to select and assess concrete sites.

### 1. Introduction

Hydrogeological conditions of the Üveghuta area, which is situated within the Mórággy granite region, are outlined on the basis of data from the borehole Üveghuta-1 (KÓKAI 1997, TUNGLI and GYALOG 1997) as well as from the surroundings (Figure 1, TÓTH *et al.* 1995, 1996).

Hydrogeological characterisation is needed, among other things, to provide input data for the hydrodynamic modelling. The geometry of the lithological units, which can be considered uniform from a hydrogeological point of view, has to be known, as it gives the framework for the model sections. Information is needed on the hydrogeological properties of these units, on the infiltration, which can be inferred from the analysis of the balance of the hydrological cycle, then, the hydraulic head pattern which should be reproduced by the modelling in its general elements.

The surroundings will be outlined first, then the drilling data will be discussed.

### 2. Surroundings of the borehole

The hydrogeological properties of the formations in the surroundings of the borehole, the balance of the hydrological cycle and the hydraulic head pattern of the area will be outlined below, and a general evaluation of the area will be given.

Two hydrogeological units are distinguished: an upper three-phase (unsaturated) and a lower two-phase (saturated) zone. The first zone is that of the soil moisture between the earth's surface and groundwater table, and the second is that below the groundwater table.

The *three-phase zone* in the Üveghuta area can be characterised by the detailed map of the groundwater table (Figure 2) constructed from observations on springs as well as on streams and effluent seepages in valleys and tak-

ing into account earlier information. The thickness of the three-phase zone is usually 20–40 m below the ridges and plateaus as in the surroundings of the Üveghuta-1 borehole. The *two-phase saturated zone* is described below more detailed.

#### 2.1. Hydrogeological description

The *loess* in the close vicinity of the borehole is 20–30 m thick (about 20 m of them fall into the three-phase zone). In the nearby Ófalu area, the horizontal hydraulic conductivity of the loess in the three-phase zone was  $6 \times 10^{-7}$  m/s, and the vertical,  $5 \times 10^{-8}$  m/s in general (JUHÁSZ 1989).

The loess is underlain by *argillaceous silt* of about 20 m in the thickness and is usually saturated. It is known from the Ófalu exploration that high vertical potential gradient is very characteristic. Both the horizontal and vertical hydraulic conductivity is of the order of  $10^{-9}$  m/s (JUHÁSZ 1989).

The uppermost *disintegrated zone of the granites and the rubble horizon* is present everywhere, but its hydrogeological properties are extremely variable. The thickness is some dozens of meters, that of the fractured zone sometimes reaching 100 m. Hydraulic conductivity varies in the range  $10^{-7}$ – $10^{-5}$  m/s. This is the main aquifer layer of the region together with the fluvial sand and sandy pebble horizons joining it in valleys and basins. Significant springs and effluent seepages mark this horizon.

The thickness of the *granite body* is unknown but can be estimated at least as several km. Before the borehole Üh-1, there were practically no direct data on its hydrogeological properties. Indirect data have been obtained by studying the fracture frequency in the outcrops (MAROS and PALOTÁS 1997) which resulted in a relatively high hydraulic conductivity ( $n \times 10^{-6}$  m/s). This was probably due to the situation of the outcrops in the near-surface zone of the disintegrated granite. The preliminary model-

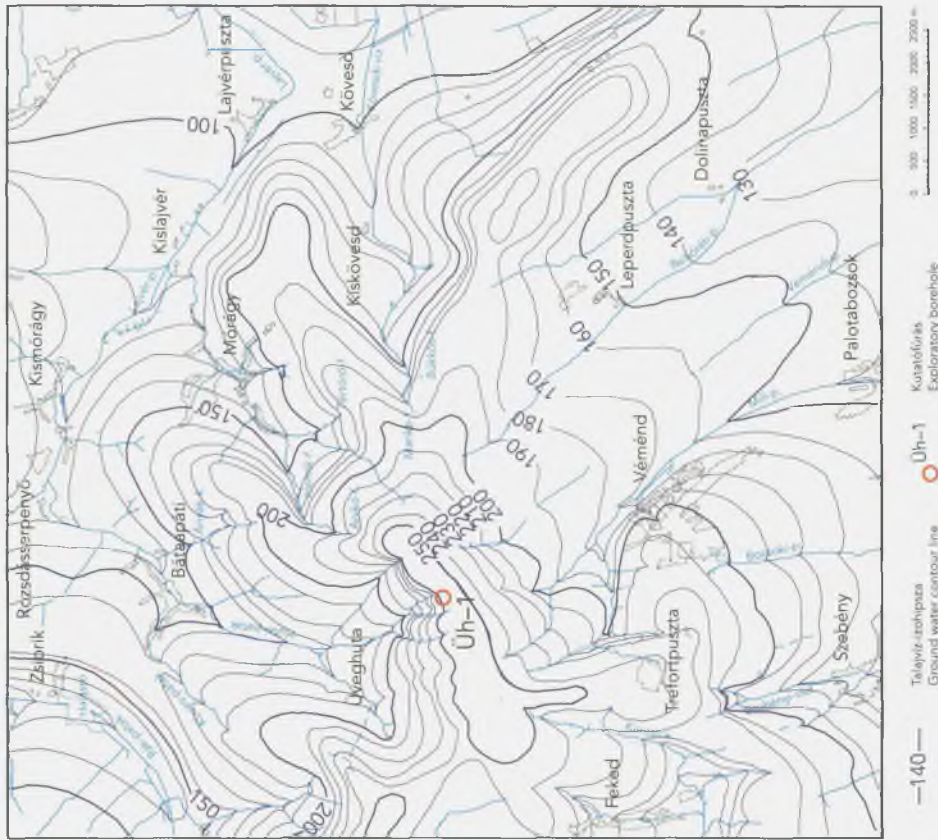


Figure 2. The groundwater table in the Üveghuta area

2. ábra. Az üveghutai terület talajvízdomborzati térképe

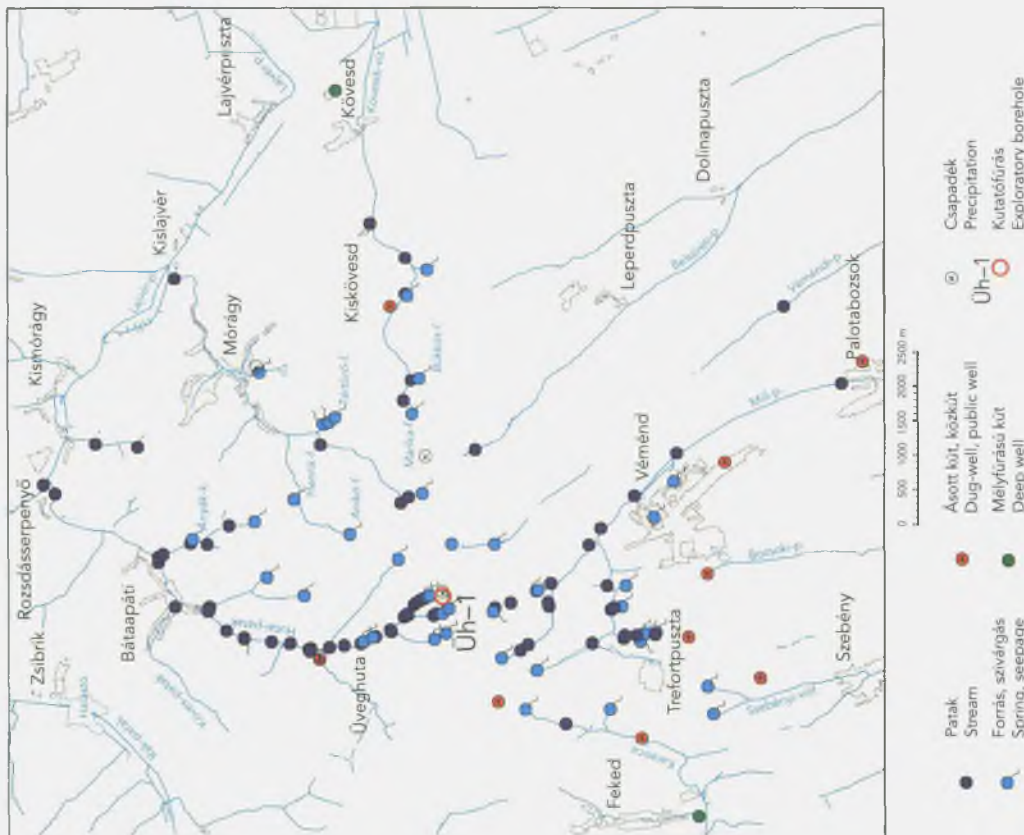


Figure 1. Hydrogeological observations in the Üveghuta area

1. ábra. Az üveghutai terület vízföldtani tényanyagterképe

ing prior to the drilling (MEZŐ and SZILÁGYI 1997) could only reproduce the hydraulic head pattern along the granite surface by using much lower mean hydraulic conductivity (around  $10^{-8}$  m/s).

The *Upper Pannonian basin sediments* composed of sands, silts and clays surround the granite body like a collar and are in hydrodynamic connection with this body. Their thickness increase towards the internal parts of the basin up to several hundreds of meters. The hydraulic conductivity of the sandy aquifers is of about  $10^{-4}$ – $10^{-5}$  m/s. The local water supply comes from this horizon where it present (Palotabozsok, Bátaszék, Sárpilis, Várdomb, Alsónána).

The thickness of the *alluvial stream sediments* is some meters. The conductivity is higher if their detrital material is derived from the granites. The wells of the Mórággy waterworks take water from a layer of this type where the hydraulic conductivity exceeds  $5 \times 10^{-4}$  m/s. If these sediments originated from loess or argillaceous silt their conductivity is similar to that of the source rocks.

### 2.2. Balance of the hydrological cycle

The hydrodynamic conditions of the area are controlled by the hydrogeological properties of the rocks, by the loess cover of recharge areas and by the topographical position of the discharge areas.

The rainfall diminished by the surface runoff and evaporation supplies the unconfined and confined ground water as well as the fracture water which migrate towards the local base levels, and partly appears in smaller streams. In periods with no surface runoff and low evaporation, the infiltration rate can be estimated from stream-flow values. In the framework of hydrogeological reconnaissance (october–november, 1995), base-flow measurements were carried out in several sections of the streams running from the borehole area (TÓTH *et al.* 1996). The base-flow (3.376 m<sup>3</sup>/min) in the lower sections of the streams Mill creek (near Véménd), Kövesd brook, Mórággy brook and Huta creek, divided by the corresponding recharge area (38.708 km<sup>2</sup>), resulted in infiltration rates of 45.8 mm/year in average, with a range of 43.9–51.2 mm/year. Based on this, 36.5 and 54.75 mm/year (*i.e.* 0.1 and 0.15 mm/d) as infiltration rate was given as input to the modelling study, in agreement with the water analyses (HORVÁTH *et al.* 1997).

Discharge goes through the springs, streams and groundwater evaporation. The main discharge areas are as follows: valleys of the streams Huta creek, Mórággy brook, Kövesd brook, Lajvér creek, Belsőrért creek and Véménd creek, as well as the section of the Danube valley between Sárpilis and Mohács. The centre of the recharge area is supposed to be where the hydraulic heads in the continuous two-phase system reach their maximum, *i.e.* on groundwater-table highs. The profiles for the hydrodynamic modeling have been drawn across the discharge areas which were regarded as constant-pressure boundaries.

### 2.3. Hydraulic head pattern

The hydraulic head pattern for the granite body is only known from the borehole Üh-1. From the Ófalu data, significant differences of about 10–20 m in hydraulic heads can be assumed for the ground-water table and for the granite surface. Below the ridges and plateaus, the equipotential surfaces are probably subhorizontal.

### 2.4. Summary

In the study area, approximately 10% of the rainfall supplies the ground water. The uppermost layer, *viz.* the 20 m thick loess sequence, mostly falls within the three-phase zone, whereas the 10–20 m argillaceous silt below it is saturated. The latter mainly conducts infiltrated water vertically down to the zone of disintegrated and fractured granite which is traceable all over the area. Most of the water in this zone migrates into the streams which form the local base levels, *i.e.* the flow in it changes from vertical to subhorizontal. The water appears on the surface mainly in linear effluent seepages, less frequently in small springs. In the periphery of the hilly area and in fluvial sequences of the bigger streams the water is passed over to sedimentary aquifers.

Some part of the water of the disintegrated and fractured granites enters the deeper parts of the granite body not affected by superficial processes, and filters towards the discharge sites along distinct paths controlled by fault and joint systems in the granites. The reconnaissance revealed that the ground water is mainly discharged by the stream Lajvér creek which is about 95–125 m a.s.l. The centre of the recharge area is assumed to be where the groundwater table is in highest position, *i.e.* 2 km south of Üveghuta at about 230 m a.s.l.

Analysis of the information on the deeper horizons revealed that at depths of some hundreds of meters, which can be considered realistic for underground disposal, the regional flow system already dominates. Two different areas can be distinguished in the area with the border along the contour line 160 m a.s.l. in the groundwater table. A descendent flow pattern is characteristic for the areas where the groundwater table is in a higher position and *vice versa*.

### 3. Hydrogeological data from the borehole

The borehole Üh-1 was sited on the hill ridge between Véménd and Üveghuta, drilling into the centre of the recharge area where a descendent flow pattern and the largest return periods are to be expected. Hydrogeological tests of the borehole aimed at getting data on the characterization of the filtration processes within the granite body.

Of the numerous geological, tectonic, geophysical, hydrogeological and geochemical studies in the borehole, results of those are demonstrated here which were needed for constructing the comprehensive hydrodynamic model to solve the principal task, *i.e.* to determine the migration paths in given parts of the granite body and the travel times along them.

The section of the borehole with igneous rocks can be subdivided into three subsections based on mechanical (TUNGLI and GYALOG 1997) and structural (MAROS and PALOTÁS 1997) data. In the *zone of near-surface effects* up to 134.00 m, the fracturing is 23%. Packer tests (HARBORTH and TUNGLI 1997) revealed that  $10^{-8}$  and  $10^{-9}$  m/s hydraulic conductivity is characteristic below 87.00 m whereas the values are much higher ( $7 \times 10^{-8}$  m/s) above 87.00 m. In the *zone of mean fracturing* (15%) between 134.00 and 272.00 m, the packer tests resulted in  $2 \times 10^{-10}$  m/s hydraulic conductivity which was  $4.3 \times 10^{-11}$  m/s in the less fractured section of the zone. Packer tests of the *tectonic zone* between 272.00 and 365.00 m (55% fracturing) resulted in hydraulic conductivity  $4 \times 10^{-10}$  m/s whereas in the accompanying fractured rocks it was  $1.1 \times 10^{-11}$  m/s.

Consequently, the three zones are different not only in their fracturing but also in hydraulic conductivity. The suitability of the complex for further studies is first of all determined by the parameters of the middle, mean fractured zone, *i.e.* its 138 m thickness and low permeability. It seems to be important that most of the cores unbroken for more than 50% of their length came from this zone (KÓKAI 1997, TUNGLI and GYALOG 1997).

Zones similarly broken show progressively less permeability towards depth. In that respect, the results from the borehole Üveghuta-1 are similar to that in foreign countries (MEZŐ and SZILÁGYI 1997). At the same time it can

be stated that hydraulic conductivity at Üveghuta is usually lower than that found at similar depths in other areas. The validity of the test parameters is limited at Üveghuta by less than 10 m so that these parameters can be used for characterization of large rock volumes only in a statistical sense.

The granite rubble is underlain by a more fractured zone. Its permeability is unknown due to absence of direct data from the borehole or other wells. In hydrodynamic modeling it was treated together with the granite rubble.

Results of the hydrodynamic testing and hydrodynamic modelling are outlined in other works (HARBORTH and TUNGLI 1997, MEZŐ and SZILÁGYI 1997).

## References

- HARBORTH, B., and TUNGLI, GY., 1997: Hydrodynamic packer testing in a granite formation (Pakkeres hidrodinamikai tesztelés gránitos öszletben). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- HORVÁTH, I., DEÁK, J., HERTELENDI, E., and SZÓCS, T., 1997: Hydrogeochemical investigations in the Tolna hills area (Vizgeokémia vizsgálatok tolnai dombvidéki területeken). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- JUHÁSZ, J., (editor) 1989: Összefoglaló jelentés az ófalu tervezett radioaktív hulladékártoló telep kutatásáról (in Hungarian: Summary report on the radioactive waste repository designed at Ófalu). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- KÓKAI, A., 1997: Geological evaluation of the Üveghuta-1 borehole (Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1997: Fracturing of the Mórággy Granite in outcrops and the Üveghuta-1 drill core (A Mórággyi Gránit repedezettsége a felszínen és az Üveghuta-1 fúrásban). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1997: Numerical modeling of pollutant transport in the Tolna hills (Szennyezőanyag-terjedés numerikus modellezése a tolnai dombvidéken). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TÓTH, GY., GONDÁR-SŐREGI, K., HORVÁTH, I., KÖNCZÖL, A., MAROS, GY., NÁDOR, A., NAGY, P., PALOTÁS, K., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZÓCS, T., and VENKOVITS, I., 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához. Objektumok vízföldtani dokumentációja (in Hungarian: Preliminary field reconnaissance for exploration of sites for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeological description of objects). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GELLÉR-MIKLÓSSY, M., GONDÁR-SŐREGI, K., HORVÁTH, I., JERABEK, CS., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., NAGY, P., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZILÁGYI, F., SZÓCS, T., TURTEGIN, E., and VENKOVITS, I., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Hidrogeológiai reambuláció (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeological reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TUNGLI, GY., and 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).

## AZ ÜVEGHUTAI KUTATÁSI TERÜLET HIDROGEOLOGIAI VISZONYAI

BALLA ZOLTÁN, TÓTH GYÖRGY, KÖNCZÖL NÁNDORNÉ

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

Az üveghutai kutatófúrásban és környezetében elvégzett hidrogeológiai vizsgálatok egyelőre nem elegendőek ahhoz, hogy a területet alkalmasnak minősítsük kis és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezésére. Az eddigi adatok azonban biztatóak, s így a terület továbbkutatásra feltétlenül érdemes: a gránit vízvezető-képessége igen alacsony, lefelé csökken, s még az erősen töredezett zónákban is csak egy-két nagyságrendet növekszik. Legkedvezőbbnek a felszíni vízválasztó alatt kimutatható talajvízdomb tetővidéke látszik, ahol az áramlási pályák várhatóan függőlegesen lefelé irányulnak, s így az esetleges radioaktív szennyezés csak igen hosszú idő elteltével ér ismét a felszínre. Konkrét telephelyek kijelöléséhez és értékeléséhez további fúrások kutatásra van szükség.

### 1. Bevezetés

Tanulmányunkban a mórággyi gránitterületre eső Üveghuta környékének vízföldtani viszonyait vázoljuk az Üveghuta-1 mélyfúrás (KÓKAI A. 1997, TUNGLI GY., GYALOG L. 1997) és a környezet adatai (1. ábra, TÓTH GY. et al. 1995, 1996) alapján.

Vízföldtani jellemzésre egyebek között a hidrodinamikai modellezés bemeneti paramétereinek meghatározásához van szükség. Ismernünk kell a vízföldtanilag egységes öszszletek geometriáját, amely a modellezési szelvények vázát képezi, ugyanezen öszszletek vízföldtani paramétereit, a beszivárgást, amely a vízháztartás elemzésével vezethető le, majd azt a potenciálképet, amelyet a modellezésnek nagy vonalakban reprodukálnia kell.

Elsőként a környezetet ismertetjük, ezután térünk át a fúrási adatokra.

### 2. A mélyfúrás környezete

Az alábbiakban a mélyfúrás környezetében előforduló képződmények vízföldtani tulajdonságait, a terület vízháztartását és potenciálviszonyait ismertetjük, végül a térséget összefoglalóan értékeljük.

Két vízföldtani egységet különböztetünk meg: egy felső, háromfázisú (telítetlen) és egy alsó, kétfázisú (telített) zónát. Az első a talajnedvesség zónája, amely a felszín és a talajvíztükör között helyezkedik el, a másik a talaj- és a rétegvíz öve, amely a talajvíztükör alatt foglal helyet.

A háromfázisú zóna jellemzése céljából Üveghuta környékére a források, az állandó vízfolyással, szivárgásokkal rendelkező völgyek szintadatai és a területen korábban végzett kutatások talajvízszint-adatai figyelembe vételével részletes talajvíz-domborzati képet (2. ábra) szerkesztettünk. Ennek alapján a háromfázisú zóna a gerincek, platók területén általában 20–40 m vastagságú, így van ez az üveghutai mélyfúrás közelében is. A telített zónát az alábbiakban részletesebben jellemezzük.

### 2.1. Vízföldtani tulajdonságok

A lösz vastagsága a fúrás közvetlen környezetében 20–30 m (ebből a felső kb. 20 m a háromfázisú zónába esik). A közeli ófalui kutatási területen a telített zónába eső lösz horizontális szivárgási tényezője  $6 \times 10^{-7}$  m/s, a vertikális szivárgási tényezője pedig  $5 \times 10^{-8}$  m/s átlagosan (JUHÁSZ J. 1989).

A lösz alatt *agyagos kőzetliszt* található kb. 20 m vastagságban. Általában telített, az ófalui kutatások alapján tudjuk, hogy jellemzője a nagy vertikális potenciál-gradiens. Mind a horizontális, mind a vertikális szivárgási tényezője  $10^{-9}$  m/s nagyságrendű (JUHÁSZ J. 1989).

A gránit legfelső, fellazult, repedezett öve és a gránitmuraszint, bár mindenütt megtalálható, de vízvezetési jellemzőit tekintve rendkívül változatos felépítésű. Vastagságuk néhányszor 10 m, a repedezett öv esetenként 100 m is lehet. Szivárgási tényezőjük  $10^{-7}$ – $10^{-5}$  m/s között váltakozik. Ez a zóna a térség fő vízadója, a völgyekben, medenceüledék-sorozatokban az ebből kifejlődő, csatlakozó áthalmozott fluviatilis homok-, homokos kavicsszintekkel együtt. A nagyobb források, szivárgások mind ehhez a szinthez kapcsolódnak.

A gránittest vastagsága ismeretlen, legalább néhány km-re becsülhető. Vízföldtani tulajdonságairól az Üh-1 fúrás létesítését megelőzően gyakorlatilag nem állt rendelkezésre közvetlen adat. Közvetett információt hozott a törésgyakorosság tanulmányozása felszíni feltárásokban (MAROS GY., PALOTÁS K. 1997), mely viszonylag magas szivárgási tényező értéket ( $n \times 10^{-6}$  m/s) jelzett. Ennek oka elsősorban az volt, hogy a feltárások a felszínhez közeli fellazult, repedezettebb zónában találhatók. Még a fúrás előtti fázisban elvégzett előzetes modellezés (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997) az előbbinél jóval kisebb ( $10^{-8}$  m/s nagyságrendű) átlagos szivárgási tényező felvételével tudta csak előállítani a gránit felszínére becsült potenciál(vízszint)-értékeket.

A felsőpannóniai medenceüledékek homok-, kőzetliszt- és agyagrétegekből álló sorozatként, gallérszerűen ölelik körül a gránittestet, és azzal hidrodinamikai kapcsolatban vannak. Vastagságuk a medence belseje felé néhány 100 m-re

növekszik. A vízadó homokrétegek szivárgási tényezője  $10^{-4}$ – $10^{-5}$  m/s nagyságrendű. Fontosságát mutatja, hogy előfordulási helyein (Palotabozsok, Bátaszék, Sárpilis, Várdomb, Alsónána) a helyi vízbeszerzést innen biztosítják.

Az *alluviális pataküledékek* vastagsága néhány méter. A területen ott jobb vízvezetők, ahol üledékanyaguk gránitból, gránitmurvából származik. A mórágai vízmű kútjai ilyen réteget csapolnak meg. Itt vízvezető képessége meghaladja az  $5 \times 10^{-4}$  m/s értéket. Ahol anyaga lösz, agyagos közetliszt áthalmozásából származik, ott vízvezető-képessége hasonló az anyaközetéhez.

## 2.2. Vízháztartás

A terület hidrodinamikai viszonyait a képződmények hidrogeológiai jellemzői mellett alapvetően az utánpótlási területrészek lösztakarója és a megcsapolási területek térszíni magassága határozza meg.

A lehullott csapadék felszíni lefolyással és párolgással csökkentett része a talaj-, réteg- és hasadékvizet táplálja, majd az erózióbázisok felé szivárogva a kisvízfolyások hozamának egy részét biztosítja. Felszíni lefolyástól mentes és alacsony párolgású időszakban a kis vízfolyások alaphozamából becsülni lehet a beszivárgási értéket. 1995 október-novemberében, hidrogeológiai reambuláció keretében az üveghutai mélyfúrás körzetéből kiinduló patakokon több szelvényben végeztünk alapvízhozam-méréseket (TÓTH GY. et al. 1996) A véméndi Mill-patak, a Kövesdi-víz, a Mórágai-víz és a Hutai-patak egy-egy alsóbb szakaszán felvett szelvényben mért ( $3,376 \text{ m}^3/\text{min}$ ) alapvízhozam és a talajvíztérképen e helyhez kijelölhető felszín alatti vízgyűjtőterület ( $38,708 \text{ km}^2$ ) hányadosából a beszivárgás átlagosan 45,8, az egyes részvízgyűjtőkre 43,9–51,2 mm/évnek adódott. Mindezek alapján hidrodinamikai modellezéshez 36,5 és 54,75 mm/év (azaz 0,1 és 0,15 mm/d) beszivárgási értéket adtunk meg, amelyet a vízminőségi adatok (HORVÁTH I. et al. 1997) is alátámasztanak.

A megcsapolási helyeket a források, forrásvízfolyások és a párolgó talajvízű területek jelentik. A legfontosabb megcsapolási területek a következők: Hutai-patak, Mórágai-víz, Kövesdi-víz, Lajvér-patak, Belsőréti-patak és Vémeándi-patak völgye, valamint a Duna-völgy Sárpilis és Mohács közötti szakasza. Az utánpótlási területek közepét ott feltételezzük, ahol az összefüggő kétfázisú rendszerben a potenciálértékek a legnagyobbak, vagyis a talajvízdomborzat legmagasabb részein. Hidrodinamikai metszetmodellünk-höz a választott szelvényirányokat e megcsapolási helyeken keresztül (azokat állandó nyomású határfelületként kezelve) vettük fel.

## 2.3. Potenciálviszonyok

A gránittest potenciálviszonyait csak az Üh-1 fúrásból ismerjük. A talajvíztükör és a gránitfelszín között – ófalui adatok alapján – jelentős, 10–20 m-es potenciálkülönbség tételezhető fel. A gerincek és platók alatt közel horizontális ekvipotenciál-felületek adhatók meg.

## 2.4. Összefoglaló értékelés

A tanulmányozott térségben a csapadékvíz közel 10%-a táplálja a felszín alatti vizeket. A felső kb. 20 m vastagságú lösztakaró zömében háromfázisú, míg az alatta lévő 10–20 m-es agyagos közetliszt telített; ennek az utóbbinak a szerepe elsősorban a beszivárgott víz függőleges továbbvezeté-

se az alatta lévő gránitmurva – repedezett felszín közeli gránit vízvezető komplexumba, mely a területen általánosan elterjedt. E komplexumból a víz jelentős része a környék erózióbázisait jelentő vízfolyásokba jut, vagyis az áramlási irány függőlegesen vízszintesre változik. Felszínre lépése főként vonalmenti szivárgások, ritkábban kishozamú források formájában történik. A dombság peremén és a nagyobb vízfolyások allúviumán a komplexum vize átadódik az ott lévő jobb vízvezető üledékekbe.

A murva – fellazult gránit komplexumban áramló víz egy része bejut a felszíni hatásoktól érintetlen gránittestbe, és ott kényszerpályákon át a megcsapolási helyek irányába szivárog. Ezeket a kényszerpályákat a gránit repedésrendszere határozza meg. Előzetes vizsgálataink nyomán tisztázódott, hogy a felszín alatti vizek legfőbb megcsapolója a Lajvér-patak, amelynek szintje kb. tszf. 95–125 m-en van. Az utánpótlási terület központját ott tételeztük fel, ahol a talajvíztükör a legmagasabbban volt, azaz Üveghutától kb. 2 km-rel D-re, tszf. 230 m körül.

A mélyebb szintekre vonatkozó információ elemzése nyomán kitént, hogy a felszín alatti elhelyezéshez számba veendő néhány száz méteres mélységben már a regionális áramlási mező dominál. Ebben a felfelé és lefelé irányuló vízmozgással jellemezhető területek határa kb. a két szint középvonalán, azaz tszf. 160 m-ben volt feltételezhető: ahol a talajvíztükör ennél magasabbban van, lefelé irányuló vízáramlással számolhattunk, és viszont.

## 3. A fúrás hidrogeológiai adatai

Az Üh-1 fúrást a Vémeánd és Üveghuta közötti dombhátra, az utánpótlási területek centrumába telepítettük, oda tehát, ahol a leginkább várható a felszín alatti vizek lefelé szivárgása (és ahonnan a leghosszabb felszínre érési idők prognosztizálhatók). A fúrás hidrogeológiai vizsgálatának az volt a célja, hogy a gránit belsejében lezajló szivárgási folyamatok jellemzéséhez adatok álljanak rendelkezésre.

A fúrásban elvégzett számos földtani, tektonikai, geofizikai, hidrogeológiai és geokémiai vizsgálat közül azt az információt mutatjuk be, mely az alapfeladat megoldásához (tehát a gránittest adott térrészén keresztül menő szivárgási útvonalak és felszínre lépési idők megadásához), vagyis az áttekintő hidrogeológiai modell kialakításához szükséges.

A fúrás magmás kőzeteket harántolt része a mechanikai (TUNGLI GY., GYALOG L. 1997) és szerkezeti vizsgálatok (MAROS GY., PALOTÁS K. 1997) alapján három szakaszra osztható. A *felszínközeli hatások* 134,00 m-ig tartó zónájában a töredezettség átlaga 23%. A pakkeres vizsgálat (HARBORTH, B., TUNGLI GY. 1997) alapján a zóna 87,00 m alatti szakasza  $10^{-8}$  és  $10^{-9}$  m/s közötti szivárgási tényezővel jellemezhető. A 87 m fölötti szakaszra ennél 1 nagyságrenddel magasabb érték ( $7 \times 10^{-8}$  m/s) adódott. A 134,00 és 272,00 m közötti *átlagos töredezettségű* (15%) zónában végzett pakkerezés során  $2 \times 10^{-10}$  m/s értéket mértek, míg a szakasz legkevésbé töredezett szakaszán a szivárgási tényező  $4,3 \times 10^{-11}$  m/s volt. A 272,00–365,00 m közötti *tektonikus zóna* (töredezettsége 55%) pakkerezése  $4 \times 10^{-10}$  m/s, a zónát kísérő, kevésbé töredezett szakaszra pedig  $1,1 \times 10^{-11}$  m/s szivárgási tényezőt adott.

A három zóna tehát nemcsak a töredezettség, hanem a szivárgási tényezők alapján is elkülönül. Az összetett alkalmasságát a továbbkutatásra elsősorban a középső, átlagos

töredezettségű zóna 138 m-es vastagsága és alacsony vízvezetése határozza meg. Fontosnak látjuk, hogy főként ebből a zónából kerültek ki az 50%-nál épebb fűrőmagok is (KÓKAI A. 1997, TUNGLI GY., GYALOG L. 1997).

A nagyjából azonosan töredezett szakaszok a mélység felé egyre kisebb szivárgási tényező értékkel rendelkeznek, e tekintetben az üveghutai fúrás tapasztalata azonos a külföldi kutatások eredményeivel (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997). Ugyanakkor megállapítható, hogy az üveghutai szivárgási tényezők az analóg területek hasonló mélységű értékeinél általában kisebbek. Az üveghutai tesztekben ka-

pott paraméterek érvényessége 10 m-en belül megszűnik, ezért azokat nagyobb közettérfogatok jellemzésére csak statisztikai értelemben használhatjuk.

A gránitmurva alatt általában egy erősebben repedezett szakasz következik, amelynek vízvezető-képességét kütadatok hiánya miatt nem ismerjük. Az áttekintő vízföldtani modellezés során a gránitmurvával együttesen kezeltük.

A gránit hidrodinamikai jellemzőit és a kapott adatokkal végzett hidrodinamikai modellezés eredményeit külön tanulmányokban (HARBORTH, B., TUNGLI GY. 1997, MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997) ismertetjük.





## TECTONIC STUDY OF BURIED BASEMENT IN STRIPPED GRAVITY ANOMALY MAP

SÁNDOR KOVÁCSVÖLGYI

Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary

**Key words:** basement tectonics, Bouguer anomalies, density, faults, gravity anomalies, gravity survey maps, numerical models, residual anomalies, sediments, thickness

Traditional Bouguer anomaly maps provide information primarily on the morphology of the sharpest density contrast horizon (the basement). If the basin structure is known with proper accuracy its gravity effect can be used for a correction. The stripped gravity anomaly map obtained in this way reflects the effects of density inhomogeneities within the basement. In the Üveghuta area a block-like structure of the basement can be assumed on the basis of the material presented. The block boundaries could be determined only after detailed measurements.

### 1. Introduction

One of the traditional geological tasks for the gravity method is to study the relief and sinking of high density basement rocks at the roots of mountains. It is generally applied at the beginning of an investigation. Based on the anomalies it defines, a qualitative interpretation can be made which provides a basis for planning the next phase of investigation, such as seismics, geoelectric studies or drilling. It is obvious, however, that with this kind of work the potential of the method is not totally exhausted, because all kinds of density inhomogeneities influence anomalies to a certain degree. When the information concerning a geological-geophysical model is limited (in our case information about the density and geometry of rock masses) it is most common to attribute the effects to changes in the relief of the zone characterized by the strongest density contrast. When certain elements of the model are known, their gravity effect can be taken into account as a correction, and using the corrected anomaly map the unknown elements of the model can also be deduced. At present the structure of the sediments overlying the basement can be considered known in many survey areas. After correcting the gravity anomalies by the effects of the sediments a stripped gravity map can be constructed which illustrates the effects of density inhomogeneities within the basement.

Borehole Üh-1 drilled in the survey area Üveghuta penetrated a thick fracture zone at a depth of about 300 m. This produced a request to investigate the potential of the gravity method for studying the internal structure of the buried basement.

### 2. Gravity features of the Üveghuta survey area

The known rocks in the area are the loess and other soft sediments from the surface down to 200 m, and the underlying Carboniferous granodiorite. The latter usually

outcrops at the bottom of the valleys, and data from numerous shallow wells are also available. Thus, a reliable contour map of the basement or thickness map of the soft sediments has been constructed based on real data, and this provided the geometric model for our calculations.

According to the density log of the borehole Üh-1 (SZONGOTH et al. 1996) the average density of the loess is  $1800 \text{ kg/m}^3$ , and that of the penetrated granodiorite is  $2700 \text{ kg/m}^3$ .

The Bouguer anomaly map of the area (Figure 1) has been constructed using the data from the National Gravity Data Base which has been created in Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (KOVÁCSVÖLGYI 1994), and it contains all the gravity data of Hungary. The measurements were not carried out on a regular grid pattern, and their density is low, therefore the stations are also plotted in Figure 1.

The dominant feature of the map is a sudden change or step in gravity values which can be traced from the SW corner of the map to NE, with an increase by 8–15 mGal across the step. This change coincides with the known downthrowing of the basement. In the SW where the change in gravity is about 15 mGal, the basement sinks from 150 m above sea level down to a depth greater than -450 m. In the NE part the sinking is about 200–250 m.

The borehole Üh-1 can be found at the SW edge of a gravity high with an amplitude of about 32 mGal. The strike of this high is parallel with the strike of the above mentioned step. This maximum roughly coincides with the elevated granodiorite mass without reflecting exactly its morphology. The highest part of the granodiorite mass can be found close to borehole Üh-1 and to the SW of it, where the Bouguer anomaly values already decrease. The basement lies 100 m deeper than at the borehole, below the NE small, local Bouguer high. No obvious correlation can be made between the thickness of the overlying rocks and the Bouguer anomalies in the maximum area. In spite of this the changes in thickness certainly influence the trend of Bouguer values. According to our calculations this

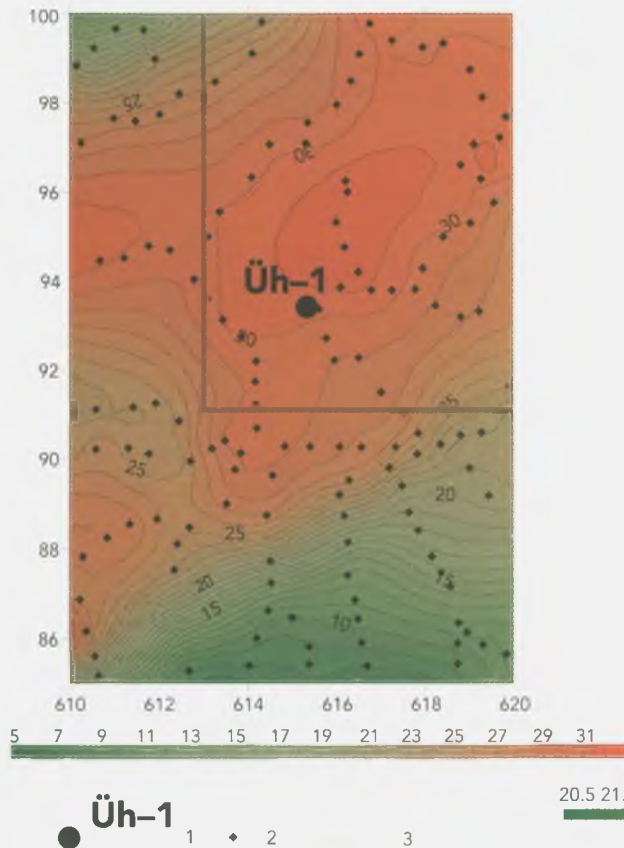


Figure 1. Bouguer anomaly map

1 – borehole, 2 – gravimetric survey point, 3 – boundary of the map of Figure 2. Coordinates in km (EOV system)

### 1. ábra. Bouguer-anomália térkép

1 – mélyfúrás, 2 – graviméteres mérési pont, 3 – a 2. ábra térképének határa. EOV-koordináták km-ben feltüntetve

effect can be several mGal, but due to the large spacing between stations, which exceeds the lateral dimensions of the loess hills, this effect is suppressed.

The characteristic features of the Bouguer map mentioned above show that other effects are also present in addition to the clear connection with the basement depth. These effects can be studied only if we remove the gravity effect of the low density sediments, *i.e.* a stripped gravity map must be constructed.

### 3. The stripped gravity anomaly map

The gravity effect of the sediments has been calculated with the method used for determining the effect of the relief (terrain correction) in the traditional method of gravity processing. The correction values were determined applying the density contrast between the granodiorite and the loess, thus the correction practically means that the density of loess was “increased” up to that of granodiorite. The anomalies obtained in this way are free of the effect of the low density sediments and reflect the density distribution within the basement.

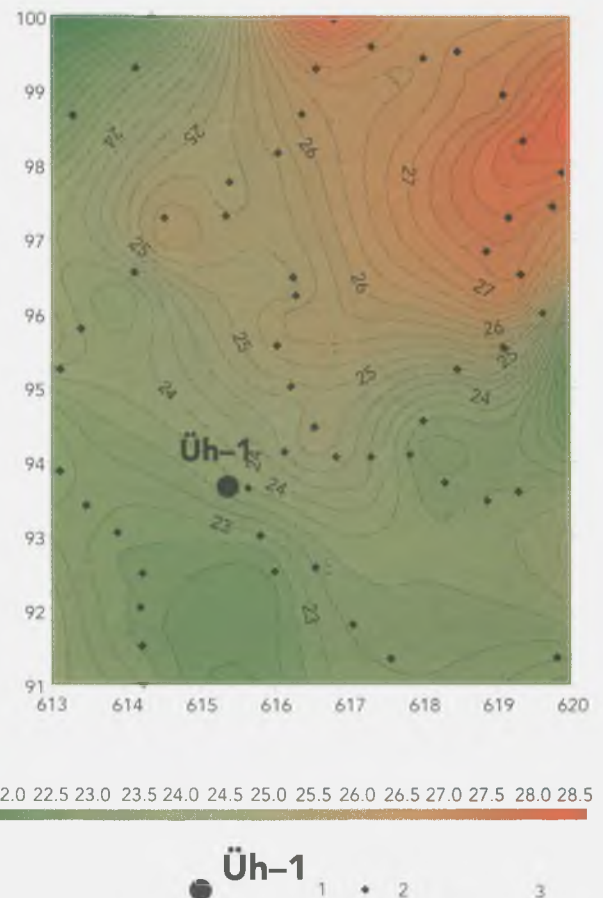


Figure 2. Stripped gravity anomaly map

1 – borehole, 2 – gravimetric survey point. Coordinates in km (EOV system)

### 2. ábra. Fedetlen gravitációs anomália-térkép

1 – mélyfúrás; 2 – graviméteres mérési pontja. EOV-koordináták km-ben feltüntetve

Calculations have been carried out only for the area of the gravity maximum shown in Figure 1 because this was relevant for the task in question. The stripped gravity map is shown in Figure 2, and its boundaries are plotted in Figure 1. According to our estimation the error in calculated stripped anomaly values does not exceed 0.5 mGal. This includes both errors in measurements and those caused by the simplified calculations, and inaccuracy of density and thickness values. The random fluctuations of the contour lines in the stripped gravity map demonstrate the validity of our estimation; thus the anomaly steps of 2–3 mGal in the area are certainly of a geological origin.

Instead of the relatively simple maximum of the original Bouguer anomaly map a NW-SE oriented, block-like, stepped anomaly image was obtained in the stripped anomaly map. The anomalies reflect the density inhomogeneities within the granodiorite and the anomaly boundaries, in spite of the low density data set, are obviously approximately parallel or perpendicular to each other. This suggests a block-like structure. Unfortunately, due to the low data density the block boundaries cannot be unambiguously determined everywhere. Thus the available material does not allow representation of the interpretation in the form of a map.

To reveal the nature of the blocks experimental model calculations were also performed. These demonstrate that at the present level of knowledge about the anomalies the blocks can equally well be interpreted as a density contrast located at different depths or as several density boundaries reaching up to the surface of the granodiorite, or a combination of these two basic models. The density contrasts between the blocks vary between 30 and 100 kg/m<sup>3</sup> in the different models, *i.e.* they do not exceed the plausible inhomogeneities within the granodiorite. Thus, it is reasonable to interpret these detected blocks as granodiorite varieties of different density, emphasizing that the term "variety" does not refer to differences that can be described by geological terms (mineralogical composition, grade of meta-

morphism). Thus, the information which can be deduced from the stripped gravity map and used for geological purposes is not the interpretation of the individual anomalies, but the detection of the presumably fractured block boundaries, or indicate that within one and the same block no significant fractured zones can be expected.

The material presented here demonstrates that certain problems connected to the structure of the buried basement can be solved by means of the stripped anomaly map. The main obstacle to real interpretation is the low density of the existing data set. If this obstacle disappears we hopefully will be able to report not on the potential of the interpretation but on the interpretation performed in our next study.

### References

- KOVÁCSVÖLGYI, S., 1994: Az ELGI gravimetriai adatbázisa (Gravimetric database of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary). – *Magyar Geofizika* 35 (1), pp.44-46.  
SZONGOTH, G., BUCSI SZABÓ, L., KASZA, Z., MÉSZÁROS, F., RIGLER, GY., and TONKA, P., 1996: Üveghuta Üh-1 fúrás

mélyfúrás geofizikai mérései és kiértékelése (in Hungarian: Geophysical well log and interpretation of the borehole Üveghuta Üh-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest



## ELTEMETETT ALAPHEGYSÉG SZERKEZETÉNEK VIZSGÁLATA FEDETLEN GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIA-TÉRKÉP SEGÍTSÉGÉVEL

KOVÁCSVÖLGYI SÁNDOR

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17-23.

A hagyományos Bouguer-anomália térképek elsősorban a legnagyobb sűrűségkülönbséggel jellemezhető határfelület (medencealjzat) morfológiájára vonatkozó információt hordoznak. Ha a medenceszerkezet megfelelő pontossággal ismert, gravitációs hatása korrekcióba vehető. Az így kapott fedetlen gravitációs anomália-térkép már az alaphegységen belüli sűrűség-inhomogenitások hatását mutatja. A bemutatott üveghutai anyag alapján az alaphegység blokkos felépítése valószínűsíthető. Részletesebb mérések után a blokkhatárok kijelölhetők lesznek.

### 1. Bevezetés

A gravitációs kutatómódszer által vizsgált klasszikus földtani feladat a nagy sűrűségű alaphegységi képződmények hegységperemi elmélyülésének, mélybeli morfológiájának tanulmányozása. Általában egy terület kutatásának kezdetén alkalmazzák, és az eredményként kapott anomáliák alapján minőségi jellegű értelmezés készül, amely tervezési alapot szolgáltat a további (szeizmikus, geoelektromos, fúrásos stb.) vizsgálatokhoz. Nyilvánvaló azonban, hogy a módszer lehetőségei ezzel nem merülnek ki, hiszen minden sűrűség-inhomogenitás valamilyen mértékben befolyásolja az anomáliákat. Ha kevés a földtani-geofizikai modellre vonatkozó információ (esetünkben ez a képződmények sűrűségét és geometriai sajátosságait jelenti), kézenfekvő a legmarkánsabb sűrűségváltozással jellemzett felület morfológiájára visszavezetni az értelmezést. Ha azonban a modell bizonyos elemei ismertek, azok gravitációs hatása korrekcióba vehető, és a korrigált anomália-térkép alapján a modell ismeretlen elemeire lehet következtetni. Napjainkra számos kutatási területen ismertnek tekinthető az alaphegységet fedő üledékek szerkezete. Ezek hatásával korrigálva a gravitációs anomáliákat, fedetlen anomália-térképet szerkeszthetünk, amely már az alaphegységen belüli sűrűség-inhomogenitások hatását mutatja.

Az Üveghuta kutatási területen mélyített Űh-1 fúrás mintegy 300 méteres mélységben vastag törészónát tárt fel. Ez felvetette annak igényét, hogy megvizsgáljuk a gravitációs módszer lehetőségeit a fedett alaphegység belső szerkezetének vizsgálatában.

### 2. Az üveghutai terület gravitációs sajátosságai

A terület ismert földtani képződményei a felszínen 0–200 m vastagságban települő lösz és az alatta kimutatható karbon granodiorit. Utóbbi a völgytalpakon rendszerint a felszínre bukkan, és számos sekély fúrás adatai is rendelkezésre állnak, így az alaphegység felszínéről, illetve a lösz vastagságáról reáladatokra alapozott, megbízható térképek készültek, melyek számításainkhoz a geometriai modellt szolgáltatták.

Az Űh-1 fúrásban végzett sűrűségkarotázs szerint (SZONGOTH G. et al. 1996) a lösz átlagos sűrűsége 1800 kg/m<sup>3</sup>, a harántolt granodiorit képződményeké pedig 2700 kg/m<sup>3</sup>.

Az ELGI-ben létrehozott, és az ország- valamennyi gravimetriai mérését tartalmazó Országos Gravimetriai Adatbázis (KOVÁCSVÖLGYI S. 1994) adatait felhasználva megszerkesztettük a terület Bouguer-anomália térképét (1. ábra). Mivel a méréspontok hálózata szabálytalan és igen ritka, a pontok helyét az ábrán tüntettük fel.

Az anomália-térkép meghatározó sajátossága az ábrázolt terület DNy-i sarkától ÉK felé követhető gravitációs lépcső, amelyen áthaladva az anomália-értékek 8–15 mGal-t ugranak. Ez a lépcső megfelel az aljzat ismert lezökkenésének. DNy-on, ahol a gravitációs lépcső 15 mGal körüli, az aljzat tszf. 150 m-ről tsza. 450 métert meghaladó mélységbe zökken le. A lépcső ÉK-i részén a lezökkenés 200–250 m körüli.

Az Űh-1 fúrás egy 32 mGal körüli maximum DNy-i peremi zónájában helyezkedik el. A maximum csapása párhuzamos a fent részletezett lépcső csapásával. Nagyjából a kiemelt helyzetű granodiorit blokk területére esik, ugyanakkor nem követi pontosan annak morfológiáját. A granodioritos blokk legkiemeltebb része az Űh-1 fúrás közvetlen közelében, attól DNy-ra található, ahol a Bouguer-anomália értékek már csökkennek. Az ÉK-en kimutatott kis, lokális Bouguer-maximum területén az alaphegység már 100 méterrel mélyebben található, mint a fúrás környékén. A maximum területén nem tapasztalható szembevetendő összefüggés a fedőképződmények vastagsága és a Bouguer-anomáliák között. Ennek ellenére a vastagság ingadozásai a Bouguer-anomáliák menetét nyilván befolyásolják, hiszen számításaink szerint hatásuk több mGal-t is kitehet, de a löszdombok horizontális méretéhez képest ritka mérés-hálózat miatt e hatás elkenődve jelentkezik.

A Bouguer-anomália térkép jelzett sajátosságai azt mutatják, hogy az aljzattal való nyilvánvaló kapcsolat mellett más hatások is jelentkeznek. E hatások viszont csak úgy vizsgálhatók, ha a kis sűrűségű üledékek gravitációs hatását eltávolítjuk, azaz fedetlen gravitációs anomália-térképet szerkesztünk.

### 3. A fedetlen gravitációs anomália-térkép

Az üledékek gravitációs hatását azzal a módszerrel számoltuk, amellyel a hagyományos gravitációs feldolgozás folyamán a felszíni domborzat hatását (terrén-korrekciónál a granodiorit és a lösz közötti sűrűségkülönbséget vettük figyelembe, így a korrekció gyakorlatilag azt jelenti, hogy a lösz sűrűségét „felhoztuk” a granodiorit sűrűségére. Az így kapott anomáliák tehát mentesek a kis sűrűségű üledékek hatásától, és az aljzatképződmények belüli sűrűségviszonyokat tükrözik.

A számításokat csak az 1. ábra gravitációs maximumának területére végeztük el, tekintetbe véve, hogy a feladat szempontjából ez volt lényeges. A fedetlen gravitációs anomália-térkép (2. ábra) határait az 1. ábrán feltüntettük.

A számított fedetlen anomália-értékek hibája becslésünk szerint nem haladja meg a 0,5 mGal-t (ebbe a mérések és a számítások egyszerűsítése folyamán elkövetett hibák, valamint a sűrűség- és vastagságértékek pontatlanságai egyaránt beletartoznak). A fedetlen anomália-térkép szintvonalainak zajszerű ingadozásai azt mutatják, hogy becslésünk helytálló, így a területen kimutatott 2–3 mGal amplitúdójú anomália-lépcsők bizonyosan földtani eredetűek.

A fedetlen anomália-térképen az eredeti Bouguer-anomália térkép viszonylag egyszerű maximuma helyett mind ÉK-i, mind DK-i irányban tagolt, lépcsős anomáliaképet kapunk. Az anomáliák a granodioriton belüli sűrűség-inhomogenitásokat jelölik, a ritka adathálózat mellett is jól láthatóan közel párhuzamos, illetve közel merőleges anomália-határok pedig blokkos szerkezetre utalnak. A blokkok határai a ritka mérésálózat miatt sajnos nem

mindenütt jelölhetők egyértelműen, így a rendelkezésre álló anyag még nem teszi lehetővé az értelmezés térképszerű megjelenítését.

A blokkok lehetséges természetének felderítésére néhány kísérleti hatószámítást is végeztünk. Ezek azt mutatják, hogy az anomáliák jelen ismertsége szerint a blokkok egyaránt értelmezhetőek egy sűrűségkontraszt-felület különböző mélységbe kerülésével, több, a granodiorit felszínéig tartó sűrűségkontraszt-felülettel, illetve a két alapmodell kombinációjával. A blokkokra számított sűrűségkülönbségek a különböző modellekben 30–100 kg/m<sup>3</sup>-t tesznek ki, vagyis nem haladják meg a granodioriton belül elképzelhető inhomogenitások mértékét. Így kézenfekvő a kimutatható blokkokat eltérő sűrűségű granodiorit változatok megjelenéseként értelmezni, hangsúlyozva, hogy a „változat” nem jelent feltétlenül földtani terminológiával (ásványos összetétel, metamorfizáltság stb.) jellemezhető különbségeket. Ennek megfelelően a fedetlen anomália-térkép földtanilag hasznosítható információtartalma nem az egyedi anomáliák értelmezése, hanem a – feltehetően törésszerű – blokkhatárok kimutatása, illetve annak valószínűsítése, hogy egy blokkon belül maradványosabb sűrűséghatárok (tektonizált zónák) megjelenése nem várható.

A bemutatott anyag bizonyítja, hogy az adott területen a fedetlen gravitációs anomália-térkép segítségével az eltemetett alaphegység szerkezetére vonatkozó egyes problémák megoldhatók. A tényleges értelmezés legfőbb akadálya jelenleg a mérésálózat ritkasága. Ha ez az akadály elhárul, egy következő tanulmányban reményeink szerint már nem az értelmezés perspektíváiról, hanem a megvalósított értelmezésről számolhatunk be.

## GEOLOGICAL EVALUATION OF THE UDVARI-2A BOREHOLE

LÁSZLÓ KOLOSZÁR

Geological Institute of Hungary, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

**Key words:** borehole sections, lithostratigraphy, loess, paleoenvironment, Pannonian, Pleistocene, Pliocene, residual clays, sediments, Southeastern Transdanubia

The key geological borehole Udvari-2A is located in the central part of the Tolna Hegyhát hills. Its detailed interpretation yielded valuable information on the stratigraphy and the post-Pannonian continental sedimentation regime of this small, geologically little known land unit. The borehole cut a thick series of the Tengelic Formation thus far unknown in the Hegyhát, and the overlying, presumably complete sequence of the continental loess sequence. In this sequence each of the three well-known sedimentary periods – Paks, Mende-Basaharc and Dunaújváros – is represented by distinct sediments. Stratigraphic data provided by the borehole facilitated the drawing up of a more precise picture on the post-Pannonian paleoenvironment and history of the evolution of the area.

### 1. Introduction

Borehole Udvari-2A (Figure 1) was aimed at getting more accurate knowledge on the geological features of the near-surface object NE from Udvari. Priority was given to understanding the Quaternary formations of the area and getting a better insight into its hydrogeological conditions, since the eventual disposal facility would be established in these formations.

Making use of the results of preliminary field trips, the exploratory borehole was positioned 1 km to the N of Udvari, in the so called Felső balk belonging to the village. Assuming that under the 80-100 m thick Quaternary series the borehole would go through a further 50 m in the underlying Upper Pannonian, its base was planned at 150 m depth. Since the Quaternary and Pliocene sequences turned out to be thicker than predicted its depth had to be increased during the drilling process. The modified objective was to advance at least 20 m into the underlying Pannonian series. Finally, it was stopped at 170.4 m depth.

The borehole satisfied the specified requirements. It cut the almost 100 m thick Pleistocene sequences, and advanced a further 50 m in a continental variegated clay sequence so far unknown in the Hegyhát area before entering 20 m into the underlying Upper Pannonian formations.

Generalized description of the borehole:

- |              |  |
|--------------|--|
| 0.0–0.9 m    | <i>Holocene:</i> Chernozem-type soil; coffee-colored, formed on loess, classifiable into A and B levels, autochthonous, with predominance of silt.                   |
| 0.9–97.0 m   | <i>Pleistocene:</i> loess sequence; three distinct series including the Paks, Mende-Basaharc and Dunaújváros loess sequences with intercalated fossil soil horizons. |
| 97.0–150.3 m | <i>Pliocene – Lower Pleistocene:</i> continental   |

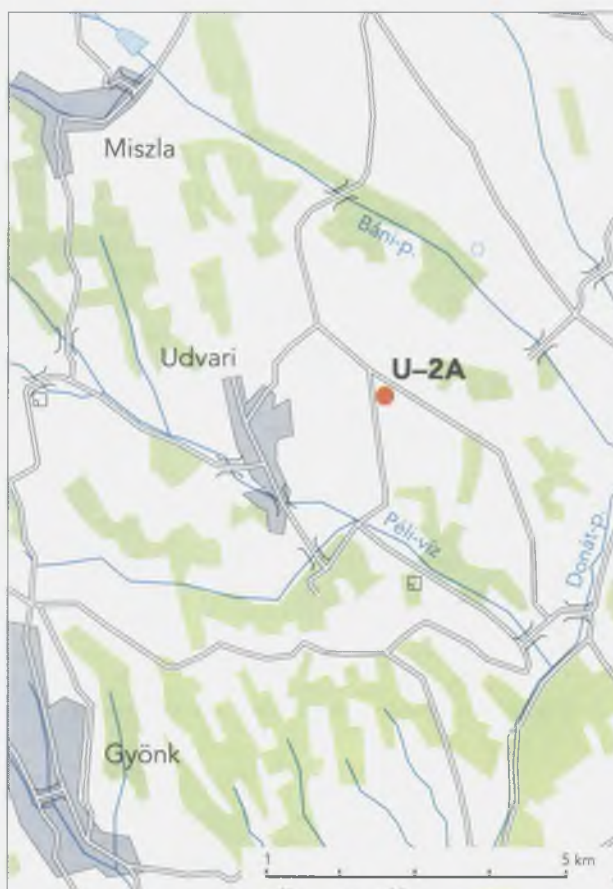


Figure 1. Location sketch of the borehole Udvari-2A

1. ábra. Az Udvari-2A furás helyszínrajza

variegated clay; predominantly red-brown with sporadic occurrences of black manganese patches including a significant amount of fine sand in its lower part and classifiable in 4 distinct series.

150.3–170.4 m *Miocene (Upper Pannonian)*: tidal flat series; gray and yellowish-brown in its lower and upper part, respectively, including a variable ratio of sandy silt and sand.

Detailed processing of the borehole and its sampling were performed by L. KOLOSZÁR and GY. DON, respectively. Á. JÁMBOR was responsible for the quality control of the drilling.

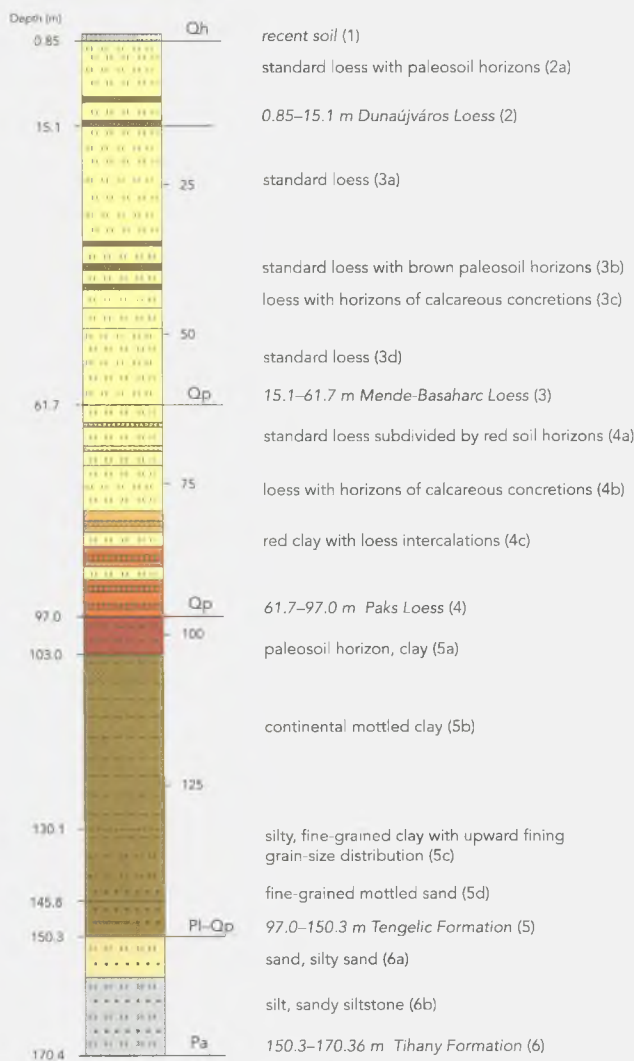


Figure 2. Schematic column of the borehole Udvari-2A

## 2. ábra. Az Udvari-2A fúrás vázlatos rétegsora

1 – recens talaj, 2 – dunaujvárosi lösz-összlet: 2a – típusos lösz, fosszilis talajzónákkal; 3 – mende-basaharci lösz-összlet: 3a – típusos lösz, 3b – barna talajszintekkel tagolt típusos lösz, 3c – lösz mészkonkréciós szintekkel, 3d – típusos lösz; 4 – paksi lösz-összlet: 4a – vörös talajszintekkel tagolt típusos lösz, 4b – lösz mészkonkréciós szintekkel, 4c – löszbetelepüléssel tagolt vörösayag; 5 – Tengelic Formáció: 5a – fosszilis talajzóna, agyag, 5b – szárazföldi tarkaagyag, 5c – felfelé finomodó szemcse-nagyságú kőzetlisztes-finomhomokos agyag, 5d – finomszemcsés tarka homok; 6 – Tihanyi Formáció: 6a – homok, kőzetlisztes homok, 6b – kőzetliszt, homokos kőzetliszt

## 2. The formations cut by the borehole

Along its whole length the borehole cut continental and marine sedimentary formations classified lithologically first of all upon grain-size distribution. Since borehole samples have not yet been subjected to laboratory analyses, lithological description was based on visual examination.

According to the age classification of the profile, the time-scale approved by the Stratigraphic Committee of Hungary was adopted. Consequently, the Upper Pannonian sedimentary series is considered to be of Miocene age.

### 2.1. Miocene (Upper Pannonian) formations. The Tihany Formation

Upper Pannonian sediments were cut by the borehole from 150.3 m down to the bottom at 170.4 m (Figure 2, 6). The upper boundary of the shallow marine series was defined proceeding down the profile at the first appearance of the sedimentary feature characteristic of this depositional environment, namely the thin bedding.

The Pannonian sequence is made up of fine-grained, clastic sediments. The lower 13 m is composed of comparatively homogenous gray silt and clayey silt. In the upper 7 m segment its color turns light brown with a slight red tint due to dispersed limonite with the alternation of coarser and finer laminae. This level is built up of fine sand, silty fine sand, silt and clayey silt arranged in layers and laminae. The upper segment is well-stratified with predominantly parallel but occasionally cross bedding. Additionally, the lowermost 4 m thick part of the profile reveals lenticular bedding and traces of mud slumping, as well as rock fragments. The first fossil-bearing horizon was also discovered in this lower section: at 169.30 m mollusc shell fragments similar to accumulated lumachelle were observed. Among the fossils only *Congeria rhomboidea* was identifiable. Generally speaking, the whole Pannonian sedimentary series is slightly cemented.

The predominantly fine-grained sediments and stratification patterns of Pannonian deposits bear witness to a calm sedimentary environment. They were only occasionally broken by periods characterized by higher energy conditions indicated by traces of mud slumping, rock fragments and accumulated mollusc shell fragments.

### 2.2. Pliocene – Lower Pleistocene formations. The Tengelic Formation

The continental clastic sediments of the Tengelic Formation were cut by the borehole in the depth range of 97.0–150.3 m (Figure 2, 5). This section can be subdivided in 4 parts based on lithological features as follows:

1. Between 145.8–150.3 m well-sorted, poorly rounded fine-grained sand and silty fine sand can be observed rich in mica. This segment of the profile exhibits no stratification at all, being the most homogenous one within the continental series. The sediments' color was the only feature by which the layers could be separated. It changes from red-brown to light- and grayish-brown down the profile. Red and brown stripes and patches are caused by an enrichment in dispersed limonite and manganese. This fine-grained sand horizon is poorly compacted and not cemented. JÁMBOR (1997) suggests that this part of the profile could still well be assigned to the underlying Upper



Pannonian sequence, but we believe that its homogeneous and unstratified nature bears witness to its redeposition in the continental period following the Pannonian sedimentation.

2. *Between 130.1-145.8 m* an intermediate, transitional part of the fining upwards clastic sequence can be identified. The fine sand fraction is still well represented, beside clays and silts. In this sense, its upper boundary can be denoted at the occurrence of the last, slightly mixed fine sand layer upward the profile. In this section the alternation of clay, silty clay, clay with fine sand and silty fine sand is prominent. The entire sequence is unstratified, homogenous, and the margins of layers show a continuous, transitional character. Apart from the lithological composition, the color shows equally diverse patterns. The basic tints include light-brown, yellowish-brown with dark-brown-black stripes and patches. Dark brown patches result from the increase in manganese content which is dispersed all over this section with occasional, local enrichments. Sporadically, 1-5 mm spherical black manganese pisoids occur as well. Precipitated manganese can be found in layers forming the darkest horizons of the sequence. The whole section is strongly compacted, cemented, and exfoliated after drying and has a mosaic-like, clod-like jointing.
3. *Between 103.0-130.1 m* a comparatively homogenous variegated clay series can be seen in the profile. It can be regarded as unstratified, and the subdivision in layers is based upon color changes with two sites presumably representing structural boundaries. In the depth range between 108.8-118.5 m beds are separated along irregularly striking planes dipping 45-50°, and featuring bright, parallel and almost vertical traces of sliding and striation. Its color ranges from light-brown through red-brown to dark-brown. Dark-brown-black and dirty-white patches are characteristic for the whole section. The latter is caused by weathered, dispersed calcareous nodules having blurred contours, whereas dark-brown tints are the result of occasional enrichment in manganese which sometimes forms individual layers. The sequence is strongly compacted in a wet state, exfoliates when drying and falls apart in clods.
4. *Between 97.0-103.0 m* the final member of the continental clastic series is seen. This level can be interpreted as a fossil soil horizon bearing in its lower 0.5 m part a band of lime accumulation. The formation has a red-brown color with gray, greenish-gray patches. Lithologically, it is a mica-free clay with sporadically distributed calcareous nodules. The level of lime accumulation has a light-brown color with white patches dominated by weathered, slightly cemented calcareous nodules. JÁMBOR (1997) assumes that the upper boundary of the continental clastic sequence can be traced at 101.2 m, approximately in the middle of the horizon described by us as fossil soil.

### 2.3. Pleistocene formations

In classifying the profile in the interval between 0.85-97.0 m we followed the guidelines of JÁMBOR (1997) subdividing the continental formations after PÉCSI (1975). Consequently, the loess sequence can be divided into three parts:

1. *Between 61.7-97.0 m* the Paks loess sequence can be identified (Figure 2, 4). The three thick vivid-red fossil

soil horizons developed at the base of the series can easily be correlated with the lowermost three red clay horizons of the section in the Paks brickyard. In the borehole at Udvari the first horizon immediately overlying the Tengelic Formation is the most prominent among them. It is a 6 m thick vivid-red silty clay, bearing sporadic manganese pisoids. Below, its lime accumulation level, slightly destroyed by drilling can also be identified in 0.3 m thickness overlying directly the variegated clay sequence. Some 7 fossil soil horizons were differentiated in the sequence correlating with the Paks sequence. Under the topmost and the two lowermost ones their 0.2-0.4 m thick horizons of lime accumulation and cementation can also be recorded. The color of the 4 uppermost soil horizons is not vivid-red anymore, but red-brown and brown. The fossil soil levels are strongly compacted, homogenous and unstratified.

Loess horizons not affected by soil development vary in thickness between 1-7 m. They are essentially made up of pale-yellow, dirty-yellow, yellow sediments but two levels are ochre with brown patches. They represent transitional zones under and between fossil soil horizons. Brown patches result from reworked pisoids.

Lithologically, the loess is homogenous silt with minor fine mica content, subdivided by levels of calcareous nodules. Calcareous nodules occur dispersed all over the loess sequence but occasionally they form layer-like intercalations. The nodules vary in size between 1-8 cm. They feature a micro-crystalline texture, and they are hard and well-preserved. Between 90.2-90.35 m a strongly cemented calcareous intercalation of conchoidal fracture is embedded in the loess sequence. Except for its lime-enriched layers, the loess is unstratified, well-sorted, medium-compacted and cemented, hardening when drying. Only one formation has thus far been found in the entire loess sequence which accumulated in a reducing environment on a surface covered by water – the so-called "paludal loess". It is represented by a light-gray, medium-compacted, unstratified, homogenous, well-sorted, mica-free silt intercalation traceable between 61.7-62.6 m on top of the section correlating with the Paks sequence.

2. *Between 15.1-61.7 m* the section of the profile can be correlated with the Mende-Basaharc loess sequence (Figure 2, 3). Typical loess predominates over this thick sequence. A 15.9 m and an approximately 20 m thick remarkably homogenous loess sequence formed on its base and top, respectively.

The middle section between the two loess horizons shows more diversity, bearing four distinct fossil soil horizons. Of them the lowermost member is the most prominent. It is more than 2 m thick, and it is the uppermost paleosol that is still red-brown. The other three are thinner having a dark-brown color with yellow patches. Lithologically, all of them can be classified as mica-free silty clay. Although explicit, cemented levels of lime accumulation are missing, but the formation between the uppermost two horizons features enrichment in lime between two paleosols. Calcareous nodules occur in greater number from this level down the profile but they form layers only in this middle part of the section.

Thick, homogenous typical loess series are pale-yellow, grayish-yellow bearing tiny, dark-brown manganese dots and white calcareous veins and flakes. They are made up of slightly or medium-micaceous silt with a very lim-

ited number of tiny calcareous nodules. The formation is well-sorted, homogenous, unstratified with no apparent variations in grain-size pattern. In a wet state the loess is characterized by a very high plasticity, but disintegrates when dried.

Beside typical loess a thin, ochre version occurs forming 0.5–1 m thick intercalations. 2–5 mm dark-brown patches with blurred outlines occur in the loess characterized by a pisoid texture and result from the weathering of redeposited rock pisoids.

3. *Between 0.85–15.1 m* the section of the profile can be correlated with the Dunaújváros loess sequence (Figure 2, 2). It bears two fossil soil horizons, a 0.7 m thick one on its base and one twice as thick, 2 m up the profile. They are dark-brown, loosely compacted and friable. The lower soil horizon gave rise to a 0.4 m thick cementation zone incorporating 1–2 cm calcrete nodules with a regular distribution. It is a slightly micaceous silt. This section of the loess series is closed by a 10 m thick, homogenous, unstratified, medium-micaceous, well-sorted silt layer of pale-yellow, dirty-yellow color bearing brown manganese and reddish limonite dots and occasionally calcareous veins.

#### 2.4. Holocene formations

The recent soil level was recovered from the borehole between 0.0–0.85 m (Figure 2, 1). It is represented by coffee-colored, friable, disintegrating chernozem-type soil rich in humus and deriving from slightly micaceous silt. Its lower part features the poorly developed horizon B.

### 3. Sampling and tests

The borehole U-2A was designed as a geological key borehole to be used for relevant laboratory tests. Samples were taken following detailed geological processing and photo documentation. *Borehole samples* are to be subjected to grain-size analysis, both composition and distribution, carbonate content, micro-mineralogical features, chemical composition, trace element content, as well as to thermic, X-ray, paleontological (malacological) and geochemical tests.

The method applied for completing the borehole Udvari-2A – cored borehole with washing – prevented us from taking samples for two very important tests. To make up for this deficiency a 33.6 m deep dry cored borehole (Udvari-2B) was implemented in its immediate vicinity aimed at taking undisturbed samples for engineering geological tests, as well as for tritium analyses.

The *complex geophysical log* of the borehole Udvari-2A (KASZA *et al.* 1996) correlates perfectly with the section prepared by the geological description. Log curves and the precise geophysical section provide an excellent opportunity for comparison with the detailed geological documentation enabling an integrated interpretation to be made.

On the curve of real resistivity almost all of the 13 fossil soil horizons of the loess sequence can be identified. The only exceptions are layers 4, 17 and 32 between 9.8–11.4 m, 41.0–42.2 m and 79.5–80.0 m, respectively. Slight fluctuations within the generally homogenous pattern of the curve in the Tengelic Formation refer to some small changes in composition. A distinct anomaly can be recognized at around 145 m indicating the 5 m thick

homogenous sand bed. Resistivity decreases again at its bottom, then it fluctuates around a higher value in Upper Pannonian sediments.

Paleosols appear even more markedly on the curve of magnetic susceptibility but also with some exceptions. As above, the upper soil horizon is missing, and layer 24 between 63.6–64.5 m is not visible either. All of the remaining ones appear at their correct place. Serious fluctuations can be observed even within the Tengelic Formation around a lower value, decreasing at a sandy sequence at 145.0 m to a point where it cannot be represented to scale anymore. Susceptibility of Upper Pannonian deposits fluctuates around a value similar to that of the loess sequence.

The fine pattern of the curves of micro-resistivity and their sudden increase within the loess series mark precisely the thin levels bearing calcareous nodules and in particular in the lower part of the formation featuring an increase in their number. Within the Tengelic Formation the curves show a homogenous fluctuation but they distinctly indicate the sand bed on the basis of the sequence. They feature strong fluctuations in the upper part of Upper Pannonian sediments becoming more uniform in the lower, more homogenous section.

Impermeable components, pore volume and changes in the ratio between the silt and sand fractions within the loess sequence prove a good correlation with the geological record from the sixth fossil soil horizon down the profile indicating an increase in clay ratio in the paleosols in the lower section. They reflect an average high clay ratio in the Tengelic Formation and – around 145 m – a sudden drop in clay content. In Upper Pannonian sediments the curves refer to a similar composition with the upper loess sequence.

Distinct anomalies of the natural gamma profile at the paleosol horizons 5 and 6 between 41–46 m are linked to those levels of the Tengelic Formation extremely enriched in precipitated manganese.

The curves of induced polarization and natural potential show the best correlation with the paleosol horizons of the loess sequence, as well as with the clayey series of the Tengelic Formation. Both of them indicate the lower sandy section as well.

Variations of the curves of density and porosity can easily be interpreted using derived diagrams of the impermeable constituents, pore volume and the ratio of silt and sand fractions.

In all, geophysical logs show good correlations with the geological record. They clearly reflect both the thin, intercalated levels – *e.g.* paleosol horizons, layers of calcareous nodules – and major trends as well.

On the basis of subsequent sampling P. MÁRTON (Eötvös Loránd University, Faculty of Geophysics) performed the paleomagnetic investigation of the formations. According to oral communication the BRUNHES-MATUYAMA boundary can be traced between 71–72 m corresponding to the time period between 690,000–700,000 years. In agreement with archive data (PÉCSI 1975) this boundary can be identified in the borehole U-2A within the Paks loess sequence as well.

### 4. History of geological evolution

The oldest deposit recovered by the borehole Udvari-2A is the Upper Pannonian Tihany Formation. Facies

interpretation and formation assignment of this sequence cut merely on a 20 m long section cannot be accomplished without using the geological record of lignite exploratory boreholes drilled in the area (KORPÁS-HÓDI 1978). The exploratory boreholes Udvari-1, Belecska-1 and Nagyszékely-1 hit only some thin lignite interbeds. It can thus be suggested that the near-surface Upper Pannonian sequence of the area corresponds to the Tihany Formation older than the lignite-bearing Torony Formation.

The faunal association of the Upper Pannonian indicates a shallow water, coastal, brackish water facies with some freshwater patterns. An agitated, airy shallow water environment rich in oxygen alternated with stagnant water, lacustrine features turning occasionally to paludal. The accumulated fauna indicates that faunal remains were distributed as a function of the water's dynamic energy. The only faunal horizon of the borehole Udvari-2A bears the *Congeria rhomboidea lumachella* and is an indicator of changes in the energy pattern only, and of no use for making to stratigraphic conclusions.

Supported only by the faunal association, the question of which section of the sequence the borehole cut, remains unanswered since the fossils provide insufficient clues for exact leveling. Consequently, we do not have any paleontological records available indicating the missing part of Upper Pannonian formations or how much of them were later eroded in the terrestrial environment.

In a previous report (CHIKÁN *et al.* 1996) we advanced the idea that young, post-Pannonian tectonic events in the area can be traced using the different altitude of the Pannonian surface of the related regions. The accuracy of this geological evidence is not, however, unambiguous considering the uncertainty of the correlation between the geological records of earlier boreholes. The correlation of Pannonian deposits with the boreholes in the area is of supreme importance for paleomorphologic reconstruction, is feasible only through a comparison with the related geophysical logs. Since the sampling of the hydrogeological exploratory boreholes used drilling chips, the documentation is rather sketchy, therefore geophysical profiles offer the only reliable data source.

Following the filling of the Upper Pannonian tidal and delta flats the area was the scene of continental denudation. The only clue for defining the length of the erosional period in different areas is provided by the thickness of the layer in the upper part of the Pannonian sequence subjected to secondary oxidation. It seems to be certain that the thicker the oxidized zone is, the longer the denudation took and the later the sequence was buried. These intense

changes in color were also reported by JÁMBOR (1997) noting that "where the Tengelic Formation is missing and therefore Upper Pannonian sediments are overlain immediately by younger Pleistocene deposits, this transformed zone is significantly thicker". The oxidized layer proved to be 7.0 m thick in the borehole Udvari-2A referring to a comparatively short period of discordance.

Tengelic Formation cut by the cored borehole Udvari-2A between 97.0–150.3 m accumulated in the depositional basin resulting from the post-Pannonian denudation. This continental series is of eluvial-deluvial origin. It was thus formed in one time depressions through *in situ* weathering or reworking on slopes. Changes in its lithology were governed by the structure of the one time surrounding denudation landscape. The fining upwards grain-size pattern reflects lithological changes in the Upper Pannonian sediments which serve as parent material.

Variogated tints result from climatic changes during accumulation. The alternation of warm and dry periods with cold and wet seasons triggered a fluctuation in redox potential bringing about the variegated character of the sequence. Dark-brown-black zones and "layers" formed under most oxidized conditions facilitating the local, layer-like precipitation of manganese oxide.

In the absence of paleontological and paleomagnetic records we can put forward only suggestions considering the age of the Tengelic Formation. Adopting the Miocene age of the Tihany Formation and considering the aforementioned comparatively short discordance period, it can be stated that the formation of the sequence already started in the Pliocene and passed even through the Pleistocene. On the basis of the paleosol horizon developed on top of the sequence in the borehole Udvari-2A, another discordance can be suggested between this formation and the overlying continental loess sequence. Similarly to its base, the magnitude of the discordance is uncertain.

We can draw thus the conclusion that the continental loess sequence discordantly overlies the more or less smooth Pliocene – Lower Pleistocene surface. As compared to the boreholes in its vicinity, the borehole Udvari-2A yielded the most complete record of Pleistocene series. Loess started to form there already in the Middle Pleistocene and it was not finished until the end of Late Pleistocene. The 96 m thick loess sequence is subdivided by fossil soil horizons featuring a mostly destroyed structure. The first of them is the oldest and thickest, developed on loess-derived parent material featuring the most prominent characteristics. Altogether, 13 fossil soil horizons were distinguished in the borehole within the loess sequence.

## References

- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSZKY, M., KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Udvari környékének kiegészítő terepi vizsgálata. A földtani reambuláció eredményei (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Complementary field studies in surroundings of Udvari. Results of geological reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JÁMBOR, Á., 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia (A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KASZA, Z., RIGLER, GY., LACH, ZS., LENDVAY, P., and SZONGOTH, G., 1996: Udvari-2A. és -2C. fúrások mélyfúrás geofizikai mérései és kiértékelése (in Hungarian: Geophysical well log and interpretation of boreholes Udvari-2A and -2C). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KORPÁS-HÓDI, M., 1978: Közép-dunántúli lignitkutatás makrofaunisztikai vizsgálati jelentése (in Hungarian: Report on macrofaunistic studies for lignite exploration in Middle Transdanubia). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- PÉCSI, M., 1975: A magyarországi lösz-szelvények litosztratigráfiai tagolása (in Hungarian: Lithostratigraphical distribution of the Hungarian loess sequences). – Földrajzi Közlemények 23 (3-4), pp. 217-230.



## AZ UDVARI-2A FŰRÁS FÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE

KOLOSZÁR LÁSZLÓ

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

Az Udvari-2A fúrás a tolnai Hegyhát középső területén mélyült földtani alapfúrás. Részletes feldolgozása alapvető rétegtani ismeretekkel szolgált a geológiaiul kevésbé ismert kistáj pannóniai utáni szárazföldi üledékképződéséről. A fúrás nagy vastagságban harántolta a hegyháti területéről eddig ismeretlen Tengelici Formációt és ennek fedőjében a száraz térszíni lösz-összet teljesnek tekinthető rétegsorát. A lösz-összleten belül mindhárom nagy képződési periódus – paksi, mende-basaharci, dunaujvárosi – üledékei elkülöníthetőek voltak. A fúrás rétegtani adatainak felhasználásával pontosabban felvázolható a terület pannóniai utáni ösföldrajzi és fejlődéstörténete.

### 1. Bevezetés

Az Udvari-2A fúrás (1. ábra) célja az Udvaritól ÉK-re fekvő felszíni objektum földtani viszonyainak pontosítása volt. Elsődleges feladatnak tekintettük a terület negyedidőszaki rétegsorának megismerését, vízföldtani viszonyainak tisztázását, miután az esetleges hulladéktároló elhelyezése ezekben a képződményekben történe.

A kutatófúrás helyét az előzetes földtani terepbejárás tapasztalatainak felhasználásával a falutól több mint 1 km-re, a településhez tartozó Felső dűlön jelöltük ki. A fúrás talpmélységét 150 méterre terveztük, feltételezve, hogy a 80–100 m vastag negyedidőszaki képződmények alatt még kb. 50 méter vastagságban harántoljuk a fekvő alkotó felsőpannóniai rétegsort. A mélyítés során a fúrás mélységét növelni kellett, mivel a negyedidőszaki, illetve pliocén képződmények vastagabbnak bizonyultak. A feladat az volt, hogy a fekvő pannóniai összletben legalább 20 métert haladjon a fúrás. Ily módon a végleges talpmélység 170,4 méter lett.

A fúrás elérte a célját, csaknem 100 m vastagságban harántolta a pleisztocén rétegsort, alatta több mint 50 m vastagságban egy, a hegyháti területéről eddig ismeretlen szárazföldi tarkaagyag-összletet és a talpon 20 m vastagságban a fekvő felsőpannóniai képződményeket.

A fúrás vázlatos rétegsora:

- |              |  |
|--------------|--|
| 0,0–0,9 m    | <i>Holocén</i> : mezőségi típusú talaj; kávébar-na, löszön kialakult, A és B szintre tagolható, helyben képződött, kőzetliszt szemcsenagyságú.   |
| 0,9–97,0 m   | <i>Pleisztocén</i> : lösz-összlet; három jól elkülöníthető szakaszban a paksi, a mende-basaharci és a dunaujvárosi lösz-összlet képződményei találhatók, paleotalaj-szintekkel tagolva.                              |
| 97,0–150,3 m | <i>Pliocén-alsópleisztocén</i> : szárazföldi tarkaagyag; négy részre tagolható, túlnyomórészt vörösesbarna, helyenként fekete mangánfoltos, alsó részén jelentős mennyiségű finomszemű homokot tartalmazó üledéksor. |

150,3–170,4 m *Miocén (felsőpannóniai)*: árapálysík-sági üledéksor; alsó részén szürke, felső részén sárgásbarna, változó mértékben homokos kőzetliszt és homok.

A fúrás részletes földtani feldolgozását KOLOSZÁR L., a mintagyűjtést DON GY. végezte. A fúrás szakmai ellenőrzésére JÁMBOR Á. kapott megbízást.

### 2. Harántolt képződmények

A fúrás teljes hosszában szárazföldi, illetve tengeri üledékes kőzeteket harántolt, melyek kőzettani tagolásánál elsősorban a szemcsenagyság a döntő. Miután a fúrás mintáiból laboratóriumi vizsgálat nem készült, így a kőzettani elnevezések vizuális megfigyeléseken alapulnak.

A fúrás rétegsorának időrétegtani tagolásánál a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott skálát vettük figyelembe, mely alapján a felsőpannóniai üledéksor kora miocén.

#### 2.1. *Miocén (felsőpannóniai) képződmények.* *Tihanyi Formáció*

A fúrás 150,3 métertől a talpig, 170,4 méterig harántolt felsőpannóniai üledékeket (2. ábra). A sekélytengeri összlet felső határát ott húztuk meg, ahol a rétegsorban lefelé haladva először jelentkezett az erre az üledékképződési környezetre jellemző szedimentációs bélyeg, a finom rétegzettség.

A pannóniai üledéksort finomszemű törmelékeny kőzet-típusok alkotják. Az alsó 13 méteren viszonylag homogén, közepszürke színű kőzetliszt, agyagos kőzetliszt települ. A felső 7 méteres szakaszon a szín világosbarnára változik, a diszperz limonittartalom gyengén vörösesre festi, és durvább, valamint finomabb szemű kőzetlaminitek váltakoznak. Ezt a szintet finomszemű homok, kőzetlisztes finomhomok, kőzetliszt-, agyagos kőzetliszt-rétegek, laminitek építik fel. Ez a felső szakasz jól rétegzett, a rétegzettség többnyire párhuzamos, de keresztarétegzés is előfordul. Ezekon kívül a fúrás legalsó 4 méteres részén lencsés rétegzés, iszapgyási nyomok és felszakított kőzetkavics-metszetek is látszanak. Az első ősmaradvány-tartalmú

szint is ezen az alsó szakaszon található: 169,30 méternél lumasella-szerűen összemossott kagylóhéjtöredékek voltak. A fossziliák közül csak a *Congeria rhomboidea* volt meghatározható. Az egész pannóniai üledéksorról elmondható, hogy gyengén cementált.

A pannóniai összlet finomszemű közettípusai, rétegzettségi viszonyai nyugodt üledékképződést jeleznek. E nyugodt körülményeket néhányszor megszakítják nagyobb szállítási energiájú közege utaló szakaszok, ahol iszaprogási nyomok, felszakított kőzetkavics-darabok, összemossott kagylóhéjtöredékek láthatók.

## 2.2. Pliocén-alsópleisztocén képződmények. Tengelici Formáció

A fúrás 97,0 m és 150,3 m között harántolta a szárazföldi törmelékes-üledékes Tengelici Formáció képződményeit (2. ábra). A rétegsornak ez a szakasza a közettani bélyegek alapján négy részre osztható:

1. 145,8–150,3 méter között jól osztályozott, rosszul kerekített, erősen csillámos finomszemű homok, kőzetlisztes finomszemű homok települ. Ez a szakasz teljesen rétegzetlen és a szárazföldi sorozaton belül a leghomogénebb, a rétegek kijelölésénél is csak a szín volt az elkülönítő bélyeg. Ez lefelé haladva vörösesbarnáról világosbarnára-szürkésbarnára változik. A vörös, illetve barna sávzottságot, foltosságot a diszperz limonit- és mangántartalom feldúsulása okozza. Ez a finomszemű homokhorizont rosszul kötött és cementálatlan. JÁMBOR Á. (1997) szerint a rétegsornak ez a szakasza még a fekvő felsőpannóniai összlethez sorolandó, de véleményünk szerint ez a homogén és rétegzetlen szint a miocénben történt leülepedését követően a szárazföldi periódusban áthalmozódott.
2. 130,1–145,8 méter között a felfelé finomodó szemcse nagyságú törmelékes rétegsornak egy köztes, átmeneti szakasza található, ahol a finomhomok-frakció még számottevően jelen van az agyag- és a kőzetliszt-tartalom mellett. A felső határát is ott lehet kijelölni, ahol az utolsó kevert finomhomokos réteget találjuk. Ezen a szakaszon agyag, kőzetlisztes agyag, finomhomokos agyag és kőzetlisztes finomszemű homok változtatja egymást. Az egész összlet rétegzetlen, tömeges, a kijelölt réteghatárok fokozatosak és folyamatosak. Nemcsak a közettani összetétel, hanem a szín is igen változatos képet mutat. Alapvetően világosbarna, sárgásbarna, vörösesbarna, sötétbarna-fekete sávokkal, foltokkal. A sötétbarna foltosságot a mangándúsulás okozza, mely diszperz módon az egész szakaszon megtalálható, de egyes szintekben feldúsul. Szórtan gömb alakú, 1–5 mm-es, fekete mangánpizoidokat is tartalmaz. A mangánkicsapódás néhol rétegszerű, ezek a legsötétebbre festődött szintek. Az egész szakasz erősen kötött, jól cementált, kiszáradva leveles elválású, törése mozaikos, rögös.
3. 103,0–130,1 méter között közzettanilag viszonylag homogen tarkaagyagos sorozat települ. A szakasz gyakorlatilag rétegzetlennek tekinthető, a rétegek kijelölésük itt a színváltozásokhoz köthetők, illetve két helyen esetleg szerkezeti a határ. 108,8 és 118,5 méternél 45–50°-os dőlésű, szabálytalan lefutású, fényes, párhuzamos és közel függőleges csúszási nyomokat-karcokat tartalmazó síkok jelentik a rétegek határát. Az összlet színe a világosbarnától a vörösesbarnán át a sötétbarnáig változik. A sötétbarna-fekete, valamint a piszkosfehér foltosság végig jellemző. Az utóbbi a mállott, elmosódó körvona-

lú, szórt elhelyezkedésű mészkonkréciók eredménye. A sötétbarna színezettséget a diszperz mangántartalom helyenkénti, akár rétegszerű feldúsulása okozza. Az összlet nedvesen erősen kötött, kiszáradva felleveledik, rögösen szétesik.

4. 97,0–103,0 méter között a szárazföldi törmelékes sorozat zárótagja települ. Ez a szint fosszilis talajhorizontnak tekinthető, melynek alsó, félméteres szakaszán a mészfelhalmozódási szint is kialakult. A kőzet vörösesbarna színű, szürke-zöldesszürke foltos, anyaga csillámmentes agyag, szórt elhelyezkedésű mészkonkréciókkal. A mészfelhalmozódási szint világosbarna, fehér foltos, ezen a szakaszon a mállott, gyengén összecementált mészkonkréciók dominálnak.

JÁMBOR Á. (1997) véleménye szerint a szárazföldi törmelékes összlet felső határa az általunk paleotalajnak tekintett szint közepe táján, 101,2 méternél jelölhető ki.

## 2.3. Pleisztocén képződmények

A rétegsor 0,85 és 97,0 méter közötti szakaszának felosztásánál JÁMBOR Á. (1997) véleményére támaszkodunk, aki PÉCSI M. (1975) nyomán tagolta a száraz térszíni kifejlődéseket. Ennek alapján a lösz-összlet három szakaszra bontható:

1. 61,7–97,0 méter között a paksi lösz-összlet települ (2. ábra). A sorozat bázisán kifejlődött három vastag, élénk-vörös fosszilis talajszint jól korrelálható a paksi téglagyári szelvény legalsó vörösagyag-horizontjaival. Az udvari fúrásban az első, közvetlenül a Tengelici Formációra települő fosszilis talajszint a legkifejlettebb. Kereken 6 méter vastag, szórtan mangánpizoidos, élénkvörös, kőzetlisztes agyag. Alatta 0,3 méter vastagságban megtalálható a valószínűleg kissé elfűrt mészfelhalmozódási szintje is, mely közvetlenül a tarkaagyag-összletre települ. A paksi lösz-összlettel korrelálható rétegsorban hét fosszilis talajszintet lehetett elkülöníteni, melyek közül a legfelső és a két alsó alatt 0,2–0,4 m vastagságban a mészfelhalmozódási, cementációs szintjük is kialakult. A négy felső talajszint színe már nem élénkvörös, hanem vörösesbarna, barna. A paleotalaj-szintek erősen kötöttek, homogének, rétegzetlenek. A nem talajosodott löszhorizontok vastagsága 1–7 méter között változik. Túlnyomórészt fakósárga, piszkossárga, sárga színű a kőzet, de két szintben okkersárga színű, barna foltos. Ezek a paleotalaj-szintek alatti, illetve közötti átmeneti szakaszok, ahol a barna foltosságot az áthalmozott kőzetpizoidok okozzák. A lösz közzettanilag homogén, gyengén finomcsillámos kőzetliszt, mészkonkréciós szintekkel tagolva. A mészgöbecsek-mészkonkréciók szórtan az egész lösz-összletben megtalálhatók, de néhány helyen rétegszerű betelepülésként jelentkeznek. A konkréciók mérete 1–8 cm között változik, aprókristályos szövetűek, kemények, ép megtartásúak. 90,2–90,35 méter között a löszben egy mésszel keményen összecementált, kagylós törésű szint települ. A lösz – meszesebb rétegeit leszámítva – rétegzetlen, jól osztályozott, közepesen kötött-cementált, kiszáradva megkeményedik. A teljes lösz-összletben egy helyen jelentkezik reduktív közegben, vízzel borított térszínen keletkezett közettípus, az ún. „mocsári lösz”. Ez a paksi lösszel azonosítható szakasz tetején, 61,7–62,6 m között települő, világosszürke színű, közepesen kötött, rétegzetlen, homogén, jól osztályozott csillámmentes kőzetliszt-betelepülés.

2. A fűrés 15,1–61,7 méter közötti szakasza a mende-basaharci lösz-összlettel korrelálható (2. ábra). Ezen a nagyvastagságú szakaszon a típusos lösz kifejlődés dominál. A bázisán 15,9 méter, a tetején közel húsz méteres vastagságban települ az igen homogén lösz-összlet.

A két lösz-szint közötti középső szakasz változatosabb, itt négy elkülöníthető paleotalaj-szint található. Ezek közül a legalsó a legkifejlettebb: több, mint 2 méter vastag, és ez a legfelső olyan fosszilis talaj, amely még vöröses-barna színű. A további három kisebb vastagságú és sötétbarna színű, sárgafoltos. Anyagát tekintve mind a négy csillámentes, kőzetlisztes agyag. Jól kifejlett mészfelhalmozódási, cementációs szint egyiknél sem alakult ki, de a két felső közötti réteg egy nagyobb mésztartalmú szint két paleotalaj között. Nagybobb mennyiségben a mészkonkréciók is ettől a szakasztól lefelé jelentkeznek a lösz-összletben, de csak erre a középső részre jellemzőek rétegszerű betelepülésben.

A vastag, homogén, típusos löszrétegek fakósárga, szürkésárga színűek, apró, sötétbarna mangánpettyesek és fehér mészeresek, mészpelyhesek. Anyaguk gyengén-közepesen csillámos kőzetliszt, apró mészgöbcecseket csak elvétve tartalmaznak. A kőzet jól osztályozott, szemcsenagyság-változás nem látszik, homogén, rétegzetlen. A lösz nedvesen igen képlékeny, kiszáradva széteső.

A típusos löszkifejlődés mellett vékony, 0,5–1 méter vastagságú rétegekben egy okkersárga színű, barnafoltos kőzetváltozat is jelentkezik. Ez a kőzetpizoidos szövetű lösz, ahol az elmosódó körvonalú, 2–5 mm-es nagyságú sötétbarna foltosság az áthalmozott kőzetpizoidok elmallásának eredménye.

3. A fűrés 0,85–15,1 méter közötti szakasza a dunajvárosi lösszel párhuzamosítható (2. ábra, 2). Két paleotalaj-betelepülést tartalmaz, egy 0,7 m-eset a bázisán és egy kétszer ilyen vastagot 2 méterrel feljebb. A fosszilis talajrétegek sötétbarna színűek, lazán kötöttek, morzsalékos szétesőek. Az alsó talajhorizont cementációs szintje is kialakult, egy 0,4 méter vastag, 1–2 cm nagyságú mészcsonókat, mészgöbcecseket egyenletes eloszlásban tartalmazó gyengén csillámos kőzetliszt formájában. A löszrétegsor e szakasza egy majd 10 méter vastag, homogén, rétegzetlen, közepesen csillámos, jól osztályozott kőzetliszt-réteggel fejeződik be. Ez fakósárga, piszkossárga, barna színű mangán- és vöröses limonitpettyes, néhol gyengén mészeres.

#### 2.4. Holocén képződmények

A fűrés 0,0–0,85 méter között tárta fel a jelenkori talaj-szintet (2. ábra). Ez kávébarna színű, morzsalékos, széteső, gyengén csillámos kőzetlisztből kialakult, gazdag humusz-tartalmú mezőségi típusú talaj. Alsó 0,2 m-es szakaszát a gyengén kifejlődött B szint alkotja.

### 3. Mintavételezés és elvégzett vizsgálatok

Az Udvari-2A fűrés földtani alapfűrésnek tekintettük, s laboratóriumi vizsgálatait is ennek alapján terveztük meg. A mintákat a részletes földtani feldolgozás és fotódokumentálás után gyűjtöttük. A fűrés anyagon szemcseösszetétel és -eloszlás, továbbá karbonáttartalom meghatározását, mikromineralógiai vizsgálatot, termikus és rönt-

gen elemzést, kémiai összetétel és nyomelemtartalom, öslénytani (malakológiai) és geokémiai vizsgálatot terveztünk.

A fűrés vízöblítéses magfűrés volt, így nem adott módot mintagyűjtésre két igen fontos vizsgálathoz. Ezt a hiányt pótlandó, a közvetlen közelben mélyült a 33,6 méteres Udvari-2B száraz magfűrés, melynek célja zavartalan mérnökgeológiai minták vétele és trícium-meghatározás céljára történő mintavétel volt.

A fűrés komplex karotázsszelvénye (KASZA Z. et al. 1996) jól korrelálható a fűrés földtani eredményei alapján elkészített rétegszelvényével. A karotázsgörbék és a pontosított geofizikai rétegsor lehetőséget kínál a részletesebb földtani dokumentációval történő együttes értelmezéshez.

A valódi ellenállás-görbén a lösz-összlet összesen 13 db paleotalaj-szintjének majdnem mindegyike jól kirajzolódik. Kivételt képez a legfelső, 4. réteg 9,8–11,4 m között, a 17. réteg 41,0–42,2 m között és a 32. réteg 79,5–80,0 m között. A görbe lefutása a Tengelici Formáción belül is jelzi az anyagminőség-változásokat, de egyenletes képet mutat. Igen erőteljesen kiugrik az ellenállásérték 145 m körül, jelezve az 5 m vastag homogén, homokos szakaszt, majd ennek alján lecsökken, és a felsőpannóniai üledékeknél egy, a korábbiaknál magasabb érték körül ingadozik.

A mágneses szuszceptibilitás-görbe alapján még pontosabban kirajzolhatók a paleotalaj-szintek, de itt is vannak kivételek. A legfelső itt sem jelentkezik, és a 24. réteg 63,6–64,5 m között szintén nem látszik, az összes többi vízszint pontos helyén van. A Tengelici Formáción belül is komoly ingadozások vannak egy alacsonyabb érték körül, majd 145 m-nél, a homokos szakasznál annyira lecsökken, hogy ábrázolhatatlanná válik. A szuszceptibilitás a felsőpannóniai képződményekben a lösz-összletével megegyező szinten ingadozik.

A mikroellenállás-görbék finom rajzolata, az ellenállásértékek hirtelen megugrása a lösz-összleten belül pontosan jelzi a vékony, mészkonkréciós szinteket, különösen a képződmény alsó szakaszán, ahol ezek száma megnő. A Tengelici Formáción belül a görbék egyenletesen ingadoznak, az összlet alján települő homokszintet pontosan kirajzolják. A felsőpannóniai üledékek felső részén igen erősen ingadoznak, végül az alsó, homogénebb szakaszon csak kisebb változásokat jeleznek.

Az impermeábilis kőzetösszetevők, a pórusterfog és a kőzetlisztes-homokos frakció arányváltozásai a lösz-összleten belül a hatodik paleotalaj-szinttől lefelé korrelálnak jól a rétegsorral, jelezve a fosszilis talajszintek agyagtartalmának növekedését az alsó szakaszon. A Tengelici Formáción belül az átlagosan magas agyagtartalmat jelzik, majd 145 m körül az agyagtartalom hirtelen lecsökkenését. A felsőpannóniai üledékekben a felső lösz-összletéhez hasonló összetételt rajzolnak ki a görbék.

A természetes gamma szelvény kiugró csúcsai a lösz-összlet 5. és 6. paleotalaj rétegénél – 41–46 m között – és a Tengelici Formáció extrém dúsulású mangánkicsapódásos szintjeinél jelentkeznek.

A gerjesztett polarizáció- és a természetes potenciál-görbék mutatják a legszorosabb összefüggést a lösz-összlet paleotalaj-szintjeivel, illetve a Tengelici Formáció agyagos rétegsorával. Az alsó homokos szakaszt is mindkettő pontosan jelzi.

A sűrűség- és porozitás-görbék változásai jobban értelmezhetők a belőlük levezetett, az impermeábilis kőzetösszetevők, a pórusterfog és a kőzetlisztes-homokos frakciók arányait tükröző diagramon.

Összességében a karotázsgörbék jól korrelálnak a rétegsorral, mert mind a vékonyabb közbetelepülő szinteket – pl. paleotalaj-horizontokat, mészkonkréciós rétegeket –, mind a komolyabb változások tendenciáit jól tükrözik.

MÁRTON P. (ELTE Geofizikai Tanszék) utólag begyűjtött mintaanyagból elvégezte a fűrés paleomágneses vizsgálatát. Szóbeli közlése alapján a BRUNHES–MATUYAMA határ 71–72 méter körül húzható meg, így a 690–700 ezer éves időhorizont ezen a szakaszon jelölhető ki. A szakirodalmi adatokkal (PÉCSI M. 1975) egyezően ez a határ az Udvari–2A fűrésben is a paksi lösz-összleten belül található.

#### 4. Földtani fejlődéstörténet

Az Udvari–2A fűrésben feltárt legidősebb képződmény a felsőpannóniai Tihanyi Formáció. A fűrésben csak 20 méter vastagságban harántolt üledék formáció-besorolását és fácies-értelmezését csak a környéken mélyült lignitkutató fűrésok rétegsorai (KORPÁSNÉ HÓDI M. 1978) alapján lehet megtenni. Az Udvari-1, a Belecska-1 és a Nagyszékely-1 kutatófűrés csak vékony lignites betelepüléseket tárt fel. Ezek alapján állítható, hogy a terület felszín közeli felsőpannóniai összlete a lignittelepeket tartalmazó Toronyi Formációnál idősebb Tihanyi Formáció.

A felsőpannóniai üledéksor faunaegyüttese sekélytengeri, partközeli, aligsósvízi fáciest jelez, édesvízi beütésekkel. Az oxigénben gazdag, jól szellőzött és mozgatott, kis vízmélységű környezet váltakozik pangó vizű, tavi beütésekkel, alkalmanként mocsári fáciessel. Az összemossott fauna jelzi, hogy a víz mozgási energiája szelektálta a faunát. Az Udvari–2A fűrés egyetlen faunás szintje, a *Congeria rhomboidea*-s lumasella csak az energiaviszonyok megváltozását jelzi, az üledéksor szintezésére nem alkalmas.

Kizárólag a faunaegyüttes alapján tehát nem állapítható meg, hogy az összlet melyik szakaszát harántolta a fűrés, a fossziliák alapján nem lehet szintezni a rétegsort. Ily módon nincs őslénytani bizonyítékunk arra vonatkozóan, hogy a felsőpannóniai kifejlődésből mennyi hiányzik, és mennyi pusztult le a későbbi szárazföldi környezetben.

Korábbi jelentésünkben (CHIKÁN G. et al. 1996) felvetettük annak lehetőségét, hogy a fiatal, pannóniai utáni szerkezeti mozgások földtani bizonyítékát a különböző területrészek pannóniai felszínének eltérő tengerszint feletti magassága szolgáltatja. Ennek pontossága azonban kérdéses a korábban mélyített fűrésok rétegsorainak bizonytalan szintezhetősége miatt. A területen lévő fűrésok pannóniai rétegsorainak párhuzamosítására – ami a paleomorfológia szempontjából alapvető fontosságú – csak a rétegsorok karotázsszelvényekkel együtt történő összehasonlítása ad lehetőséget. A vízkutató fűrésok esetében a rétegleírás igen vázlatos, tekintettel arra, hogy furadékminták alapján készült, így ezeknél a geofizikai szelvény az egyedüli támpont.

A felsőpannóniai árapálysikság, deltasikság feltöltődése után szárazföldi lepusztulási térszín lett a terület. A különböző területrészek az eróziós időszak hosszára vonatkozóan az egyetlen támpontot a pannóniai üledékek felső részén utólagosan feloxidált szakaszok vastagsága nyújtja. Nagy valószínűséggel állítható, hogy minél vastagabb a feloxidált zóna, annál tovább tartott a lepusztulási időszak, annál később történt a betemetődés. Ezeket az intenzív mállási színváltozásokat JÁMBOR Á. (1997) is említi, megállapítva, hogy „ahol a Tengelici Formáció hiányában a felsőpannóniai sorozat felett közvetlenül fiatalabb pleisztocén rétegek települnek, ott ez az elváltozási zóna lényegesen vastagabb”. Az Udvari–2A fűrésben ez a feloxidált szint 7,0 méter vastag, ami viszonylag rövid idejű diszkordanciára utal.

Az Udvari–2A fűrésben 97,0–150,3 méter között harántolt Tengelici Formáció a felsőpannóniai utáni lepusztulási folyamatok eredményeként kialakult üledékgyűjtőben halmozódott fel. Ez a szárazföldi rétegsor eluviális-deluviális eredetű, tehát az egykori mélyedésekben helyi mállással, illetve lejtőn történő átmozgatással keletkezett. Közöttani változásait az egykori környező lepusztulási térszín felépítése határozza meg. A felfelé finomodó szemcse-nagyság a lepusztulási anyagközet, a felsőpannóniai üledék közöttani változását tükrözi.

A tarka szín a felhalmozódási időszak klimatikus változásainak következménye. A meleg-száraz időszakok hideg-nedves periódusokkal váltakoztak, és az ingadozó redox-potenciál-viszonyok hatására alakult ki az összlet tarkasága. A sötétbarna-fekete színű szakaszok, „rétegek” keletkeztek a legoxidatívabb viszonyok között, ez segítette elő a mangánoxid szintszerű, helyi kiválását.

A Tengelici Formáció korát illetően ősmaradvány-tartalom és paleomágneses vizsgálatok híján csak közvetett spekulációra támaszkodhatunk. Elfogadva a Tihanyi Formáció miocén korát és figyelembe véve a fentebb vázolt, viszonylag rövid idejű diszkordanciát megállapíthatjuk, hogy az összlet képződése már a pliocénben megkezdődött, és a pleisztocénbe is áthúzódott. Az U–2A fűrésben az összlet tetején kialakult paleotalaj-horizont alapján szintén diszkordanciát tételezhetünk fel a formáció és a fedőjét alkotó szárazföldi lösz-összlet között. A diszkordancia mértéke itt is kérdéses, hasonlóképpen a bázisához.

A száraz térszíni lösz-összlet tehát diszkordanciával települ a többé-kevésbé kiegyenlített felszínű pliocén-alsópleisztocén térszínre. A környező fűrésokkal összehasonlítva az Udvari–2A fűrés pleisztocén rétegsora a legteljesebb. Itt a löszképződés már a középsőpleisztocénben megkezdődött és a pleisztocén végéig tartott. A 96 méter vastag lösz-összletet fosszilis, többnyire roncsolt szerkezetű talajszintek tagolják. Ezek közül az első, lösz anyaközetben kialakult, legidősebb talajszint a legvastagabb, a legjobban kifejlődött. A lösz-összleten belül összesen 13 db fosszilis talajhorizontot lehetett a fűrésben elkülöníteni.



## GEOLOGICAL EVALUATION OF THE DIÓSBERÉNY-1A BOREHOLE

ISTVÁN MARSI

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

**Key words:** borehole sections, lithostratigraphy, loess, paleoenvironment, Pannonian, Pleistocene, Pliocene, residual clays, sediments, Southeastern Transdanubia

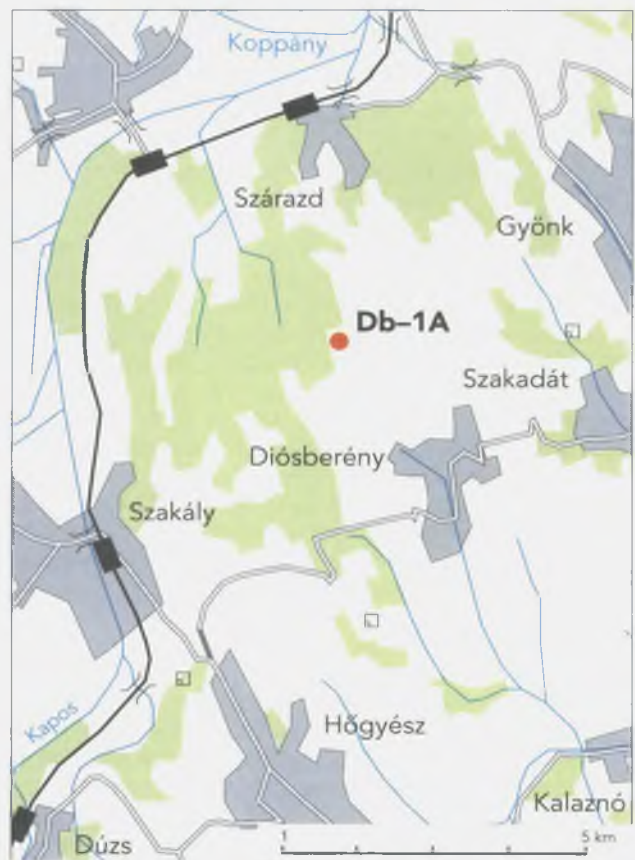
Diósberény-1A is a key geological borehole drilled in 1996 in the area of the Tolna Hegyhát hills. Even without completing the detailed laboratory analysis of the related samples, it provided new knowledge of the region's stratigraphy. The Pannonian section of the borehole is the most complete Upper Pannonian sedimentary series of the surroundings. The preserved thin red clay of the Tengelic Formation is overlain by the oldest loess formations. Three development stages were distinguished within the approximately 60 m thick loess sequences – the Paks, Mende-Basaharc and Dunaújváros periods. A more complete correlation of the drilled fossil soil horizons allowed us to provide a more accurate picture of the post-Pannonian history of evolution of the area.

### 1. Introduction

This paper summarizes some geological results of the drilling carried out in early 1996 at Diósberény and representing one of the most recent stages of the project aimed at investigating potential sites for the disposal of low and intermediate level radioactive waste.

The borehole (Figure 1) was sited on the object selected for detailed study and denoted 77 in the earlier phases of the investigations (CHIKÁN *et al.* 1995). It is one of the sites where further study was continued not only by professional criteria but by the approval of the local population (the inhabitants of Diósberény in this particular case) as well. As a result of the field reconnaissance, on February 23rd 1996 the borehole was sited in the outer area of Diósberény, 1700 m to the north of the village in Hosszúhecserbalk, on the eastern side of the by-way. It was completed between March 19th and April 10th by Rotaqua Ltd. Its depth was 150.1 m. The overall core recovery approached the envisaged 95%, its real value amounting to 92% considering the profile as a whole. 106 separate layers were documented in the field description yielding the following generalized section (Figure 2):

- 0.0–1.1 m *Holocene*: clayey loam, recent soil: dark-brown, developed on loess parent material, chernozem with relicts of forest soil.
- 1.1–59.8 m *Pleistocene*: loess sequence; loess with fine sand with *in situ* and reworked soil horizons. An eolian fluvio-eolian interbedded intercalates between 25.8–29.4 m. Occasionally, it is subdivided by slope deposits. The typical levels of the Dunaújváros, Mende-Basaharc and Paks loess sequences can clearly be distinguished.
- 59.8–63.4 m *Pliocene – Lower Pleistocene*: terrestrial variegated clay covered by red fossil soil.
- 63.4–150.1 m *Upper Pannonian (Miocene)*: The entire Pannonian section pertains to the Tihany



1. Location sketch of the borehole Diósberény-1A

#### 1. A Diósberény-1A fúrás helyszínrajza

Formation. It can be subdivided in the following units:  
between 63.4–70.8 m alternation of clay

and clay marl with bands of dolomite and fine- to medium-grained sand; between 70.8–80.9 m fine- to medium-grained sand getting silty in its lower part; between 80.9–89.5 m clay and clay marl with intercalations of dolomite, dolomitic marl, fine sand and sandstone; between 89.5–116.6 m alternation of clay, clay marl and sand benches with bands and stripes of organic matter and silt; between 116.6–150.1 m alternation of silt-banded and fine- to coarse-grained sand benches with intercalations of lignite and silt.

Detailed processing of the borehole and its sampling were performed by L. KOLOSZÁR and GY. DON, respectively. Á. JÁMBOR was responsible for the quality control of the drilling.

## 2. Formations cut by the borehole

The lack of the results of sedimentological, paleontological and stratigraphic analyses imposed certain constraints on the accuracy of the identification of the formations recovered by the drilling, their proper stratigraphic assignment and correlation with other sites. We relied thus first of all on field description of drill cores, their documentation, the ideas of some of our colleagues (JÁMBOR 1997; TÓTH-MAKK *et al.* 1996), the data yielded by the preliminary field study (CHIKÁN *et al.* 1995, 1996) and the results of geophysical well logging (KASZA *et al.* 1996).

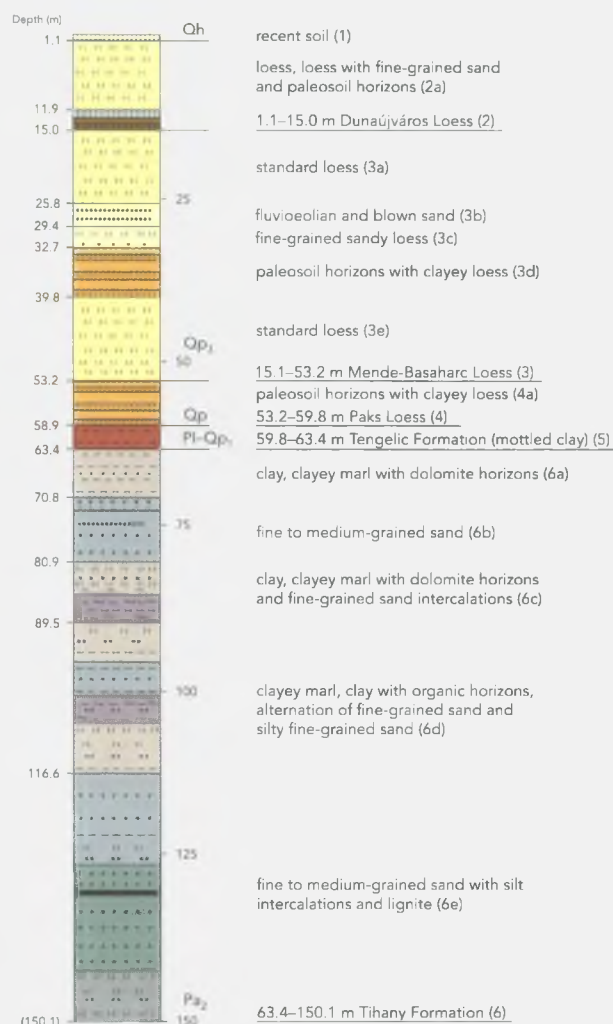
### 2.1. Upper Pannonian (Miocene) formations. The Tihany Formation

The oldest formation cut by the borehole is assigned to the Tihany Formation (Figure 2, 6). Based on a visual classification, the Pannonian section of the borehole was subdivided in five units. The two lowermost of them (between 89.5–150.1 m) belong to shallow marine delta facies divided by paludal cycles which include bands of organic matter. The section above, up until 63.4 m is made up of the alternation of a strongly thin-bedded sequence comprising bands of dolomite along with dolomitic marl representing dry periods, and sands of delta facies devoid of carbonification – the signature of paludal cycles.

1. Between 116.6–150.1 m fine- and medium-grained sand benches bearing silty bands alternate with lignite and silty interbeds (Figure 2, 6e). The lowermost part of this section features some meters thick benches of silt, clayey silt and fine sand. Above, thick, bench-like fine- and medium-grained sands with a lignite seam were recovered. The uppermost part comprises again finer grained constituents represented by the alternation of clayey silt, silty clay with sand bands and fine sand.

Around the bottom of the borehole a vivid gray, thin-bedded, strongly compacted bench-like formation was recovered. Bedding planes are extremely rich in mica while beds are slightly or medium-calcareous. No striae which would indicate block movements have been observed on bedding planes.

Above, between 131.8–140.6 m lies the thickest sand bench cut by the borehole having very high permeability. It is built up of green fine- and medium-grained sand featuring a coarsening upwards grain-size pattern. Its



## 2. Schematic column of the borehole Diósberény-1A

### 2. A Diósberény-1A fúrás vázlatos rétegsora

1 – recens talaj; 2 – dunaujvárosi lösz-összlet: 2a – lösz, finomhomokos lösz, fosszilis talajzónákkal; 3 – mende-basaharci lösz-összlet: 3a – típusos lösz, 3b – futó-, fluvioeolikus és folyóvízi homok, 3c – finomhomokos lösz, 3d – agyagos löszrel tagolt fosszilis talajzónák. 3e – típusos lösz; 4 – paksi lösz-összlet: 4a – agyagos löszrel tagolt fosszilis talajzónák; 5 – Tengeltci Formáció (tarkaagyag); 6 – Tihanyi Formáció: 6a – agyag, agyagmárga váltakozása dolomit- és finom-középszemcsés homokcsikkokkal, 6b – finom-középszemcsés homok, 6c – agyag, agyagmárga dolomitcsikkokkal, finomhomok betelepülésekkel, 6d – agyagmárga, szerves csíkos agyag és finomhomok, kőzetlisztes finomhomok váltakozása, 6e – finom-középszemcsés homok kőzetliszt-betelepülésekkel és lignittel

lower 80 cm contains slightly darkened, very rusty silt constituting bands and stripes, whereas its upper 60 cm is a rusty, slightly compacted formation including brown patches. Rusty stripes and bands are surrounded by finer constituents rich in mica. The sand is made up of medium-rounded, well-sorted components, comprising mainly fully transparent quartz.

A very sandy lignite seam can be traced in the lower part of the sequence overlying the sand. Its lower 25 cm section can be classified as compact sandy, clayey lignite, bearing coal bands. Its upper 20 cm is black, well-carbonized, earthy, wood-bearing brown coal with brown patches.

- The section above 130.8 m is quite similar to the silty version encountered at the bottom of the borehole, but it is yellowish-brown, pale-yellow with occasionally dense occurrences of rusty stripes and bands.
2. *Between 89.5-116.6 m* the section is built up of the alternation of clay, clay marl and sand benches with silty stripes and bands of organic matter (Figure 2, 6d). This 25 m thick section is characterized by distinct thin-bedding and bench-like patterns. Apparently, it is composed of alternating thicker clay, clay marl and thinner fine sand benches. Layers including finer constituents are vivid-gray, grayish-brown bearing bands of organic matter. Sometimes they break with a crack but have a characteristic slippery touch, but in other places they are friable. Sand sections incorporate brown, yellowish-brown, occasionally grayish-brown, loose, thin, slightly cemented silty intercalations. The sand is medium-sorted and well-rounded mostly comprising quartz. The dip of the layers is 3-5°. Some iron and manganese colored precipitates locally form thin veins. Iron precipitates form hollow, elongated structures.
  3. *Between 80.9-89.5 m* well-stratified, thin-bedded clay marl and clay alternate with intercalations of dolomite, dolomitic marl, sand and sandstone (Figure 2, 6c). Gray clay, yellowish-gray and gray clay marl and yellowish-gray silt with fine sand alternate in this profile. It is divided by thin sandstone and dolomite bands, as well as interbeds of fine sand. This frequent change in lithology and grain-size pattern brings about micro-stratification and thin-bedding. Thin beds are 0.5-2.0 cm thick. A micro-stratification pattern is prominent even within these segments. The sand fraction exhibits a tendency to increase upwards in the sequence. The color and bedding planes of some more distinct layers indicate a dip of 9-10°. Drill cores suggest that this dip can be attributed to the virtually oblique bedding pattern instead of some structural dislocations.
  4. *Between 70.8-80.9 m* thin-bedded, bench-like fine- and medium-grained sand occurs with a silty portion in its upper part (Figure 2, 6b). In its lower part a thick, lime compacted, medium-cemented calcareous sand bench is present unconformably overlying the lower sequence. Above, yellowish-green, well-sorted, well-rounded and intermediately or highly micaceous fine- and medium-grained sand occurs free of silt. The grain size gradually decreases upwards the profile and the medium- and fine-grained sand passes into fine sand. It presents parallel or slightly bent micro-stratification, becoming progressively poorer in mica (muscovite) up the profile. Micro-stratification is brought about first of all by enrichment in mica and the change in grain size. Micro-layers thin out, frequently characterized by a limonitic tint. The well-sorted formation contains only a very few mafic components.
  5. *Between 63.4-70.8 m* the sequence made up of the alternation of well-sorted, thin-bedded clay and clay marl is divided by stripes of dolomite, as well as fine- and medium-grained sand (Figure 2, 6a). Most of the claymarl beds are yellowish-gray with limonite bands and dispersed manganese. Limonite accumulates along 1-3 mm thick horizontal, parallel micro-layers. Limonite-bearing and limonite-free sequences show equal grain-size distribution pattern. Manganese tints result from dispersed and dendritic forms. Joints and fractures occur along parallel planes

or in conchoidal form. When treated with dilute hydrochloric acid it reacts at different rate, presumably as a function of dolomite content. The predominantly compacted layers reflect a variable rate of cementation containing some cm thick slightly cemented bands. Clay and claymarl layers with sharp boundaries include sporadic stem remnants of plants strongly affected by limonite, and disintegrating limonite nodules. Green and gray-tinted sand rich, silty horizons including strongly micaceous nests occur as intercalations in the clayey beds.

## 2.2. Pliocene – Lower Pleistocene formations. The Tengelic Formation

The section of the profile between 59.8-63.4 m is made up of Tengelic Formation capped by red fossil soil (Figure 2, 5). Starting from the bottom upwards the lower part of the profile is built up of a loosened, weathered, slightly reworked sequence of clayey composition being the product of denudation of the underlying sequence. It is autochthonously capped by a zoned soil in the sequence.

The variegated clay is a disturbed, slightly silty, eluvial-deluvial formation. It is poor in mica and includes a few, on average 2-4 cm, calcareous nodules which react strongly to acid, surrounded by calcareous mud. Numerous tiny iron and manganese spots are present all-over the sequence.

Clay is also the predominant fraction of the fossil soil. The topsoil is represented by red clay including a few dark-gray angular fragments of humus-bearing granules. It can be suggested that the humus of the granules was completely mineralized, nevertheless their outward appearance preserved the structural characteristics of mull-related humus. A few tiny quartz granules and mica plates can also be distinguished in the soil profile. The lower 30 cm of the *horizon A* has a stronger red tint than the upper part. It shows tiny manganese spots and a few fragments of poorly rounded nodules. Their surface is tinted by red clay. The cementation level comprises reddish and variegated clay with calcareous nodules. Its lime content increases gradually down the profile. It is disturbed by variegated calcareous veins and lenses bearing some (2-3 mm) black bean ores.

## 2.3. Pleistocene sediments

Above 59.8 m, the Pliocene-Pleistocene variegated clay is overlain by a 60 m thick series associated with loess accumulation. It is mostly of Pleistocene age, and only its overlying soil layer can be considered as Holocene. The subdivision and age classification of the loess sequence is presented following JÁMBOR (1997).

### 2.3.1. The Paks loess sequence

The Paks loess sequence occurs between 53.2-59.8 m. It is composed of an *in situ* development and reworked soil horizons with intercalations of slope deposits (Figure 2, 4).

The more than 6 m thick sequence includes four separate soil horizons and two thin soil-free layers. The sequence starts with a yellow, disturbed, unstratified deluvium of clayey silt enclosing manganese spots, redeposited shreds of red clay and reworked calcareous nodules of varying size. It is covered by a continuous, brownish-red zone which contains three fossil forest soil profiles.

The profile of the lower soil is partly destroyed, as its

leached zone is missing. Above a well developed and preserved fossil soil occurs with a complete profile. Its *horizon A* is dark-red, adhesive, strap-like, unstratified, plastic, slightly patchy with bright cutting surface and comprises manganese spots. It is free of precipitates and nodules and it reacts weakly to acid. It has a nut-like surface break. The *horizon B* is red, paling downwards including calcareous veins all along the profile and made up of clay with variably cemented, irregular boulders and precipitates. It has a nut-like surface break. The calcareous bench making up the *horizon C* of the soil profile is yellowish-brown, unstratified and well-cemented. It is patchy and includes occasionally red-variegated lenses and shreds filled with clay.

The soil is overlain by reworked loess with red clay. Red, unstratified clayey silt is present in its lower half passing gradually into yellowish-brown, with variegated tints and a disturbed stratification pattern. The clay ratio and plasticity tend to decrease up the profile. Throughout this sequence the presence of calcareous veins, flakes and precipitates in pores and along cavities of root systems as well as a few manganese spots is prominent.

The upper part of the section holds a more than 1 m thick typical loess horizon and slope debris incorporating some products of denudation of a fossil forest soil.

### 2.3.2. The Mende-Basaharc loess sequence

The depth interval between 15.0–53.2 m recovered material from the formations of the Mende-Basaharc loess sequence (Figure 2, 3). It is subdivided in the following four units:

1. *Between 39.8–53.2 m loess, and clayey loess occurs.*

They are represented by yellow, poorly micaceous, essentially unstratified slightly clayey silts bearing a multitude of tiny rusty and manganese spots. Some 3–4 darker, brownish-yellow, extremely plastic, 2–3 cm thick silty clay stripes free of spots occur as intercalations in the thick sequence. Very rarely, characteristically 2–6 cm rounded, medium-cemented calcareous nodules of irregular shape can also be observed. Between 48.5–49.0 m a more clayey, plastic layer is present. A restricted amount of fine sand appears in the upper 4–5 m of the series. Apart from nodules, thin calcareous veins and flakes, and very rarely, a few, 10–20 cm, rounded loess nodules occur as well. The grain-size pattern of the formation exhibits a coarsening-upwards tendency.

2. *Between 32.7–39.8 m in situ and reworked soil horizons can be identified divided by loess and slope deposits.* This series affected by soil formation shows five soil profiles. Four of them are brownish-red fossil forest soils made up of loamy clay, one of them featuring a destroyed profile. The fifth one is a pale grayish-brown, disturbed, thin-bedded redeposited soil. The zone starts with a soil featuring a complete profile followed by a 130 cm thick, disturbed clayey loess rich in angular calcareous nodules. The remaining four soil profiles are directly superimposed one above the other. They were distinguished upon soil- and rock-genetic signatures.

The *horizon A* of the forest soils of the sequence is grayish-brown, then red-brown, extremely plastic. When broken it features a friable, unstratified structure. It is made up of silty clay. Fractures filled by lime have a pale brownish-yellow tint. Tiny manganese spots are present all along the section. Their *horizon B* has a slightly paler tint than the *A* one. They are built up of red-brown, vari-

egated, strongly calcareous, unstratified, plastic clay getting lighter downwards the profile. Their broken surface reveals a friable structure and a tiny porous tube system. It includes pale calcareous veins, loosely bound calcareous lenses disintegrating into fragments and pieces, as well as easily breaking nodules. In their lower part an approximately 15 cm thick, variably cemented, porous, pale and dirty yellow small calcareous bench is developed rich in lime mud.

3. *Between 25.8–32.7 m the profile starts with a more than 3 m thick silt of uncertain origin with fine sand.* It is yellow and grayish-yellow with gray patches. In its lowermost part it holds a few calcareous veins replaced by rusty veins and spots upwards with a simultaneous increase in rusty patches. Sporadically, a few, tiny calcareous nodules, as well as *Planorbis* sp. occur as well. Particularly the upper part of the section resembles fluvial flood laid deposits. In the absence of results from sedimentological tests, it is impossible to decide whether we are facing an epigenetically transformed loess sequence or fluvial flood plain deposits.

In the range of depth between 25.8–29.4 m eolian, as well as fluvial and fluvio-eolian sands occur. They represent the unique thicker sand bed of the related Quaternary sequence. Its lower section is yellow, pale brownish-yellow, unstratified, medium-sorted, well-rounded, poorly micaceous fine- and medium-grained sand. It is distinctively homogenous, free of precipitates and nodules but bearing tiny fragments of calcareous shells and quartz granules with rounded, bright surfaces. Above, the profile is made up of yellow, occasionally gray banded, thin-bedded, poorly micaceous fluvial silty fine sand composed of bands of thicker fine and thinner silty fine sand. It is devoid of precipitates and nodules. In its topmost part an almost 1 m thick, pale-yellow, poorly micaceous, medium-sorted, well-rounded fluvio-eolian fine sand was recorded, including a few medium-size grains. Quartz prevails in this section of the profile, but a few mafic components are also present.

4. *Between 15.0–25.8 m we find the closing unit of the Mende-Basaharc loess sequence.* It comprises a more than 10 m thick homogenous, pale-yellow, unstratified typical loess substantially looser than the loess series in the lower part of the profile.

### 2.3.3. The Dunaújváros loess sequence

Between 1.1–15.0 m the borehole cut the youngest Pleistocene series represented by the Dunaújváros loess sequence. It is built up of loess and loess with fine sand with interbedded *in situ* and redeposited soil horizons.

A fossil soil zone occurs between 11.9–15.0 m. Its overlying series produced the largest core loss recorded throughout the borehole amounting almost to 4 m. Nevertheless, the recovered core was still sufficient for describing this loess sequence. Alternating thinner silty, and thicker sandy beds can be observed. They are yellow, poorly micaceous. Occasionally, they are enriched in strongly calcareous loess nodules arranged in layers. The formation is uniformly yellow, and undisturbed, incorporating sporadic cavities of root systems and calcareous veins. Calcareous nodules are 10 cm large or larger, irregularly shaped, pale brownish-yellow, hard and recrystallized. The formation is porous and includes tiny micro-tubes. It reacts strongly to acid.

A twofold soil horizon occurs between 11.9–15.0 m in the sequence. The lower one is represented by chernozem brown forest soil featuring a well-developed section. Its *horizon A* is dark brownish-gray, humus-rich, friable clayey loam with a well-pronounced structure and nut-like surface break. It is unstratified, free of precipitates and nodules. The *horizon B* is grayish-brown in its upper part getting coffee-colored downwards. It is a strongly compacted clayey loam holding occasionally calcareous nodules and lenses. It is also unstratified. Calcareous nodules are some cm in size, featuring an irregular surface and they are prone to breaking apart easily. They are surrounded by a light-yellow calcareous core. The upper part of the horizon bears reworked soil represented by dark, brownish-gray, brown, exfoliated clayey loam with variable humus content and well-developed thin-bedding. It was developed through simultaneous soil erosion and loess formation.

#### 2.4. The Holocene soil cover

Between 0.0–1.1 m the profile is ends with recent soils made up of clayey loam (Figure 2, 1). It might be regarded as dark brownish-gray chernozem soil formed on loess with forest-type relicts. Its upper 50 cm represents the *horizon A*. It is uniformly rich in humus, features well-developed structure and nut-like surface break. The first micas already appear in them on the surface. Its *horizon B* can be traced between 0.6–1.1 m with a progressive downward decreasing tendency in humus content. Its color turns gradually from brownish-gray into dirty-yellow. The lower 10 cm section is free of precipitates but it bears calcareous veins and flakes.

### 3. Sampling and tests

*Core sampling* had to demonstrate the feasibility of the necessary tests envisaged in the next phase of the project. Consequently, we followed the guidelines defined for the sampling procedure (CHIKÁN 1995). The borehole was designed as a geological key borehole with the related set of laboratory analyses. Borehole samples are subjected to analysis of grain-size distribution, carbonate content, micro-mineralogical features, chemical composition, trace element content, as well as to thermic, X-ray, paleontological (malacological) and geochemical tests.

During the drilling process *complex geophysical logging* was performed in two stages (from the surface to 36.6 m and from 36.6 m to the bottom; KASZA *et al.* 1996). Results of the logging show a good correlation with the geological record of the documentation.

Each of the three fossil soil zones can be identified on geophysical logs. The composition of different soil types cut by the borehole (the grain size of the parent material) shows similar trends. According to our observations resistivity and density exhibit a uniform tendency of decrease and increase upwards within the specific soil horizons, in compliance with the increase in the ratio of the clay fraction and the decrease of pore volume. The curves of magnetic susceptibility shows inverse characteristics as compared to resistivity. The geophysical log indicates a fossil soil horizon between 9–10 m that is missing from the geological record. Given the high ratio of core loss in this particular section, the geophysical results suggest the presence of a thinner buried soil having similar characteristics

to the interval 12–14 m. Fossil forest soils have the peculiar feature that the clayey, loamy *horizons A* and the upper part of the *horizons B* comparatively rich in clay fraction and redeposited soil layers show low resistivity. Porosity decreases down the profile, while the impermeable fraction and magnetic susceptibility display a positive anomaly. Resistivity of the lower part of the *horizon B* of the forest soils rich in nodules, as well as cemented calcareous benches rises gradually with the simultaneous decline in the ratio of the impermeable fraction and increase in porosity. Enrichment in calcareous nodules and calcareous benches can be identified upon the sudden variations in micro-resistivity.

The variegated clay between 60.5–63.4 m and the derived overlying fossil soil (red clay) cannot be separated by geophysical parameters. Instead of reflecting the properties of the above soil profiles, porosity varies erratically indicating disturbed characteristics.

The Quaternary sequence of the borehole includes three almost 10 m thick loess sequence. The geophysical image of the two upper ones (one of them immediately under the topsoil; the other, so-called younger loess underlying the first fossil soil layer) is quite identical, whereas the older sequence between 40–53 m bears fairly different signatures. Younger loess sequences are described by comparatively higher resistivity, nearly constant (between 25–30%) porosity and ratio of impermeable beds. Density has a slight tendency of increase downwards within the two young loess sequences, whereas the porosity and magnetic susceptibility of the bottom one is slightly lower than that of the upper one. Older loess features a somewhat lower resistivity with a further progressive decrease downwards. The ratio of impermeable fraction increases from 40% to above 50% and the slightly decreasing porosity is accompanied by the increase in resistivity.

Based on geophysical parameters the Quaternary-Pannonian boundary was defined at 62.6 m (KASZA *et al.* 1996). The first dolomite band that can virtually be considered as Pannonian is recorded at 63 m (micro-resistivity and density anomaly) identified in the core at 63.4 m. Dolomite or dolomitic interbeds can be identified distinctively also further downward the Pannonian record. The lignite seam under 130 m is also prominent giving rise to anomalies in terms of most of the geophysical parameters. Geophysical results show an excellent correlation with the geological documentation all along the Pannonian section of the borehole.

Cores have also been subjected to *paleomagnetic* measurements. On the basis of data by P. MÁRTON (Eötvös Loránd University, Faculty of Geophysics) the BRUNHES-MATUYAMA boundary can be traced between 37.8–38.9 m in the borehole record.

### 4. Geological history

The nearly 90 m thick Pannonian sequence lacked any useful fauna for age determination. MÜLLER P. identified *Prosodacna* sp. and *Viviparus* (?) sp. at 88.6 m and 130.0 m, respectively. It has not made any changes in the age classification and facies interpretation of Upper Pannonian sediments occurring in the area that was made on the basis of lignite exploratory boreholes drilled in the late 1970s (KORPÁS-HÓDI 1978, DUKÁN 1978a-c).

The data available are insufficient for specifying which

part of the Tihany Formation the exploratory borehole recovered. The intensity of erosion and the structural setting in the post-Pannonian period has not yet been clarified either. Some clues to these issues can be provided by the approximately NNW-SSE striking Diósberény 3. hydrogeological profile between the villages Regöly and Kalaznó compiled for modeling hydrodynamic and transport processes. During the preparation of its geological setting (KOLOSZÁR and MÁRSI 1997) we took into account the interpretation performed by our colleagues (TÓTH-MÁKK *et al.* 1996).

The Pannonian sequence of the deep wells at Regöly specified in the profile is closed by a shallow water delta facies divided by lignite bands. In the exploratory borehole Db-1A, above the sequence bearing lignite bands and stripes of organic matter, a nearly 30 m thick layer occurs subdivided by cycles of desiccation, and incorporating bands of dolomite. In the well of the Diósberény waterworks (Diósberény-B3) dolomite beds disappear again, and the sandy, silty sequence making up thick benches with intercalated lignite stripes dip 0.5° towards the village Kalaznó. In contrast to Diósberény-1A, the borehole at Szárazd did not hit dolomitic horizons. Additionally, thin lignite seams and bands of organic matter characteristic of the upper part of the Pannonian sections of the boreholes at Diósberény and Regöly are also missing at Szárazd. It indicates that the upper part of the Pannonian section of the borehole at Szárazd is older than its surroundings. This feature supports the concept of a tectonic dislocation in the Kapos valley coupled to the post-Pannonian erosion of several 10 m thick sequences. The information available to date is insufficient to support a precise answer as to whether the present state is the result of the combined effect of dip and erosion or it was brought about by block tectonics or eventually by flexure. Different approaches arise from tectonic and neotectonic models nurturing still unresolved scientific discussions (ÁDÁM 1969, GERNER 1994). To our present knowledge it would be a serious mistake to dismiss any of the three interpretations.

In our report preparing the detailed investigation of objects (CHIKÁN *et al.* 1995) we advanced the idea of possible relationship between the recent morphology and the Pannonian paleomorphology of the area and that the direction and rate of crustal movements can be calculated based on the difference in altitude between the blocks controlling recent morphology, in turn, by the morphology of the Pannonian surface. The interpretation of the geological record of the boreholes at Diósberény and Udvari disproved the existence of such direct relationship.

Within the block between the Kapos river and Donát stream, the vicinity of the borehole at Diósberény is the most uplifted part of the Pannonian surface in the study area. Beside eventual structural movements erosion played a major role in inducing significant local differences in altitude (more than 50 m) both to the south and north. The surroundings of this borehole furnished the most complete record of the upper part of the Pannonian sequence.

In the post-Pannonian period this area was almost invariably in an uplifted position as compared to its surroundings. It is proved by the presence of merely 2–3 m thick weathered material having undoubtedly Pannonian origin overlying Pannonian beds. It is overlain, in turn, by *in situ* accumulated fossil soil (red clay) featuring an intact profile. Its parent material is the terrestrial product of

weathering of Pannonian provenance that can clearly be distinguished from fossil forest soils of the overlying loess sequence. The sequence above Pannonian (between 59.8–63.4 m) is assigned by analogy with the surrounding area to the Tengelic Formation (HALMAI *et al.* 1982). Given the decision of the Stratigraphic Committee of Hungary to classify the Tihany Formation as belonging to the Miocene, the formation of this thin sequence preserved in profile, capped by a soil horizon and signifying warm climate, as well as even landscape, started presumably in the Pliocene. The surface of the soil closing the sedimentation cycle forms a discordance up until the period of loess deposition. The thickest oxidized section, some 80 m, recovered here in Pannonian formations of the surroundings is yet another proof supporting the idea of a long continental period (JÁMBOR 1997). We assume that the variegated clay exhibits a tendency to progressive thickening in the gentle stretches of slope of the rather wavy, eroded Pannonian surface which is confirmed by the drilling record at Udvari.

First intertonguing with variegated clay then burying it, a well-bedded fluvial sequence was formed thickening progressively toward the deeper parts of the Pannonian landscape. None of our exploratory boreholes proved the presence of a thick fluvial sequence underlying the loess sequence, a concept widely discussed in the scientific literature. Several specialists engaged in mapping the related area of the Kapos valley and the region further southward (TOBORFFY 1925, RÓNAI 1961, ERDÉLYI 1961–1962) reported the existence of fluvial beds. We have identified them in exposures near Belecska and Csernyédpusztá during a follow-up field reconnaissance. We suggest that several ten m thick sequences made up of alternating well sorted fine sand and silt embedded between Pannonian series and the loess sequence found in the hydrogeological wells at Regöly, Szárazd, Diósberény and Kalaznó and bearing Pleistocene fauna (*Succinea* sp., *Planorbis* sp.) pertain also to the fluvial sediments.

The loess sequence is deposited with a significant discordance on the variegated clay terrain, whereas in the areas of fluvial accumulation it can occur as intertonguing with alluvial sequences. Its section is affected by soil formation and erosion as well as fluvial or eolian processes, but is nearly 60 m thick in the borehole at Diósberény. It is divided by 11 fossil soil horizons of various origin and stratigraphic characteristics. Age determinations and correlation of this sequence are liable to lead to erroneous conclusions in the absence of any detailed analyses. This issue was addressed first of all by the studies of specialists (PÉCSI 1975, GERASZIMOV 1974) trying to throw light on the relationship between the loess and fossil soils.

Comparing the geological record of the boreholes at Udvari and Diósberény, the 40 m difference in thickness bears witness to truncation affecting the Diósberény series. Owing to the presence of the soil covering the variegated clay in the Diósberény borehole, loess was presumably preserved from the very beginning of its accumulation. Paleomagnetic tests show that a substantial break in sedimentation in the loess sequences of the borehole at Diósberény can be attributed rather to the Würm period. The preliminary results of paleomagnetic measurements are confirmed by the final interpretation, the section of the borehole between 32.7–53.2 m has to be assigned to the Paks loess sequence.

## References

- ÁDÁM, L., 1969: A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalkotása (in Hungarian: Origin and morphology of the Tolna Hills). – *Földrajzi Tanulmányok* 10, 186 p.
- CHIKÁN, G., 1995: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. A kutatás során lemélyítésre kerülő fúrások terepi feldolgozási és mintavételi előírása (in Hungarian: Site prospecting for low and intermediate level radioactive waste disposal. Instruction for field description and sampling of borehole cores). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MARSI, I., PAPP, P., and SZALAI, I., 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához. Objektumok földtani dokumentációja (Preliminary field reconnaissance for exploration of sites for low and intermediate level radioactive waste disposal. Geological description of objects). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Udvari környékének kiegészítő terepi vizsgálata. A földtani reambuláció eredményei (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Complementary field studies in surroundings of Udvari. Results of geological reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DUKÁN, J., 1978a: A Belecska Be-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from the borehole Belecska Be-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- DUKÁN, J., 1978b: A Nagyszékely Nk-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from the borehole Nagyszékely Nk-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- DUKÁN, J., 1978c: Az Udvari U-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from the borehole Udvari U-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- ERDELYI, M., 1961-62: Külső-Somogy vízföldtana, 1. és 2. (Hidrogeologie von Külső Somogy, 1. und 2.). – *Hidrológiai Közlemények* 41 (6), pp. 445-458, 42 (1), pp. 56-65.
- GERASZIMOV, I. P., 1974: A paleotalajok természete és eredete (in Hungarian: Nature and origin of paleosols). – *Agrokémia és Talajtan* 23 (1-2), pp. 1-10.
- GERNER, P., 1994: A Dél-dunántúli geotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján (alapján) (Neotectonic models of SW-Hungary based on the Hungarian geological literature; a review). – *Földtani Közlemények* 124 (3), pp. 381-402.
- HALMAI, J., JÁMBOR, Á., RAVASZ-BARANYAI, L., VETŐ, I., 1982: A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményei (Geological results of borehole Tengelic-2). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 60, pp. 11-113.
- JÁMBOR, Á., 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia (A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II.* (this volume).
- KASZA, Z., RIGLER, GY., LACH, ZS., LENDVAY, P., and SZONGOTH, G., 1996: Udvari-2A. és -2C. fúrások mélyfúrás geofizikai mérései és kiértékelése (in Hungarian: Geophysical well log and interpretation of boreholes Udvari-2A and -2C). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1997: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát hills (A tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II.* (this volume).
- KORPÁS-HÓDI, M., 1978: Közép-dunántúli lignitkutatás makrofaunisztikai vizsgálati jelentése (in Hungarian: Report on macrofaunistic studies for lignite exploration in Middle Transdanubia). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- PÉCSI, M., 1975: A magyarországi lösz-szelvények litosztratigráfiai tagolása (in Hungarian: Lithostratigraphical distribution of the Hungarian loess sequences). – *Földrajzi Közlemények* 23 (3-4), pp. 217-230.
- RÓNAI, A., 1961: Szekszárd, Dombóvár (magyarázó az L-34-49 és L-34-50 térképlapokhoz) (in Hungarian: Explanatory notes to the sheets L-34-49 Szekszárd and L-34-50 Dombóvár). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- TOBORFFY, G., 1925: Jelentés az 1921-23. években Tolna megye területén végzett részletes geológiai felvételekről (in Hungarian: Report of detailed geological mappings on the territory of Tolna county in the years 1921-23). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1920-23-ról*, pp. 94-100.
- TÓTH-MAKK, Á., MÜLLER, P., BUDAI, T., and JUHÁSZ, E., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Medenceanalízis, földtani és hidrogeológiai értelmezés (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Basin analysis, geological and hydrogeological interpretation). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.





## A DIÓSBERÉNY-1A FÚRÁS FÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE

MARSI ISTVÁN

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

A Diósberény-1A fúrás 1996. folyamán a tolnai Hegyhát területén mélyített földtani alapfúrás. Feldolgozása – részletes laboratóriumi vizsgálatok elvégzése nélkül is – új rétegtani ismeretekkel szolgált a táj üledékképződéséről. A fúrás pannóniai szakasza a szűkebb környezet legteljesebb felsőpannóniai kifejlődése. A vékony Tengelici Formáció megőrződött vörösgyagjára a legidősebb löszképződmények települnek. A mintegy 60 m vastag lösz-összleten belül elkülöníthető volt három nagy löszképződési periódus – a paksi, a mende-basaharci és a dunaújvárosi lösz-összlet – üledéke. A harántolt fosszilis talajszelvények teljesebb korrelációjával a terület pannóniainál fiatalabb fejlődéstörténete is pontosabban felvázolható.

### 1. Bevezetés

Jelen munka az 1996 elején Diósberényben mélyített fúrás néhány földtani eredményét foglalja össze.

A mélyfúrás helyét a kutatás korábbi fázisaiban (CHIKÁN G. et al. 1995) 77-es számmal jelölt, továbbkutatásra javasolt objektum területén jelöltük ki (1. ábra). Ez a terület azok egyike, melynek továbbkutatását a szakmai kritériumok mellett lakossági hozzájárulás (itt Diósberény lakóinak támogatása) is lehetővé tette. A fúrás végleges helye az 1996. február 23-i kütűzés alapján Diósberény község külterületén, a községtől mintegy 1700 m-re ÉK-re a Hosszúcsér-dűlőben, a dűlőút K-i oldalán van. A kutatófúrást a Rotaqua Kft. mélyítette 1996. március 19. és április 10. között, 150,1 m-ig. Az összesített magkizozatal megközelítette a tervezett 95%-ot, az egész fúrásra számítva 92%-ot tett ki. A terepi feldolgozás során a fúrást 106 rétegre bontva dokumentáltuk. Ennek alapján a vázlatos rétegsor (2. ábra) a következő:

- 0,0–1,1 m *Holocén*: agyagos vályog, recens talaj; sötétbarna színű, lösz alapkőzeten keletkezett, erdőmaradványos csernozjom.
- 1,1–59,8 m *Pleisztocén*: lösz-összlet, finomhomokos lösz eredeti településű és áthalmozott talajszintekkel. 25,8 és 29,4 m között futó- és fluvioeolikus homok települ be. Helyenként lejtőüledékek is tagolják. A dunaújvárosi, a mende-basaharci és a paksi lösz-összlet jellemző szintjei elkülöníthetők.
- 59,8–63,4 m *Pliocén-alsópleisztocén*: szárazföldi tarka-agyag, a tetején vörös, fosszilis talajjal.
- 63,4–150,1 m *Miocén (felsőpannóniai)*: A teljes pannóniai szakasz a Tihanyi Formációba tartozik. Ezen belül az alábbi szakaszok különíthetők el: (63,4–70,8 m között) agyag, agyagmárga váltakozása dolomit és finom-középszemcsés homokcsikkokkal; majd (70,8–80,9 m között) alján kőzetlisztesedő, finom-középszemcsés homok; alatta (80,9–89,5 m között) agyagmárga-, agyag-, dolomit-, dolomitmárga-, finomhomok- és homokkő-betelepülésekkel; majd

(89,5–116,6 m között) agyag-, agyagmárga- és homokpadok váltakozása szerves zsinórokkal, kőzetlisztes csikkokkal; legalul (116,6–150,1 m között) kőzetlisztcsikos és finom-középszemcsés homokpadok váltakozása lignit- és kőzetliszt-betelepülésekkel.

A fúrás terepi feldolgozását és mintázását DON GY. és MARSI I. végezte. A fúrás szakmai ellenőrzésére JÁMBOR Á. kapott megbízást.

### 2. A harántolt képződmények

A kutatófúrás által harántolt képződmények minősítéséhez, sztratigráfiai besorolásához nem álltak rendelkezésre szedimentológiai, paleontológiai, sztratigráfiai vizsgálatok, ami jelentős korlátokat szabott a képződmények minőségében és az eredmények kiterjeszhetőségében. Így elsősorban a fúrás mélyítése során begyűjtött terepi adatokra és elkészített dokumentációra, kollégáink (JÁMBOR Á. 1997; TÓTHNÉ MAKK Á. et al. 1996) véleményére, az előzetes terepbejárás tapasztalataira (CHIKÁN G. et al. 1995, 1996) és a lyukgeofizikai mérési eredményekre (KASZA Z. et al. 1996) támaszkodtunk.

#### 2.1. Miocén (felsőpannóniai) képződmények.

##### *Tihanyi Formáció*

A fúrás által harántolt legidősebb képződmény a Tihanyi Formációba tartozik (2. ábra, 6). A fúrás pannóniai szakaszát vizuális kőzettani bélyegek alapján öt egységre bontottuk. Közülük az alsó kettő (a 89,5–150,1 m közötti szakasz) lignittelepet, szerves zsinórokat is tartalmazó mocsári ciklusokkal tagolt sekélytengeri deltafacieshez tartozik. A fölötte települő szakasz 63,4 m-ig erősen vékonyréteges, kiszáradási ciklusokhoz kapcsolódó dolomit-, dolomitmárga-csikos összlet és szenesedésre utaló mocsári ciklusokat már nem tartalmazó, deltafaciesű homokrétegek váltakozásából áll

1. 116,6–150,1 m között kőzetlisztcsikos és finom-középszemcsés homokpadok váltakoznak lignit- és kőzetliszt-betelepülésekkel (2. ábra, 6e). A fúrás szakasz legalsó

része néhány m vastag kőzetliszt-, agyagos kőzetliszt- és finomhomok-padokból áll. A fentebbi részen lignitréteget tartalmazó, vastag finom-középszemcsés pados homok tárodott fel. Legfelül újra finomabb szemcsenagyságú rétegek vannak, melyek agyagos kőzetliszt, finomhomok-zsinóros kőzetlisztes agyag és finomhomok váltakozásából állnak.

A fúrástalp környéke élénkszürke színű, vékonyréteges, pados képződmény, amely igen összeálló, kompakt szerkezetű. A réteglap-felszínek erősen csillámosak, a rétegek gyengén, közepesen meszesek. A réteglapok felszínén tömegmozgásra utaló nyomok nem látszanak.

Felette a 131,8–140,6 m közti szakaszon települ a kutatófúrás legvastagabb, igen jó vízvezető-képességű homokpadja. A réteget zöld színű és felfelé durvuló szövetű finom-középszemcsés homok alkotja. Az összlet alsó 80 cm-e kissé sötétedő, erősen rozsdás szalagos, sávós, és kevés kőzetlisztet is tartalmaz. Felső 60 cm-eben erősen barnafoltos rozsdás, lazán összeálló a kőzet. A rozsdás csíkok, sávok környéke finomabb szemcséjű és erősen csillámos. A homok anyaga közepesen koptatott, jól osztályozott, uralkodóan víztiszta kvarc.

A homoktest fölötti szakasz alsó részén erősen homokos lignitlep található. A kőszéntelep alsó 25 cm-e kompakt szenes zsinóros homokos, agyagos lignit. Felső 20 cm-e fekete, sötétbarna foltos jól szénült földes, fás barnakőszén.

A 130,8 m feletti szakasz hasonló a talp környéki kőzetlisztesebb részhez, de sárgásbarna, fakószürke színű, helyenként sűrűn rozsdás sávozott, csíkos.

2. 89,5–116,6 m közötti szakaszt szerves zsinóros, kőzetlisztescsikos agyag-, agyagmárga- és homokpadok váltakozása alkotja (2. ábra, 6d). Ez a 25 m-t meghaladó szelvényszakasz igen jól rétegzett, vékonyréteges, pados összlet. Vastagabb agyag-, agyagmárga- és vékonyabb finomhomokos padok váltakozásából áll. Az összlet finomabb szemcséjű rétegei élénkszürke, szürkésbarna színűek, szervesanyag-zsinórosak. Pattanva törő, síkos tapintású, máshol morzsolódó szerkezetűek.

A homokos szakaszok barna, sárgásbarna, néhol szürkésbarna, laza, vékony, gyengén cementált kőzetlisztes betelepüléseket tartalmaznak. A homok közepesen osztályozott, uralkodóan kvarc anyagú, szemcséi jól koptatottak. A rétegek dőlése 3–5°. A kőzet helyenként vékony eres, vasas és mangános színezetű kiválásokat és festődést tartalmaz. A vasas kiválások belül üregek, hosszúkásak.

3. 80,9–89,5 m között jól rétegzett, vékonyréteges agyagmárga, agyag váltakozik dolomit-, dolomitmárga-, finomhomok- és homokkő-betelepülésekkel (2. ábra, 6c).

A réteggösszlet szürke agyag, sárgásszürke és szürke agyagmárga és sárgásszürke, finomhomokos kőzetliszt váltakozásából áll. Vékony homokkő- és dolomitcsíkok, valamint finomhomok-betelepülések is tagolják. Ez a gyakori litológiai és szövetbeli változékonyság eredményezi a kőzet mikrorétegzettségét és a vékonyrétegeességét is. A vékonyrétegek 0,5–2,0 cm-esek és ezeken belül is mikrorétegzettség látszik. Az összleten belül felfelé a homok mennyisége növekszik. A képződmény egyes rétegei – színük, elválási síkjaik alapján – 9–10 fokkal dőlnek. Ez a dőlés a fúrómag alapján nem szerkezeti elmozdulás eredménye, hanem települt dőlés.

4. 70,8–80,9 m közötti szakaszt vékonyréteges, pados finom-középszemcsés homok, felső részén kőzetlisztes szakasszal (2. ábra, 6b).

Alul 40 cm vastag, meszes kötőanyagú, közepesen cementált meszes homokkőpad települ, amely a fekvéséből éles váltással fejlődik ki. Felette kőzetlisztet nem tartalmazó finom-középszemcsés homok települ, amelyik sárgás-zöldesszürke színű, jól osztályozott, jól koptatott, közepesen-erősen csillámos. Felfelé folyamatos a szemcseméret csökkenése, a közép-, majd aprószemcsés homok finomszemcsés homokba megy át. Párhuzamosan és gyengén ívelten mikrorétegzett, felfelé a csillám (muskovit) mennyisége is csökken. A mikrorétegzettség elsősorban csillámdúsulás és kismértékű szemcseméret-változás okozza. A mikrorétegek gyakran kiemelődnek, ezek mentén gyakori a limonitos elszíneződés. A kőzet kevés színes elegyrészt tartalmaz, jól osztályozott.

5. 63,4–70,8 m közötti jól rétegzett, vékonyréteges agyag, agyagmárga váltakozásából álló réteggösszletet dolomit- és finom-középszemcsés homokcsíkok tagolják (2. ábra, 6a).

Az agyagmárga-rétegek legtöbbször sárgásszürke színű, limonitos sávozottsággal és mangános hintéssel. A limonitosodás 1–3 mm vastag, vízszintes, párhuzamos mikrorétegek mentén jelentkezik. A limonitosodott részek szemcsemérete azonos a nem limonitos anyaggal. A mangános elszíneződés hintéses és dendrites formában is előfordul. A kőzet elválási, törési felülete párhuzamos síkok menti, vagy kagylós. Híg sósav hatására változó mértékben pezseg, valószínűleg a dolomit-tartalom változása függvényében. A jórészt kompakt rétegek cementáltsága is változó, köztük néhány cm-es gyengén cementált csíkok is előfordulnak. Az éles határu agyag-, agyagmárga-rétegekben erősen limonitosodott növényi szármadaradványok és szétmálló kongréciónok is előfordulnak. Az agyagos rétegek közé zöldes és szürkés tónusú, erősen csillámos fészkeket tartalmazó homokosabb, kőzetlisztesebb rétegtagok is betelepülnek.

## 2.2. Pliocén-alsópleisztocén képződmények.

### Tengelici Formáció

59,8–63,4 m között Tengelici Formáció települ, ami tarkaagyagból áll, a tetején vörös, fosszilis talajjal (2. ábra, 5). A szelvényben felfelé haladva alul a fekvő kőzetekből származó fellazult, mállott, gyengén áthalmozott, uralkodóan agyagos szövetű összlet tárodott fel. Eredeti településű, szelvényében zonális talaj fedi.

A tarkaagyag zavart településű, gyengén kőzetlisztes eluviális, deluviális málladék. Gyengén csillámos, helyenként 2–4 cm-es átlagos méretű, erősen pezsgő mészkongréciónokat tartalmaz, melyeket mészszipa vesz körül. Az egész összlet sok apró vasas, mangános szeplőt tartalmaz.

A fosszilis talaj szövege is agyagból áll. A felalaja néhány apró, sötétszürke, szögletesen töredezett humuszos szemcsét tartalmazó vörösgyag. Lehetséges, hogy a szemcsék humuszanyaga teljes mértékben ásványosodott, de megjelenésük őrzi a mull jellegű humusz szerkezeti sajátosságait. Egy-két apró kerekített kvarcsemce és csillámlemez is felismerhető a talajszelvényben. Az A szint alsó 30 cm-e vörösebb árnyalatú, mint a felső része. Apró mangános szeplőket és néhány darab gyengén lekerekített, a vörösgyag által megfestett felszínű kongréciónokat tartalmaz. A cementációs szint mészkongréciónos vörösestartka agyagból áll. Lefelé fokozatosan meszesedik, tarka mészeses, mészlencsés, zavart szerkezetű. Apró (2–3 mm-es) fekete babérceket is tartalmaz.

### 2.3. Pleisztocén üledékek

59,8 m felett, a pliocén–pleisztocén korú tarkaagyagra a löszképződéshez kapcsolódóan közel 60 m vastag üledéksor rakódott, amelynek legnagyobb része pleisztocén korú, csak a rajta képződött talaj tekinthető jelenkorinak. A lösz-összlet tagolását és korbesorolását JÁMBOR Á. (1997) nyomán ismertetjük.

#### 2.3.1. Paksi lösz-összlet

53,2–59,8 m között a *paksi lösz-összlet* települ, amely eredeti településű és áttelepített talajszintekből áll, közbe-települt lejtőüledékek is tagolják (2. ábra, 4).

A 6 m-t meghaladó vastagságú rétegcsoport négy elkülöníthető talajszelvényt és két vékony – nem talajosodott – réteget foglal magába. Az összletet sárga, zavart településű, rétegzetlen, agyagos kőzetliszt alapú deluvium vezeti be. Mangános szeplőket, áttelepített vörösgyag foszlányokat és átmozgatott, váltakozó méretű mészgöbcecseket tartalmaz. Erre három fosszilis erdei talajszelvényt tartalmazó, egybefüggő, barnásvörös zóna települt.

Az alsó talaj szelvénye roncsolt, hiányzik a kilúgozódsi szintje. Fölötte egy jól kifejlődött és megőrződött, teljes szelvényű fosszilis talaj van. *A szintje* sötétvörös, tapadós, szijas, fényes vágási felületű, rétegzetlen, képlékeny, kissé foltos, fekete mangános szeplőket tartalmazó agyag. Kiválásokat, konkréciókat nem tartalmaz, gyengén pezseg. Törési felülete apródiós. *A B szint* felül vörös, lefelé fakuló, sárgás tarka, végig mészeres, változóan cementált szabálytalan hömpölyökből álló, kiválásokat tartalmazó agyag. Törési felülete apródiós. *A C szintet* alkotó mészatkozás pad sárgásbarna, rétegzetlen, jól cementált. Foltos, helyenként vörösetarka agyagos kitöltésű lencséseket, foszlányokat tartalmaz.

A talaj fölött áthalmozott vörösgyagos lösz települ. Alsó felében vörös színű, rétegzetlen, agyagos kőzetliszt figyelhető meg, ami fokozatosan sárgásbarna tarkává, zavart településűvé válik. Felfelé az agyagtartalom fogy, a képlékenység csökken. A réteg egésze mészereket, mészpelyheket, porusok, gyökérjáratok menti kiválásokat és kevés mangános szeplőt tartalmaz.

A szakasz felső részén egy 1 m-nél vastagabb típusos löszréteg és egy lepusztult fosszilis erdőtalaj anyagát is tartalmazó lejtőhordalék van.

#### 2.3.2. Mende-basaharci lösz-összlet

15,0–53,2 m között a *mende-basaharci lösz-összlet* képződményei táródtak fel (2. ábra, 3), mely az alábbi négy fő egységből áll:

1. *39,8–53,2 m között* lösz, agyagos lösz települ. Sárga, gyengén csillámos, alapvetően rétegzetlen, sok apró rozsdás és mangános szeplőt tartalmazó, kissé agyagos kőzetliszt. A vastag összleten belül 3–4 db, rozsdaszepelket nem tartalmazó, sötétebb barnássárga, kiválóan képlékeny 2–3 cm-es kőzetlisztes agyagcsík települ. A képződményben igen ritkán, jellemzően 2–6 cm-es szabálytalan formájú, lekerekített, közepesen cementált mészgöbcecsek figyelhetők meg. 48,5–49,0 m között agyagosabb, plasztikusabb réteg települ. A képződmény felső 4–5 méterében kevés finomhomok is előfordul. A göbcecsek mellett finom mészerek, mészpelyhek is láthatóak. Ritkán 10–20 cm-es, lekerekített löszbabákat is tartalmaz. A képződmény egészében felfelé haladva a szemcsék durvulása figyelhető meg.

2. *32,7–39,8 m-ben* lösszel és lejtőüledékekkel tagolt eredeti és áttelepített talajszintek települnek. Ez a talajosodott sorozat öt talajszelvényt tartalmaz. Közöttük négy barnásvörös színű, vályogos agyag szövetű fosszilis erdőtalaj, az egyik roncsolt szelvényű. Az ötödik egy fakó szürkésbarna színű, zavart településű, vékonyréteges áttelepített talaj. A zóna egy teljes szelvényű talajjal kezdődik, majd 130 cm vastag, zavart településű, szögletes mészkonkréciókban gazdag agyagos lösszel folytatódik. A másik négy talajosodott szelvény közvetlen egymás fölött települ. Elkülönítésük talaj- és kőzetgenetikai bélyegek alapján történt.

Az összlet erdőtalajainak *A szintje* legfelül szürkésbarna, majd vörösbarna színű, kiválóan képlékeny. Anyaguk eltörve morzsás szerkezetű, rétegzetlen. Szövetük kőzetlisztes agyag. A mésszel kitöltött repedések színe fakó barnássárga. A teljes szakaszon apró mangános szeplők látszanak. *B szintjük* az *A szintnél* kissé fakóbb. Szövetük vörösesbarna tarka, lefelé világosodó, erősen meszes, rétegzetlen, képlékeny agyag. Törésfelületükön morzsalékos szerkezet és apró porusos csövesség figyelhető meg. Fakó mészereket, darabosan szétomló, laza kötődésű mészlencséseket, könnyen törő göbcecseket tartalmaz. Alul kb. 15 cm vastag, erősen mésziszapos, változóan cementált, porózus szerkezetű, fakó piszkossárga mészpadka keletkezett.

3. *25,8–32,7 m között* a rétegsort nehezen megállapítható genetikájú, 3 m-nél vastagabb finomhomokos kőzetliszt vezeti be. Ez sárga, szürkésárga, szürkefoltos, legalul gyengén mészeres, fentebb rozsdaszerű és szeplős, felfelé a rozsdafoltok mennyisége növekszik. Elszórtan néhány apró mészkonkréciót is tartalmaz. Néhány *Planorbis* sp. is megfigyelhető benne. Különösen a felső szakasza nagyon hasonlít a folyóvízi áradmányra. Szedimentológiai vizsgálatok nélkül nem lehetett eldönteni, hogy a réteg epigenetikusan átalakult löszváltozat vagy folyóvízi ártéri üledék.

25,8–29,4 m között futóhomok, folyóvízi és fluvioeolikus homok települ. Ez a fúrás negyedidőszaki összletének egyetlen vastagabb homokbetelepülése. Alsó szakasza sárga, fakó barnássárga, rétegzetlen, közepesen osztályozott, jól koptatott, gyengén csillámos finomközépszemcsés futóhomok. Igen homogén, egyveretű, kiválásoktól, konkrécióktól mentes. Apró mészváz-töredékeket és gömbölyített fényes felületű kvarcsemcséket tartalmaz. Felette sárga, helyenként szürke sávok, vékonyréteges, gyengén csillámos folyóvízi kőzetlisztes finomhomok települ. Vastagabb finomhomok és vékonyabb kőzetlisztes finomhomok csikokból áll. Kiválásokat, konkréciókat nem tartalmaz. Legfelül közel 1 m vastag, fakósárga, gyengén csillámos, közepesen osztályozott, jól koptatott fluvioeolikus finomhomok található, kevés közepes nagyságú szemcsével. Ez a szakasz uralkodóan kvarc anyagú és színes elegyrészeket is tartalmaz.

4. *15,0–25,8 m között* a mende-basaharci lösz záró egysége látható. A szakaszt több mint 10 m vastag, homogén, az összlet alsó részén települő lösznél lényegesen lazább kifejlődésű, fakósárga, porózus, rétegzetlen típusos lösz alkotja.

#### 2.3.3. Dunaiújvárosi lösz-összlet

1,1–15,0 m között a kutatófúrás legfiatalabb pleisztocén szelvényszakaszt, a *dunaiújvárosi lösz-összletet* harán-

tolta. Löss, finomhomokos lösz építi fel eredeti és áthalmozott talajszintekkel (2. ábra, 2).

11,9–15,0 m között fosszilis talajzóna húzódik. A felette levő szakaszon volt a fűrásmélyítés során előforduló legnagyobb maghiány: közel 4 m volt a magvesztés. A meglévő mag alapján is jól jellemezhető ez a lösz-összlet. Benne vékonyabb, kőzetlisztes és vastagabb, finomhomokos szakaszok váltakoznak. Anyaguk sárga színű, gyengén csillámos. Egyes szakaszokon erősen mészgöbces löszbábás szintek helyezkednek el. A képződmény egyenletesen sárga, zavartalan településű, helyenként gyökérjáratokat, mészereket tartalmaz. A mészgöbcek 10 cm-esek vagy nagyobbak, szabálytalan formájúak, fakó barnássárga színűek, kemények, átkristályosodottak. A kőzet porózus, apró csövecskéket tartalmaz, sav hatására erősen pezseg.

Az összlet 15,0 és 11,9 m közötti részén kettős talajszint van. Az alsó egy érett szelvényű csernozjom barna erdőtalaj. A *szintje* sötét barnásszürke színű, erősen humuszos, kiválóan szerkezetes, apródiós, morzsás agyagos vályog. Rétegzetlen, kiválásokat, konkréciókat nem tartalmaz. A *B szint* felül szürkésbarna, lejjebb kávébarna, helyenként mészgöbces, mézslencsés, erősen tömődött, összeálló agyagos vályog. Szintén rétegzetlen. A mészgöbcek cm-esek, szabálytalan felszínűek, töredezők. Környéküket világos sárgás, meszes kéreg övezi. A felső részen áttelepített talaj van, amely egy sötét barnásszürke, barna színű, változó humusztartalmú, kiválóan vékonyréteges, leveles szerkezetű agyagos vályogréteg. Egyidejű talajlehorodás és löszképződés útján jött létre.

#### 2.4. Holocén talajtakaró

0,0–1,1 m között agyagos vályog szövetű recens talaj zárja a rétegsort (2. ábra, 1). Sötét barnásszürke, színű, löszön keletkezett erdőmaradványos csernozjom talaj. A felső 50 cm-e az *A szint*. Egyenletesen humuszos, kiválóan szerkezetes, apródiós, humuszban gazdag. Kevés csillámszemcsét már a felszíntől tartalmaz. 0,6–1,1 m között van a talaj *B szintje*, fokozatosan csökkenő humusztartalommal. A színe sötét barnásszürkéből fokozatosan piszkos-sárgává változik. Az alsó 10 cm mészeres, mézspelyhes, kiválásokat nem tartalmaz.

### 3. Mintavételezés és elvégzett vizsgálatok

A fűrási *maganyag mintázását* úgy végeztük el, hogy a szükséges vizsgálatokra a kutatás következő fázisaiban sor kerülhessen. A mintavételezést a mintavételi előírásoknak (CHIKÁN G. 1995) megfelelően hajtottuk végre. A fűrást földtani alapfűrásnak tekintettük, s laboratóriumi vizsgálatait is ennek alapján terveztük meg. A fűrások anyagán szemcseeloszlás- és karbonáttartalom-, valamint mikromineralógiai vizsgálatot, termikus és röntgen elemzést, kémiai összetétel és nyomelemtartalom, öslénytani (malakológiai) és geokémiai vizsgálatot terveztünk.

A Db-1A fűrás mélyítése során két lépésben (a felszíntől 36,6 m-ig, majd 36,6 m-től a talpig) volt *komplex karotázs* (KASZA Z. et al. 1996). A fűrás földtani eredményei alapján elkészített rétegszelvény jól korrelálható a karotázsmérések eredményeivel.

Mindhárom fosszilis talajosodott öv megjelenik a geofizikai mérésekben is. A fűrásszelvény különböző típusú talajainak szövete (az anyakőzet szemcsemérete) hasonló. Megfigyelésünk szerint – az egyes talajszelvényeken belül

– lefelé egyenletesen csökken az ellenállás, a sűrűség pedig egyenletesen növekszik, összhangban az agyagfrakció szaporodásával és a hézagterefogat csökkenésével. A fosszilis talajok mágnesezés szuszceptibilitása az ellenállás-görbéhez viszonyítva ellentett irányú. A 9–10 m közötti szakaszon a geofizikai rétegsor egy olyan fosszilis talajt jelöl, amely a geológiai rétegsorból hiányzik. Mivel ez egy erősen maghiányos szakasz, a geofizikai mérések nyomán valószínű, hogy itt a 12–14 m közöttihez hasonló típusú, de annál vékonyabb eltemetett talaj található. A fosszilis erdőtalajos zónákra az jellemző, hogy az agyagos, vályogos *A szintek*, továbbá a *B szintek* még sok agyagfrakciót tartalmazó felső része és az áttelepített talajrétegek kis ellenállásúak. Porozitásuk a szelvényben lefelé csökken, az impermeábilis frakció és a mágnesezés szuszceptibilitás pozitív csúccsal jelentkeznek. Az erdőtalajok *B szintjének* a már sok konkréciót tartalmazó alsó részei, valamint az atkásodott cementációs szintek ellenállása fokozatosan nő, csökken az impermeábilis frakció aránya, és növekszik a porozitás. A mézskonkréciók dúsulását és a mézspadokat a mikroellenállás hirtelen ugrásai kísérik.

A 60,5–63,4 közötti települő tarkaagyag és a rajta kifejlődött fosszilis talaj (vörössagyag) a geofizikai paraméterek alapján összeolvad, porozitása sem a fenti talajszelvények jellegzetességeit tükrözi, hanem zavart településre utalva ugrál.

A fűrásszelvény negyedidőszak szakaszában három 10 m-t megközelítő vagy azt meghaladó vastagságú lösz-összlet van. A felső kettő (közvetlenül a feltalaj alatt és az első fosszilis talajösszlet alatti települő fiatalabb lösz) geofizikai képe igen hasonló, míg lényeges bélyegeken eltér tőlük a 40–53 m közötti települő idősebb lösz. A fiatalabb löszöket viszonylag nagy ellenállás jellemzi, közel állandó (25–30% közötti) a porozitás és az impermeábilis kőzetek aránya. A két fiatalabb lösz-összleten belül lefelé kissé nő a sűrűség, az alsó porozitása és mágnesezés szuszceptibilitása némiképp kisebb a felsőénél. Az idősebb lösz ellenállása a fentiekénél kisebb, és lefelé haladva egyenletesen csökken. Az impermeábilis kőzetfrakció aránya 40-ről 50% fölé emelkedik, és gyengén csökkenő porozitás mellett növekszik a sűrűség.

A geofizikai paraméterek alapján 62,6 m-ben vonták meg a kvarter-pannóniai határt (KASZA Z. et al. 1996). Az első, már biztosan pannóniai kőzetnek tekinthető dolomitcsík a karotázsszelvényen 63 m-ben jelentkezik (mikroellenállás és sűrűségcsúcs), a fűrási maganyagban pedig 63,4 m-re esik. A dolomit- vagy dolomitos betelepülések a pannóniai alsóbb szakaszában is jól láthatóak. Ugyancsak jól kimutatható a 130 m alatt települő lignites réteg, amely szinte minden mért és számított geofizikai paraméterben anomáliát okoz. A fűrás teljes pannóniai szakaszán a geofizikai eredmények igen jó összhangban vannak a földtani dokumentációval.

A fűrásból *paleomágnesezés* vizsgálatokat végeztek. MÁRTON P. (ELTE TTK Geofizikai Tanszék) szóbeli közlése szerint a BRUNHES-MATUYAMA határ a szelvény 37,8–38,9 m közötti szakaszára tehető.

#### 4. Földtani fejlődéstörténet

A közel 90 m vastagságú pannóniai összlet nem tartalmazott korjelző faunát. MÜLLER P. meghatározása szerint 88,6 m-ből *Prosodacna* sp. és 130,0 m-ből *Viviparus* (?) sp. került elő. Ez nem változtatott a terület felsőpannóniai összletének eddigi korbesorolásán és fácies-értelmezésén,

amely az 1970-es évek végén mélyült lignitkutató fúrások alapján vált lehetségessé (KORPÁSNÉ HÓDI M. 1978, DUKÁN J. 1978a-c).

A rendelkezésre álló adatokból nem állapítható meg, hogy a Tihanyi Formáció mely szakaszát tárta fel a kutatófúrás. A terület pannóniai utáni eróziójának mértéke és szerkezeti képe is tisztázatlan. A kérdéshez adalékokkal szolgálhat a terület hidrodinamikai és transzport-folyamatainak modellezéséhez szerkesztett, Regölyt Kalaznával összekötő, közel ÉÉNy-DDK-i lefutású Diósberény 3. sz. vízföldtani szelvény. A földtani rész (KOLOSZÁR L., MARSI I. 1997) szerkesztésében figyelembe vettük a kollégáink által készített értelmezést is (TÓTHNÉ MAKK Á. et al. 1996).

A szelvényben szereplő regölyi mélyfúrású kutak pannóniai szakasza lignitcsikkokkal tagolt sekélytengeri delta fáciesű összlettel fejeződik be. A Db-1A kutatófúrásban a szerves zsinóros, lignitcsikkos összlet fölött közel 30 m vastag kiszáradási ciklusokkal tagolt dolomitcsikkos rétegek települnek. A diósberényi vízmű kútjában (Diósberény-B3) már újra hiányoznak a dolomitcsikkos rétegek, és a lignitcsikkokkal tagolt vastagpados homokos, aleuritos rétegek Kalazná irányába mintegy fél fokkal dőlnek. A szárazdi fúrás nem tartalmaz dolomitcsikkokat, mint a Diósberény-1A, továbbá rétegsorából a diósberényi és regölyi fúrások pannóniai szakaszainak felső részére jellemző vékony lignitrétegek, szerves zsinórok is hiányoznak. Ez arra mutat, hogy a szárazdi fúrás pannóniai szakaszának felső része idősebb a környezeténél. Ez a momentum a többször 10 m-es pannóniai utáni erózió mellett a Kapos-völgyben történő szerkezeti elmozdulás lehetőségét erősíti. A jelenlegi adatokból nem dönthető el, hogy települt dőlés és erózió együttese, vagy töréses szerkezetalakulás, esetleg egy flexúra eredményezte ezt a kialakult képet. A több megközelítési lehetőség a térség tektonikájáról és neotektonikájáról alkotott modellekkel kapcsolatos, máig le nem zárt szakmai vitával függ össze (ÁDÁM L. 1969, GERNER P. 1994). A megkutatottság jelenlegi szintjén itt a három szerkesztési lehetőség egyike sem zárható ki.

Az objektumok részletesebb megkutatását előkészítő jelentésünkben (CHIKÁN G. et al. 1995) felvetettük annak a lehetőségét, hogy a jelenlegi morfológia és a terület pannóniai paleomorfológiája között összefüggés lehet, és a pannóniai utáni fiatal kéregmozgások irányát és mértékét a tömbök recens morfológiája közti szintkülönbségek, ezen keresztül a pannóniai felszín morfológiája adhatja meg. A Diósberényben és Udvariban mélyített fúrások alapján kijelenthető, hogy ilyen közvetlen összefüggésről nincs szó.

A Kapos és a Donát-patak közötti érintett tömbön belül a diósberényi fúrás környezete a pannóniai felszín legkiemeltebb térsége. A fúrástól mind É-i, mind D-i irányban az esetleges szerkezeti mozgásokon felül az erózió is jelentős (50 m-t meghaladó) helyi szintkülönbségeket okozott. A fúrás környezete olyan terület, ahol a pannóniai rétegsor felső része a közvetlen környéken a legteljesebb.

A pannóniai időszak utáni eltelt időben ez a terület a környezetéhez képest szinte végig kiemelt volt. Erre utal, hogy a pannóniai üledékek felett csak igen vékony, jól láthatóan pannóniaiból származó anyagú 2-3 m vastag málladék képződött, amelyet roncsolatlan szelvényű, eredeti

településű fosszilis talaj (vörösagyag) borít. E talaj alapköze a pannóniaiból származó szárazföldi málladék, amely jól elkülönül a fölötté lévő idős lösz-összlet fosszilis erdei talajaitól. Ezt az összletet (59,8-63,4 m között) környező analógiák alapján a Tengeliczi Formációhoz soroljuk (HALMAI J. et al. 1982). A Magyar Rétegtani Bizottság a Tihanyi Formációt a miocénbe tette, így ennek a vékony, szelvényben megőrződött és talajtakaróval lezárt, kiegyenlített térszínre és meleg éghajlatra valló üledéknek a képződése vélhetően a pliocénben kezdődött. Az üledékciklus záró szakaszát alkotó talaj felszíne a löszképződés időszakig ívelő diszkordancia-felületet képez. A hosszú szárazföldi szakasz meglétét támasztja alá az is (JÁMBOR Á. 1997), hogy a pannóniai képződmények feloxidált szakasza a környéken itt a legvastagabb: mintegy 80 m-t tesz ki. A tarkaagyag az erősen hullámos, erodált pannóniai felszín lejtőpíhenőin – feltételezésünk szerint – fokozatosan ki-vastagodik, ezt erősíti az udvari fúrás rétegsora is.

A tarkaagyaggal összefogazódva, majd rátelepülve a pannóniai térszín mélyebb részei felé fokozatosan vastagodó, jól rétegzett folyóvízi összlet képződött. A két kutatófúrásunk egyike sem bizonyította, és a szakirodalomban is vitatott a térségben a lösz-összlet alatt települő nagyobb vastagságú folyóvízi üledék léte. A Kapos-völgy tárgyalt szakaszát és az attól délre eső területet térképező kutatók (TOBORFFY G. 1923, RÓNAI A. 1961, ERDÉLYI M. 1961-1962) közül többen is kimutatták a folyóvízi képződményeket. Ezeket pótlólagos terepi bejárás során Belecska és Csernyédpuszta környékén felszíni kibúvásokban mi is azonosítottuk. Ilyen, pleisztocén faunaelemeket (*Succinea* sp., *Planorbis* sp.) tartalmazó folyóvízi eredetű képződményeknek tartjuk a Regöly, Szárazd, Diósberény és Kalazná vizes fúrásaiban a pannóniai és a lösz-összlet között települő, jól rétegzett, finomhomok és iszap váltakozásából álló, több tíz méter vastag rétegeket is.

A tarkaagyag alkotta térszínre jelentős diszkordanciával, a folyóvízi akkumuláció területein akár a fluvialis képződményekkel összefogazódva települ a lösz-összlet. A talajosodási, lehordódási és folyóvízi, illetőleg futóhomokképződéssel tagolt szakasza a diósberényi fúrásban csaknem 60 m vastag. 11 különböző genetikájú és településű fosszilis talaj tagolja. Az összlet korának, párhuzamosításának a problémáját részletező vizsgálatok nélkül csak korlátozott mértékben lehet megoldani, ehhez főként a lösz és a fosszilis talajok viszonyát vizsgáló kutatók (PÉCSI M. 1975, GERASZIMOV, I. P., 1974) munkái szolgáltattak szakmai kereteket.

Az udvari és diósberényi rétegsort összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a löszös szakaszok közti mintegy 40 m vastagságkülönbség a diósberényi rétegsor csonkaságát mutatja. Mivel a diósberényi fúrásban a tarkaagyag talajtakarója megőrződött, ezen a paleofelszínen a lösz képződése kezdetétől felhalmozódhatott. A paleomágneses mérési eredmények alapján a diósberényi fúrás lösz-összletein belüli jelentősebb üledékhiánnyal inkább a wümi szakaszokon kell számolni. Amennyiben a paleomágneses mérések végleges kiértékelése megerősíti az előzetes adatokat, akkor a fúrászelvény 32,7-53,2 m közötti szakaszát a paksi lösz-összletbe kell sorolni.



## STRATIGRAPHY OF THE NEOGENE AND QUATERNARY SEQUENCES OF THE TOLNA HEGYHÁT HILLS

LÁSZLÓ KOLOSZÁR and ISTVÁN MARSÍ

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

**Key words:** fluvial sedimentation, lithostratigraphy, loess, Pleistocene, Pliocene, residual clays, sediments, Southeastern Transdanubia

Geological investigations carried out between 1995–96 in the Hegyhát hills produced a number of new results in the stratigraphy of the area. The two new boreholes identified unambiguously the Tengelic Formation previously unknown in the region. It has also been proved that loess sequences older than Würm play a considerable role in making up the Quaternary sequence of the Hegyhát hills. On the basis of field data collected we succeeded in distinguishing 3 formations of different ages in the fluvial sequences. We can also draw up a more precise picture on the composition and position of Lower and Middle Pleistocene fluvial sequences and older loess sequences. The data available is still insufficient to provide the detailed characteristics of the Quaternary history of evolution and tectonic events. Improvements in this field can be only made by further detailed investigations.

### 1. Introduction

As field and mapping geologists, we had the opportunity to participate in the survey aimed at siting the disposal facility for radioactive waste in the area of the Hegyhát hills from the very beginning. Regarding geology, the Hegyhát hills pertains to the poorly mapped areas of Hungary. The majority of systematic mapping projects avoided this region. Mapping, structural or hydrocarbon exploratory boreholes were drilled on a very limited scale there. Field investigations of the last two years and this year's two exploratory boreholes drilled in the Hegyhát hills produced a large amount of data to widen our knowledge about the stratigraphy of the area and the young Cenozoic sequence.

The framework of geological knowledge of the area is provided by some geological and geomorphic papers, as well as the profiles and logs of hydrogeological exploratory boreholes. The main features of the superficial and near-surface formations of the Tolna Hegyhát hills were previously described by TOBORFFY (1925) who covered the area between 1921–23 by detailed geological mapping.

The geological setting of the Hegyhát hills is represented on the Pécs and Székesfehérvár sheets of the 1:200,000 geological map series of Hungary making use of the so-called SÜMEGHY-maps prepared in 1950–52 (FORGÓ *et al.* 1966, RÓNAI *et al.* 1972).

The most extensive study of the geological-geomorphic setting of the area to date was furnished by ÁDÁM (1969) summarizing the results of his research between 1957–1963. Among the formations of the young Cenozoic sequence he covered the following ones in detail: Pannonian deposits, clastic horizons, freshwater limestones, fossil red clays, fluvial sequences, loess sequences and sediments and flood-plain deposits. Most of his conclusions on the geological setting still apply today.

Laboratory analyses of the samples from this year's boreholes have not yet been completed. Therefore this paper summarizes our results based essentially on field information. We have the impression that there are only a very limited amount of key and correct data published from the surveyed area. We think it thus advisable to describe the main geological units and outcrops in detail.

Figure 1 represents the borehole and exposures used as reference in the paper.

### 2. Pannonian sediments

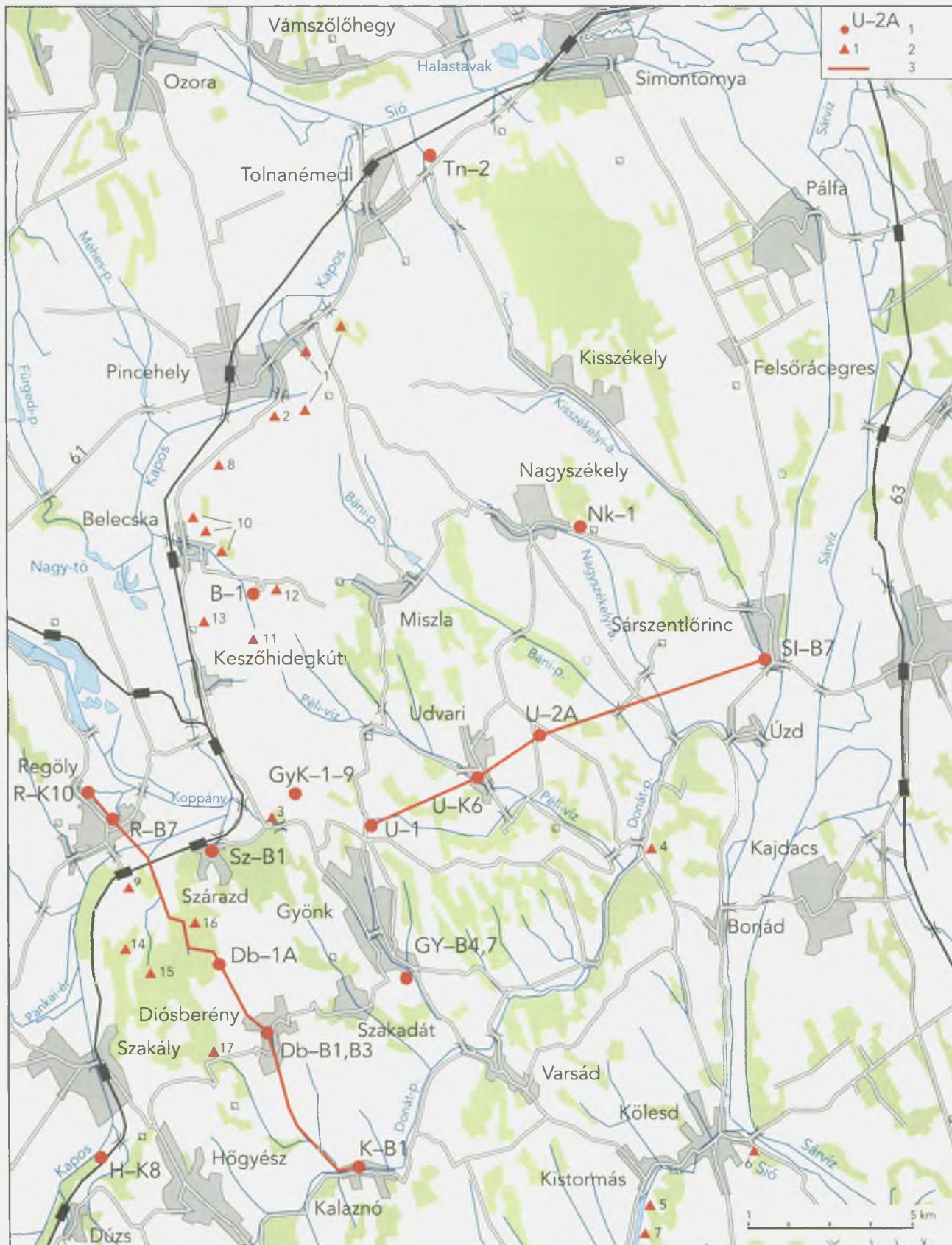
In the Tolna Hegyhát hills area on the surface there are only Upper Pannonian sediments whereas boreholes cut Lower Pannonian sediments as well. Lower Pannonian sediments are arranged into the Peremarton Supergroup, and the Upper Pannonian sequences, into the Tihany Formation. In accordance with our ideas the drilled sediments in lower position are discussed first, then the outcropping sequences will be concerned.

#### *2.1. Peremarton Supergroup and Tihany Formation in boreholes*

The Tolna Hegyhát hills can be regarded as a poorly surveyed segment of the country. Merely 6 boreholes were drilled there with continuous core sampling (Table 1).

Upper Pannonian formations were completely drilled by just one borehole, the Tolnanémedi-2 structural exploratory borehole located on the gravitational maximum in the northern part of the Hegyhát hills. The borehole was stopped on reaching the Mecsek-type Liassic sequence underlying Upper Pannonian. Older Neogene sediments were thus missing.

Other core boreholes for lignite exploration and siting



1. Significant boreholes and outcrops in the Tolna Hegyhát hills

1 – borehole and its code, 2 – outcrop and its number, 3 – profile of Figures 2 and 5

1. ábra. A tolnai Hegyhát fontosabb fúrásai és feltárásai

1 – fúrás és jele, 2 – felszíni feltárás és sorszáma, 3 – a 2. és 5. ábra szelvényének nyomvonala



Exploratory boreholes in the Tolna Hegyhát hills with continuous core sampling

Table 1

Village, borehole	Date of completion	Qp	Pl-Qp <sub>1</sub>	Pa <sub>2</sub>	Bottom	Pa <sub>2</sub> a.s.l
Belecska-1	1978	14.0	-	200.0	200.0	127
Diósbérény-1A	1996	59.8	63.4	150.1	150.1	138
Nagyszékely-1	1977	50.2	-	200.0	200.0	77
Tolnanémedi-2	1980	27.2	-	204.2	1200.1	83
Udvari-1	1978	33.8	-	250.0	250.0	137
Udvari-2A	1996	97.0	150.3	170.4	170.4	28

the repository of radioactive waste have not yielded data on older Neogene formations either, since they stopped in Upper Pannonian sequences. The same applies to the deepest hydrogeological exploratory borehole (Gyönk-B4) drilled in the central part of the area. Its base at the depth of 400 m did not hit older Neogene either.

The Hőgyész-K8 hydrogeological exploratory borehole drilled to 750 m depth in the flood plain of the Kapos river in the western margin of the Hegyhát hills yielded the only information on old Neogene sediments (ANDÓ 1990). Stratigraphic interpretation of this thermal-water exploratory well was based on the evaluation of the borehole log. Upper Pannonian sediments can be followed down to a depth of 400 m underlain by around 230 m thick Lower Pannonian clay marl, underlain, in turn by Upper Sarmatian formations down to 750 m. This data set corresponds to the contour lines of the map representing the Pannonian (*s.l.*) formations of Hungary (CSIKY *et al.* 1987).

Supported by these rather poor data, the thickness of the Upper Pannonian sequence in the Tolna Hegyhát hills can be calculated to range between 400–500 m, exhibiting a tendency of getting thicker towards the east. In the main part of the survey area the sequence is underlain by clay marls and silts of the Lower Pannonian Peremarton Supergroup. A different picture can be drawn up in the northern part of the Hegyhát hills where they were not deposited, or are missing, and the basement is of Mesozoic age.

The main features of the Upper Pannonian sequence were described essentially on the basis of the above core boreholes. In the late 1950s 9 shallow mapping boreholes were deepened in the Gyönk area recovering the top 5–20 m thick zone of Pannonian. Together with the borehole Udvari-2A their profiles can only be used for determining the position of the Upper Pannonian layers.

Within the framework of the lignite reconnaissance in Central Transdanubia in the late 1970s 3 boreholes (Udvari-1, Belecska-1, Nagyszékely-1) were drilled in the Hegyhát hills. This survey did not bring the desired result, as the boreholes aimed at recovering thick lignite horizons of the Torony Formation hit only a maximum 0.5 m thick lignite intercalation.

Interpretation of geological and geophysical logs resulted in the identification of cyclic sediments of the Upper Pannonian oscillation sequence. Coarser sandy horizons deposited in a high-energy environment alternate with finer silty-clayey layers formed under lower-energy conditions.

The sequence has pale-gray, gray color turning variegated (yellow, beige, brown) through secondary oxidation in the uppermost 10–60 cm thick part of the profile all over the area. Stratification varies from parallel-laminated, cross-bedded, oblique and lenticular as a function of the deposition environment.

## 2.2. Tihany Formation on the surface

The superficial occurrences of the Upper Pannonian Tihany Formation are associated with three sites having very similar morphological position. All of them are recovered in the southwestern side of the 3 main SSW-NNE oriented river and stream valleys, formed by the Kapos river and Donát and Hidas streams and representing the principal morphological features of the landscape.

### 2.2.1. The surroundings of Pincehely

One of the sites can be found in the northwestern part of the Hegyhát hills, near Pincehely. Hills in this area extending southeast of the Kapos river are made up of Pannonian sediments (Figure 1, 1). In the Hegyhát hills this is actually the site of the widest superficial extent of Pannonian deposits. The sequence can be studied in a number of gullies and road cuts. Springs rise from several horizons. There are only a limited number of outcrops covering a continuous section, and it is mostly covered by slope deposits. The sequence can be tracked from 110 to 180 m a.s.l., its *in situ* overburden has not yet been observed.

Its thickest development amounting to 5 m has been found in an artificial wall, cut under a small chapel in the southern edge of Pincehely. Caves have been cut into the comparatively stable formation (Figure 1, 2). The sequence is made up of grayish-brown, medium-grained, well-sorted, mica-rich and poorly or bench-like stratified quartz sand. Some 10–20 cm large, well-rounded sandstone nodules and lenses of irregular shape can be found randomly distributed in the outcrop. The upper part of the exposure is composed of alternations of silty, clayey and sandy layers and laminae. Parallel, horizontal bedding is characteristic. The Pannonian sequence is covered by slope deposits including eroded soil and calcareous nodules.

Basically the same sort of sandy series is found in gullies around Pincehely bearing occasionally 10–40 cm thick, mostly tilted sandstone benches with wavy bedding planes. Yellowish-gray, well-sorted, exfoliated clay of slippery touch can be scratched frequently out of the bottom of the gullies. The sequence has a smooth deposition pattern with horizontal bedding.

One of the isolated Pannonian exposures of the Hegyhát hills can also be assigned to this area unit, based on its morphological position. It is situated at Gerenyápuszta, at the branching of the road between Keszőhidegkút and Gyönk to Százard (Figure 1, 3). Another outcrop lies also on the southeastern side of the Kapos river, approximately 10 km south to the Pincehely area, 115 m a.s.l. Although the outcrop is very small, an about 3 m wide and 2 m high cavity dug out in the road cutting, it is very significant, because it indicates the Pannonian sequence in a near-sur-

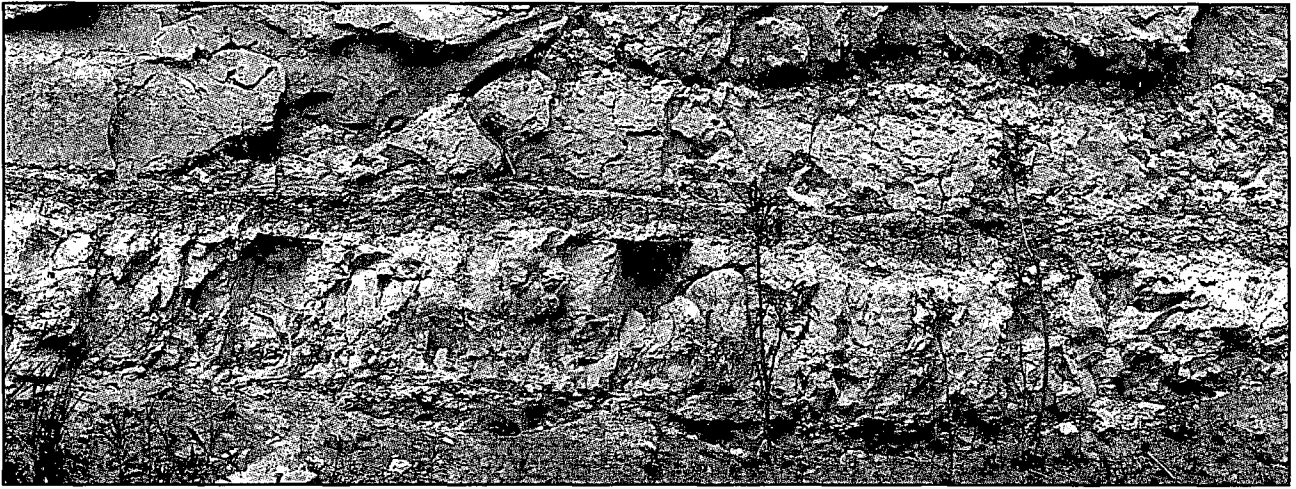


Photo 1. A part of the outcrop at Alsópépuszta

1. fénykép. Az alsópépusztai feltárás részlete

face position. Except for one, all of the 9 mapping boreholes drilled at Gyöng on the valley sides and in valleys to the northeast from the superficial occurrence cut the Pannonian Formations. The top of the Pannonian sediments ranged between 110 and 145 m a.s.l. in the boreholes, whereas boreholes on valley floors hit Pannonian strata in the depth range 5–10 m. Pannonian sequences exhibit an uneven surface overlain by reworked loess bearing occasional calcareous nodules. It comprises dirty-white clayey silt of parallel, horizontal bedding pattern with sporadic limonite intercalations.

2.2.2. The valley of the Donát stream

Pannonian sediments are found in an abandoned pit near Alsópépuszta, at an altitude of 105 m a.s.l. in the southeastern side of Donát-stream, in the main, SW-NE striking valley of the central part of the Hegyhát hills (Figure 1, 4, Photo 1). The outcrop is nearly 8 m high and 20 m wide. Its bottom is made up of 2 m thick light-gray, micro-stratified, intermediately compacted silt with fine sand. Its upper part is colored by limonite rhythms, and it



Photo 2. The outcrop at the northern dam of the fishpond near Kistormás

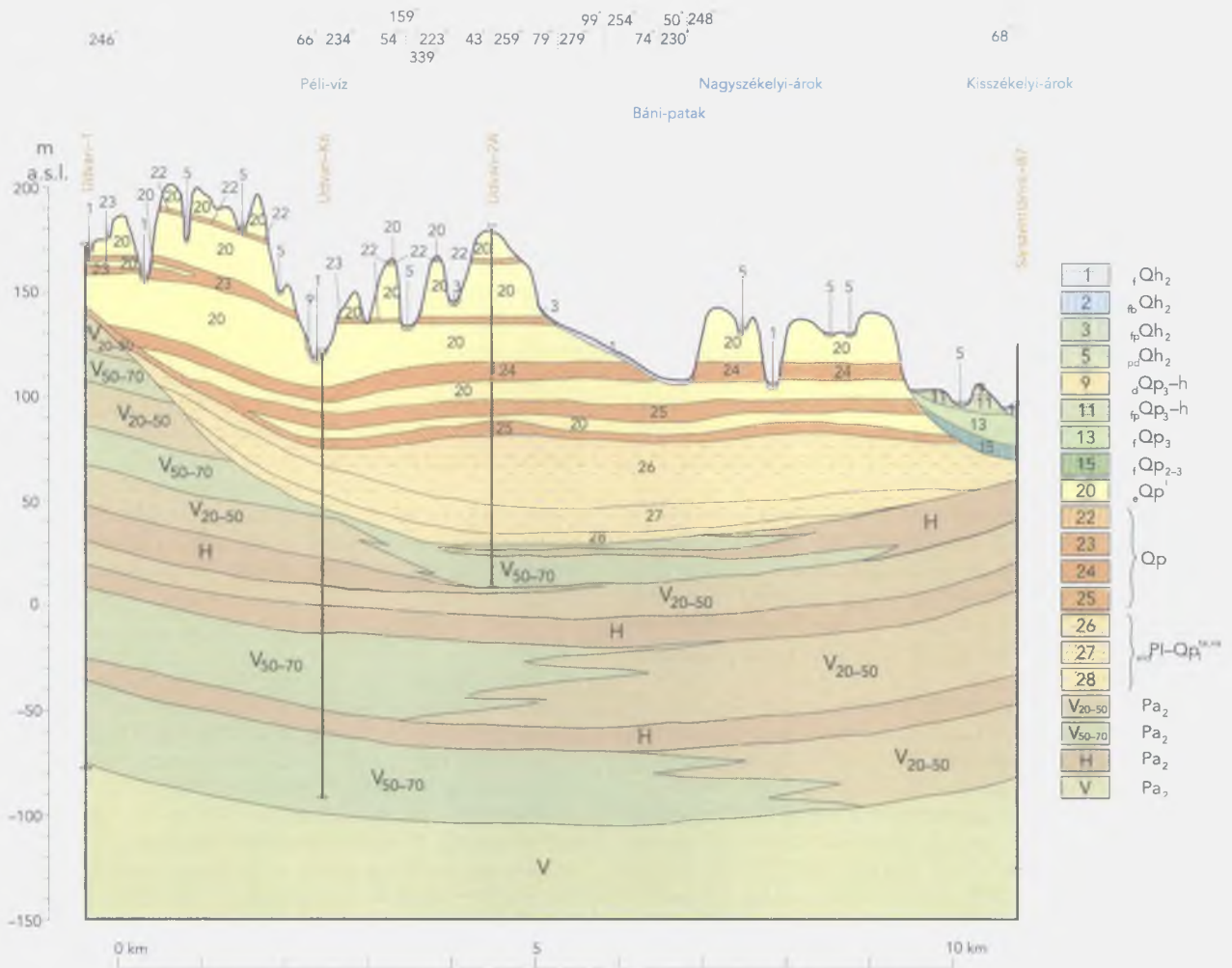
2. fénykép. A kistormási halastó É-i gátja mellett lévő feltárás

has tendency to disintegrate into mosaics. One of the clayey horizons bears a number of *Congeria rhomboidea* remains and imprints. Pannonian deposits of this locality feature likewise chopped, eroded surface. The related series is closed by a 5 cm thick sandstone horizon rich in mica that can be traced all along the outcrop, overlain by a reworked, slipped old Quaternary sequence. In a small segment of the bedding-plane of this closing horizon traces of striae indicated eventual one-time dislocations. Striation may have been provoked by sliding or even by tectonic displacement. The sequence has a smooth, horizontal deposition pattern.

2.2.3. The surroundings of Kölesd and Kistormás

The best and most important Pannonian exposures occur in the southern part of the Hegyhát hills, on the eastern side of the valley of the Hidas stream. Not only the upper horizon of the preserved segment of Pannonian formations can be studied in these outcrops, but the immediately overlying horizons as well.

The most complete section is provided by a tiny abandoned pit cut into the eastern hillside of the fishpond, near its northern dam south from Kistormás (Figure 1, 5, Photo 2). The intact upper level of the Pannonian sequence can be studied in the bottom 6 m thick part of the pit. It comprises yellowish-gray, mica-rich, poorly rounded, well-sorted, medium-grained gravel having weak limonitic content with 10–20 cm thick intercalations of strongly cemented sandstones featuring wavy bedding planes. Stratification is horizontal. The sequence shows cross, oblique and lenticular bedding including limonite stripes and bands. An internal cast of *Dreissenomya unionides* was recovered from this sequence, but unfortunately it is only a facies indicator and not a persistent stratigraphic marker. In the upper part of the Pannonian sequence a 5–10 cm thick, black, paludal, exfoliated clay layer rich in organic matter is embedded in the homogenous sandy sequence. The overlying 20–30 cm thick sandstone bench is the closing member of the Pannonian deposits. The discordant surface can be found above its wavy bedding plane. Older formations were eroded by post-Pannonian denudation prior to the beginning of renewed sedimentation.



## 2. Geological profile of the Udvari area

1 – fluvial formations (lower flood plain): silt, 2 – fluvial-paludal formations, undifferentiated, 3 – fluvial-proluvial formations, undifferentiated, 4 – fluvial-proluvial formations: silt, 5 – proluvial-deluvial formations, 6 – fluvial formations (lower and upper flood plain): silt, 7 – fluvial formations (upper flood plain): sand, 8 – fluvial formations (upper flood plain): silt, 9 – deluvial formations, undifferentiated, 10 – deluvial formations: sand, silt, 11 – fluvial-proluvial formations, undifferentiated, 12 – fluvial-proluvial formations: sand, 13 – fluvial formations (terrace, detrital fan), undifferentiated, 14 – fluvial formations (terrace, detrital fan): sand, sand with gravel, 15 – fluvial formations (terrace, detrital fan): alternation of sand and silt, 16 – fluvial formations (terrace, detrital fan): fine- and medium-grained sand, 17 – fluvial formations (terrace, detrital fan): sand sequence, 18 – fluvial formations: clay, silt sequence, 19 – aeolian sand, fluvio-aeolian sand, 20 – aeolian formations: loess, 21 – fossil soils, undifferentiated, 22 – fossil soils: silt, 23 – fossil soils: clayey silt, 24 – fossil soils: silty clay, 25 – fossil soils: clay, 26 – continental variegated clay, red clay, 27 – clayey sand, 28 – sand, V<sub>20-50</sub> – silt, sandy silt, sand (with 20-50 % sand content), V<sub>50-70</sub> – silt, sandy silt, sand (with 50-70 % sand content), H – sand (with 70-100 % sand content), V – formations undifferentiated due to lack of data (Upper Pannonian *s.l.*)

### 2. ábra. Az udvari terület földtani szelvénye

1 – folyóvízi képződmények (alacsony ártér): kőzetliszt, 2 – folyóvízi-mocsári képződmények általában, 3 – folyóvízi-proluviális képződmények általában, 4 – folyóvízi-proluviális képződmények: kőzetliszt, 5 – proluviális-deluviális képződmények, 6 – folyóvízi képződmények (alacsony és magas ártér): kőzetliszt, 7 – folyóvízi képződmények (magas ártér): homok, 8 – folyóvízi képződmények (magas ártér): kőzetliszt, 9 – deluviális képződmények általában, 10 – deluviális képződmények: homok, kőzetliszt, 11 – folyóvízi-proluviális képződmények általában, 12 – folyóvízi-proluviális képződmények: homok, 13 – folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp) általában, 14 – folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): homok, kavicsos homok, 15 – folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): homok és kőzetliszt váltakozása, 16 – folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): finom- és közepes-csésés homok, 17 – folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): homokos öszlet, 18 – folyóvízi képződmények: agyag-kőzetliszt öszlet, 19 – fűtőhomok, fluvioeolikus homok, 20 – eolikus képződmények (terasz, hordalékkúp): homokos öszlet, 21 – fosszilis talajok általában, 22 – fosszilis talajok: kőzetliszt, 23 – fosszilis talajok: agyagos kőzetliszt, 24 – fosszilis talajok: kőzetlisztes agyag, 25 – fosszilis talajok: agyag, 26 – szárazföldi tarkaagyag, vörösgagyag, 27 – agyagos homok, 28 – homok, V<sub>20-50</sub> – kőzetliszt, homokos kőzetliszt, homok (20-50% homoktartalommal) – V<sub>50-70</sub> – kőzetliszt, homokos kőzetliszt, homok (50-70% homoktartalommal), H – homok (70-100% homoktartalommal), V – adat hiányában nem bontható képződmények (felsőpannoniai *s.l.*)

Deposits located further up the profile belong to the Tengelic Formation. Their lowermost part is made up of 2 m thick reworked, fine- and medium-grained sand rich in mica, including sporadic, 10–20 cm large fragments of sand and limestone. The sand is unstratified and homogeneous. Fragments of primary sandstone and gray limestone of chip-like jointing occur as characteristic features in its lower and upper parts, respectively. They derive from the denudation of the lime-enriched horizons of old red clays. This reworked sandy segment can be correlated with the fine-grained, variegated sand layer, drilled in the depth range of 145.8–150.3 m in borehole Udvari-2A, which also directly overlies the Pannonian sequence.

Above the sandy sequences sediments of an approximately 1 m thick paludal cycle can be recognized. A 20 cm thick layer bearing limonite, as well as calcareous nodules and benches embedded in fine sand can be observed in its bottom. It represents the level of lime accumulation. It is overlain by 20–40 cm thick, slightly greenish-gray clayey fine sand covered in turn by a grayish-brown variegated clay of crumbs and walnut jointing with occasional limonite patches, rich in manganese. This is also the final member of the variegated clay sequence described in this area, since its uneven surface is overlain by Holocene soil derived from lime-bearing slope deposits which include calcareous nodules.

The Pannonian series of sandstone benches occurs frequently in the eastern bank of the Kistormás fishpond at an approximate altitude of 110 m a.s.l. It forms invariably smooth, horizontal bodies.

Another excellent outcrop of the top of the Pannonian sequence affected by erosion is exhibited in a cut on the hillside facing the Sió canal near the eastern boundary of the village Kölesd, south from the Hidas stream (Figure 1, 6). The sandy sequence bearing a number of sand benches having wavy bedding planes was recovered in a thickness of 8 m, overlain by an approximately 2 m thick red clay horizon covered in turn by slope deposits. This outcrop is presumably unique among the profiles of the Hegyhát hills area featuring the *in situ*, oldest, thick red clay sequence together with its well-expressed horizon of lime accumulation overlying the eroded Pannonian surface. The only disadvantage of the site is that its access is difficult. Therefore it cannot be carefully documented. The outcrop lies 100 m a.s.l., 10 m higher than the Sió canal.

The other peculiar feature of the Kölesd area is the very young Upper Würm sequence occurring at the same altitude, at a distance of merely some hundred m north of the Hidas stream. The stream valley can thus be interpreted as a structural boundary – if the loess has not slid down or Pannonian was not eroded at that rate – since the outcrop exhibits horizontally stratified Pannonian beds.

### 3. Pliocene – Lower Pleistocene

The terrestrial, mainly clayey Tengelic Formation is arranged into Pliocene to Lower Pleistocene. It occurs both in boreholes and on the surface.

#### 3.1. Tengelic Formation in borehole

In the exploratory borehole logs in the area of the Tolna Hegyhát hills the Tengelic Formation has never been noted. References to a formation of the age specification

“Levantien” come up frequently in the sketchy geophysical logs of earlier hydrogeological exploratory boreholes as lying between the Pannonian and Pleistocene sequences. Nevertheless, their evaluation and interpretation have a number of problems, because well-log tests had not yet been made at that time, and descriptions were thus based on samples of drilling chips.

The two new core borehole (Udvari-2A, Diósberény-1A) revealed a formation thus far unknown in the area (Table 1). The related strata were cut with thickness of 53.3 and 3.6 m, and have been described in detail (KOLOSZÁR 1997, MARSI 1997).

We have compiled an approximately E–W geological profile aimed at preparing the hydrogeological model of the Udvari area making use of 5 geological and geophysical logs (Figure 2). On the basis of the geological and geophysical logs of the Udvari-1 lignite exploratory, Udvari-K6 hydrogeological and Sárszentlőrinc-B5, -B7 hydrogeological wells situated west and east to U-2A, respectively, we succeeded in delineating a sedimentary basin formed after Late Pannonian that may have been the center of the deposition of the Tengelic Formation.

#### 3.2. Tengelic Formation on the surface

Deposits that can undoubtedly be assigned to the Tengelic Formation have only been found on the eastern side of the valley of the Hidas stream, in the southern part of the Tolna Hegyhát hills. Another occurrence is suggested by outcrop 16 in the Szárazd area (4.1.3).

Reference to the series pertaining to the Tengelic Formation has already been made above (2.2.3) while discussing the overlying strata of the Pannonian sequence at the northern dam of the fishpond of the Hidas stream. It must be added to that description that samples have been taken from the greenish-gray, clayey, fine sand to examine the presence of some volcanic components in the clastic sediments. The results of X-ray analyses showed that the reworked sandy clay is of bentonitic composition, which suggests a partially volcanic origin. The only pyroclastics deposited in the Hegyhát and Mezőföld areas during the development of the Tengelic Formation could have originated exclusively from the Bár basalt volcanic phase (2 million years ago). Consequently, bentonitic horizons of the borehole Tengelic-2 are thought to be associated with the Bár volcanism. This important age record presumably applies thus to the interpretation of the Hidas stream sequence as well. We note that the borehole Udvari-2A also drilled pyroclastics-like features. Related samples have already been taken, but the results are not yet available.

A red-clay horizon is regarded as making up the base of the continental clastic sequence overlying Pannonian sediments in the Tolna Hegyhát hills. Its unique known outcrop is on the eastern side of the fishpond at Kistormás, south of the village at the first crossing (Figure 1, 7). The exposure is 15 m wide and 2 m high. In its lower part, in the lime accumulation level of the old red clay, an approximately 1 m thick limestone can be observed. The upper part of the calcareous horizon bears a tilted, 25–30 cm thick calcareous bench. Its collapsed blocks can be traced as long as 10 m. The bank exhibits a wavy, irregular bedding plane, while the rock is represented by dirty-white, pink-striped, hollow limestone characterized by a porous structure and cryptocrystalline texture. Below the bench a zone of fractured fragments of more weathered limestone

layers and plates follows down to the bottom of the outcrop. The rock is pure limestone devoid of clastic material. Red clay only infiltrated into its pores from above. The limestone horizon is covered by approximately 1 m thick vivid red clay and clayey weathering products. In its lower part it is still considerably rich in lime constituting calcareous veins and nodules. Its lime content decreases upward, the profile becoming friable and clayey. Neither the footwall nor the overburden of the fossil soil horizon has thus far been recovered.

#### 4. Quaternary sediments

Two main groups of the Quaternary sediments are distinguished, fluvial and loess sequences.

##### 4.1. Fluvial sequence

Owing to the scarcity of truly reliable data, the existence, position, thickness and areal extent of Quaternary fluvial sediments in the Hegyhát hills are still widely disputed. TOBORFFY (1925, p. 99) reported the existence of two notable sand localities. He notes that “the most extensive Belecska diluvial (?) sand body thins out at the northern boundary of the village Hidegkút and reappears from beneath the loess blanket only between the villages Szárazd and Szakály”.

ERDÉLYI (1961–62) reports that the Pleistocene fluvial sand can be tracked on both sides of the Kapos valley from Keszöhegkút up to Simontornya.

ÁDÁM (1969, pp. 24–25) suggests that fluvial sediments have a wider extent in the Hegyhát hills belonging to the Middle Pleistocene alluvial fan of the Tolna Hills. He notes that the surface extent of “fine-, medium- and small-grained fluvial sands is confined basically to the northern, western and eastern margins of the Hegyhát hills. Outcrops in steep erosional valleys and drilling data prove that – like red clays – fluvial sands are present on a regional scale. They continue under the loess cover in the inner part of the Hegyhát hills, playing a major role in its constitution”. According to his records reported in tables from sites only inaccurately identified, the thickness of the fluvial sequence varies between 10–150 m and 1–40 m in the marginal and central part of the Hegyhát hills, respectively.

During the preliminary field reconnaissance in the mapped area we found fluvial strata only in 5 minor exposures near Diósberény (CHIKÁN *et al.* 1995), whereas near Udvari they were not found (CHIKÁN *et al.* 1996). Three of the five were in very poor state. The Quaternary section of the profile of the two exploratory boreholes completed in 1996 in the surroundings of Udvari and Diósberény exhibits sands or fluvial layers, also on a very limited scale (from that point of view the depth range of the Diósberény borehole between 25.8–32.7 m bore some interesting results). This information seemed to dispute the regional extent and large thickness of fluvial sediments in the Hegyhát hills.

In order to get a better insight into the problem, a renewed field reconnaissance was organized in September 1996 in the relevant region. The restricted time allocated for this work prevented us from examining the entire area. Nevertheless, in addition to the already known flood-plain deposits of the Kapos river and major valleys, the recon-

naissance resulted in the identification of at least three different fluvial sequences. It is difficult to make a visual distinction between the Quaternary sand bodies of the Hegyhát hills. Lacking other data they can only be differentiated upon their position in the sequence.

##### 4.1.1. Uppermost Pleistocene fluvial sequence (Kapos terrace)

Apart from flood-plain levels, the youngest deposits of the fluvial sequence in the area are represented by the remnants of the Uppermost Pleistocene terrace of the Kapos river. The light yellowish-brown sand is predominantly medium-grained comprising quartz with a negligible amount of mafic components. The formation is uniform but scratching its surface a stripe-like thin bedding can be recognized accompanied with a variation in grain size. It includes some lenses and stripes of coarse sand with a distinct rough surface, and a number of mafic components. The remnants of the terrace are in the morphological level between 105–115 m a.s.l.

The same type of terrace fragment can be observed on the eastern side of the railway between Belecska and Pincehely at the foot of the Hegyhát hills (Figure 1, 8) and in the belt between the railway station of Regöly and Csernyéd grange (Figure 1, 9). This terrace level has not yet been buried under loess, but its surface was slightly reworked by wind resulting in 2–3 m high dunes on the top of the sequence.

##### 4.1.2. Upper Pleistocene fluvial sequence

An older fluvial sand body can be observed near Belecska. Its type locality is the so called “Kettős balk” recovered at the altitude between 120–150 m. Its lower segment can be studied at the northern boundary of the village near the waterworks, whereas the upper one can be accessed from the E–W row of houses in Belecska in abandoned sand pits and some gullies (Figure 1, 10, Photo 3). Its immediate footwall and overburden has not been recovered in the mapped sites.

At the end of the gully, opening from the E–W row of houses in Belecska to the NNE, the sequence is subdivided



Photo 3. A detail of the thin-bedded sand sequence of the outcrop 10 near Belecska

3. fénykép. A Belecska melletti 10. feltárás vékonyréteges homokösszletének részlete



Photo 4. A detail of the outcrop 17; well-stratified, thin-bedded fluvial formation between Dösberény and Hőgyész

4. fénykép. A 17. feltárás részlete; jól rétegzett, vékonyréteges folyóvízi képződmény Dösberény és Hőgyész között

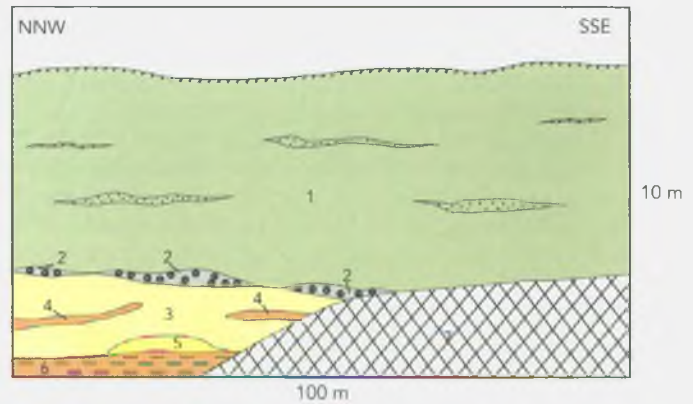
in two parts by shower gravels deriving from Pannonian sandstones and rounded calcareous nodules and calcareous loess nodules mainly from the Würm loess series. The sequence above the proluvial blanket is uniform and looser, whereas the poorly recovered lower one is more compact, better stratified and has more diverse color and grain-size pattern. During the Holocene this sand was reworked on exposed surfaces indicated in the area by occasional occurrences of sand blankets with alternating thin layers of clay substance.

4.1.3. Lower and Middle Pleistocene sequence

As it was already reported by TOBORFFY (1925) thick fluvial sequences also occur underlying the Würm loess sequence in the two large sand area of the Hegyhát hills (the vicinity of Belecska and Csernyédpuszta).

An example of the interdigitation of Lower and Middle Pleistocene fluvial and loess sequences can be observed in the surroundings of Belecska. One of the most spectacular exposures of this area is situated at the upper end of the gully opening from the paved road to Mészla at the Be-1 lignite exploratory borehole toward SSE (Figure 1, 11, Figure 3). 1.2 km from the road, this approximately 10 m thick section lies between the altitudes of 190–200 m. The profile made up of older loess-bearing fossil soils and overlain with an angular unconformity by fluvial gray-stained, rusty-spotted silt with fine sand can be tracked 100 m along the gully (under "older loess", loess sequences older than Würm are meant).

The lowermost part of the outcrop shows a fossil forest-soil horizon in the original position developed on old, compact loess parent material. It is overlain by a deluvial series of variable thickness, including eroded soil and

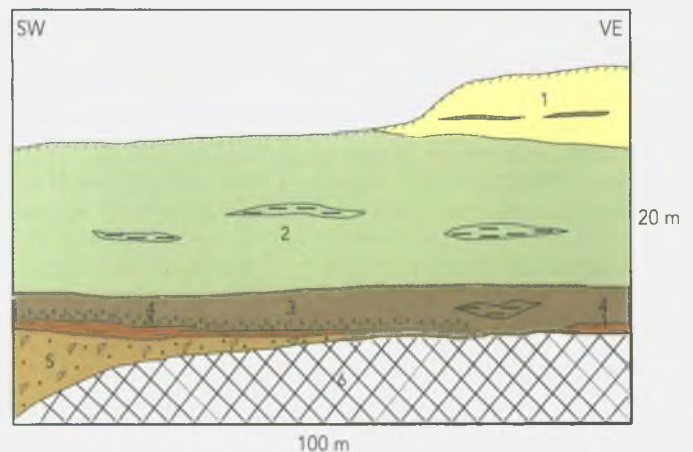


3. Schematic profile of outcrop 11

1 – Lower–Middle Pleistocene fluvial sand, silt, 2 – basal conglomerate (including gravels of calcareous nodules), 3 – Middle Pleistocene loess, 4 – reworked, red fossil soil, 5 – Middle Pleistocene slope loess, 6 – red fossil soil, 7 – debris

3. ábra. A 11. feltárás vázlatos szelvénye

1 – alsó-középsőpleisztocén folyóvízi homok, kőzetliszt, 2 – báziskonglomerátum (mészkonkréció-kavicsokkal), 3 – középsőpleisztocén lösz, 4 – áthalmazott, vörös fosszilis talaj, 5 – középsőpleisztocén lejtőlösz, 6 – vörös fosszilis talaj, 7 – lejtőtörmelék



4. Schematic profile of outcrop 16

1 – Upper Pleistocene loess with brownish-grey soil horizons, 2 – Lower–Middle Pleistocene fluvial sand, silt, 3 – disturbed gravel with red clay, 4 – Pliocene – Lower Pleistocene red clay, 5 – Pliocene – Lower Pleistocene elastic horizon, 6 – debris

4. ábra. A 16. feltárás vázlatos szelvénye

1 – felsőpleisztocén lösz, barnásszürke talajcsíkokkal, 2 – alsó-középsőpleisztocén folyóvízi homok, kőzetliszt, 3 – zavart településű vörösagyagos kavics, 4 – pliocén-alsópleisztocén vörösagyag, 5 – pliocén-alsópleisztocén törmelékes szint, 6 – lejtőtörmelék

reworked loess, which is covered, in turn, by a 1.5 m thick yellow, very stable, compact typical loess of prism jointing, divided by a 20–30 cm thick, presumably reworked reddish soil layer. The overall thickness of the loess sequence including fossil soil horizons and the deluvial interbed amounts to 3 m.

Loess is overlain with an angular unconformity by basal conglomerates built up of gravel bands, as well as 3–4 m

Some data of the loess sequences in the Hegyhát hills

Table 2

site	Thickness (m)				Base level (m a.s.l.)				Fossil soil horizons (n)			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Dunaujváros loess sequence	14.3	13.9	13.9	?	162.8	187.5	187.5	?	2	2	2	?
Mende-Basaharc loess sequence	46.6	38.2	17.7	?	116.2	149.3	169.8	190	4	5	-	?
Upper Pleistocene loess	60.9	52.1	31.6	60	116.2	149.3	169.8	190	6	7	2	?
Paks loess sequence	35.3	6.6	27.1	5	80.9	142.7	142.7	185	7	4	9	4
Pleistocene loess sequence	14.3	13.9	13.9	65	80.9	142.7	142.7	?	13	11	11	?

1 – borehole Udvari-2A; 2 – borehole Diósberény-1A after JÁMBOR (1997), 3 – borehole Diósberény-1A on the basis of preliminary paleomagnetic results (P. MÁRTON, oral comm.), 4 – outcrop #15. (Csernyéd, vicinity of the astronomic reference point)

long and 50–60 cm wide lenses of shower gravel. It is covered by a 7 m thick fluvial series fining progressively up the profile. In the lower part prominent cross-bedding and bent, stripe-like micro-stratification are visible in lenses and bands of fine sand. The slightly bent laminar micro-stratification is less distinct in the silty segment, but it can still easily be recognized. The overburden of the fluvial sequence is not found in the gully.

The outcrops of the *Lower and Middle Pleistocene fluvial sequence and its overlying formations* are associated with two specific areas:

In the northern part, the highest block of the Hegyhát hills (Halyagos) and its southern ranges (Csicsér hill, Szentegyház hill) are separated from Méhes summit – the western margin of the Hegyhát hills – by the aforementioned valley. Data for getting a precise picture on the composition and position of fluvial sediments are available from both regions. In the cuts of the road between Belecska and Mészla crossing the southern ranges of Halyagos, typical young loess is found on the hill ridge above 250 m a.s.l. where it forms the overburden (Figure 1, 12).

The thickness of fluvial sequences can exceed even 100 m on the western side of Méhes-tető, found between 105–240 m a.s.l. Very thick (up to 10–20 m) fluvial sand benches and thinner silty beds crop out in abandoned sand pits and in the cut of the by-way leading from the railway post between Belecska and Keszóhidegkút up to the hill top. The lower part of those profiles contain mostly sand (Figure 1, 13).

The fluvial sequence representing the lower part of Pleistocene also has significant surface extent in the southern part of the area, near Csernyédpuszta. The overall thickness of the series exceeds 80 m there. The most spectacular outcrops are in the Csernyéd ditch, in gullies to the east and in sand pits near Diósberény. The principal part of the section is made up of sand benches. The sand series also bears fluvio-eolian and eolian sequences.

The largest outcrop of the area is in the Csernyéd ditch, 1 km to the south of Csernyédpuszta, at the eastern side of the Lámpás Hill (Figure 1, 14). Fine- and medium-grained fluvial sands are found in a 20 m high wall of a pit at 140–160 m a.s.l. The pit wall bears some mixed thin-shelled Quaternary fauna and subordinate Pannonian mollusk fragments in the stripes and tiny lenses between layers.

The *fine-grained-silty section of fluvial sediments* also exhibits considerable thickness. Its typical representatives are yellowish-gray, gray, thin-bedded flood-laid sediments with rusty veins and patches including a number of tiny, well-preserved *Planorbis*. The fluvial sequence can be tracked all along the gully opening to northeast near Fenyvesmajor in the Csernyéd forest, approximately 300

m from the 250.1 m astronomical reference point and in the parallel by-way between 160–190 m a.s.l. The major part of the sequence comprises fine-grained sediments. The nicest exposure is at approximately 160 m a.s.l. where the forest way is crossed by a side gully (Figure 1, 14). To the northwest from this side (below 160 m a.s.l.) and all along the way to the flood plain of Kapos river (down to 105 m a.s.l.) the surface is covered exclusively by sand.

The fluvial sequence can also be traced in the side gully crossing the forest way, up until its displacement, to 180–185 m a.s.l. The overburden is also found there. Red fossil soil of a destroyed profile can be observed in the altitude 185–190 m a.s.l. with 20–30 cm calcareous nodules in its lower part. To the south, young loess is recovered all along the gully lacking essentially in loess nodules. They are absent on the gully floor as well. The gully ends in a 20 m high loess escarpment. Its top is at 203–205 m a.s.l. but up to the 250 m high hilltop loess seems to cover the surface.

The southernmost known outcrop of the fluvial sequence is featured by a sand pit (Figure 1, 17, Photo 4) 500 m from the northern side of the paved road to Högyész, 1.5 km west from Diósberény. In the sand pit at an altitude of 185 m a.s.l. fluvial sands with silty intercalations are overlain by fluvio-eolian and eolian sediments.

In the gully next to the western side of the pit both the footwall and overburden of fluvial sands are found comprising thin-bedded, gray flood-laid deposits and young loess, respectively.

Surface outcrops of the *lower part of the Lower and Middle Pleistocene fluvial sequence and its base* are rare in this area. In the water supply wells in the related area of the Kapos valley they are underlain by Pannonian strata at 50–70 m a.s.l. (e.g. Regöly-K10 = 59 m, Regöly-K7 = 54 m, Szárazd-B1 = 67 m). Apart from distortions caused by eventual structural dislocations and dip of the layers the thickness of the sequence calculated upon morphological data may further be reduced by the thickness of embedded loess sequences (like near Belecska, in outcrop 11).

The only outcrop featuring the presumed immediate footwall on the surface is in the lower and medium parts of the gully, some 1200 m to the south from the Diósberény exploratory borehole. The young loess is underlain by a fluvial sequence then fossil red soil, underlain in turn by an old clastic bed of disturbed characteristics comprising presumably reworked Pannonian products. The two lowermost strata are poorly visible (Figure 1, 16, Figure 4). This interpretation is confirmed by the profile of the borehole at Diósberény. Consequently, the fossil red soil exposed should be interpreted as Pliocene – Lower Pleistocene red clay. This assumption is supported by the presence of very hard, recrystallized calcareous nodules in the horizons



Photo 5. A detail of the outcrop 16 next to the exploratory bore-hole at Diósberény; fissured clay lens embedded in the older Pleistocene fluvial formation

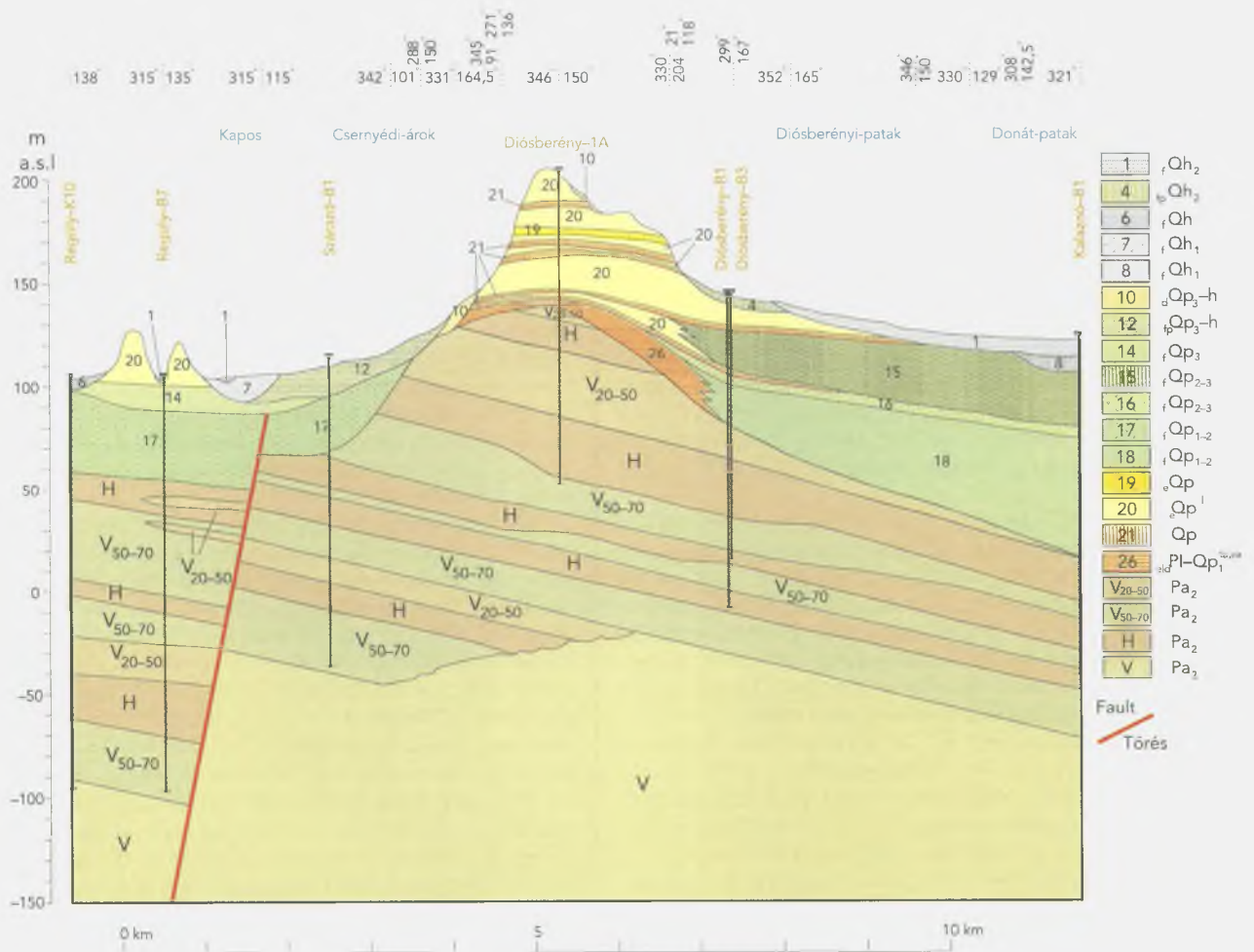
5. fénykép. A diósberényi kutatófúrás melletti 16. feltárás részlete; az idősebb pleisztocén folyóvízi képződménybe települő repedezett, agyagos lencse

under the red clay shreds found on the bottom of the gully, which are much harder than any nodules in the fossil soils of the loess sequence.

The best exposed 50–60 m sector of the gully is situated at 130–140 m a.s.l. Its bottom exposes disturbed, rusty fine- and medium-grained sand lenses with stripes extremely rich in mica, and bearing “sacks” of clay and claymarl fragments in its surroundings. Above a plastic, resistant, red clay can be observed frequently exhibiting diverse tints and a prism structure, hardening when dry. Calcareous lenses and large nodules occur inside and below them forming occasionally benches.

The undisturbed red clay is covered by alluvial-proluvial sediments making up an inverse series. Lower down it contains eroded red clay with floating calcareous nodules. The latter increase gradually in number up the profile followed by a thinly bedded, lens-like clayey, sandy sequence (Photo 5).

The latter is covered by a 8–10 m thick fluvial cycle featuring laminar bedding and some mixed lenses of calcareous nodules. Its bottom is built up of sand giving way to alternating layers of silt with fine silty sand upward the profile.



5. Geological profile of the Diósberény area

For captions, see Figure 2

5. ábra. A diósberényi terület földtani szelvénye

Jelmagyarázat a 2. ábrán



50 m further inside the gully, on its opposite side, *in situ* red clay appears overlain by the well-stratified fluvial sequence with sharp discordance. Silt prevails in this part of the section. A 5–7 m high wall follows above with typical Upper Pleistocene loess. The immediate contact between the sediments has not yet been found.

*Summarizing*, the oldest fluvial series of Hegyhát hills achieve a thickness of 50–100 m in at least two sites, but to date are undifferentiated, and any exact stratigraphic records have not been found thus far that would prove their age. To our knowledge it underlies the Würm loess sequence and is underlain over wide areas by Pannonian sediments or the Tengelic Formation. At the same time, it interdigitates with older loess series which have been mapped, but are equally undifferentiated. However, it is possible that the oldest layers of the fluvial sequence interdigitate even with the Tengelic Formation. In any case, this can be deduced from the geological profile of the area near Diósberény (Figure 5).

#### 4.2. Loess sequence

The main part of the surface of this unit is covered by thick Upper Pleistocene loess and its eroded and redeposited products. Typical loess (pale-yellow, stable, unstratified, including occasionally a limited amount of fine sand, as well as calcareous and loess nodules) is found in a multitude of exposures in the Hegyhát hills area. Some of them include the aforementioned outcrop 15 near Fenyvesmajor, outcrop 16 described in the gully near the borehole Diósberény-1A, the stepped pyramid of the one-time brickyard at Gyöngk and the loess escarpment at the southwestern edge of Udvari, visible from some distance. The majority of road cuts and caves behind the houses in the Hegyhát hills region show the same formation.

As a result of its uplifted position erosion has been effective in accumulating a high variety of denudation products in the gentle stretches of slopes, gullies and the

hill margins during the Quaternary period. Its slightly stratified version can be observed in the pit of the one-time Pincehelyi brickyard.

Considering both the lithological and geomorphic features, as well as the Holocene accumulation of Upper Pleistocene loess sequences in the Tolna Hegyhát hills, we cannot add to the meticulous summary prepared by ÁDÁM (1969).

The two exploratory boreholes (KOLOSZÁR 1997, MARSÍ 1997) confirm that older loess sequences also have a considerable role in the geological setting. Table 2 summarizes the thickness and position of loess sequences found in boreholes and one outcrop.

The thickness of Würm loess sequences can attain 60 m (e.g. near the astronomical reference point in the Csernyéd forest and in the borehole Udvari-2A it amounts to 60 m and 60.9 m, respectively). Subdivision of the sequence was feasible only in boreholes. The loess of Dunaujváros has similar patterns in both boreholes with similar fossil soil horizons.

Field records show similar thickness for the Mende-Basaharc loess as well (46.6 m and 38.2 m in Udvari and Diósberény boreholes, respectively) with 4 and 5 fossil soils. Preliminary results of paleomagnetic measurements confirmed the assumption made on the basis of field data for the borehole at Udvari. A deviation was recorded in the Diósberény profile where the BRUNHES–MATUYAMA boundary is suggested at 37.8–38.9 m (P. MÁRTON, oral comm.). It would indicate that in the surroundings of the borehole at Diósberény most of the Mende-Basaharc sequence were eroded.

Considering this new interpretation the thickness of older loess sequences drilled by the Diósberény and Udvari boreholes proves to be very similar. The same applies to the number of buried fossil soil horizons (7 and 9), which suggests that the two sites experienced different Quaternary evolution from the boundary between Middle and Upper Pleistocene.

#### References

- ÁDÁM, L., 1969: A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalkotása (in Hungarian: Origin and morphology of the Tolna Hills). – *Földrajzi Tanulmányok* 10, 186 p.
- ANDÓ, J., 1990: Zárójelentés a Hőgyész-Csicsó területen 1990. évben létesített hévízfeltáró kutatófúrásról (in Hungarian: Final report of the thermal water borehole on the territory of Hőgyész-Csicsó in the year 1990). – Manuscript, Enterprise for Water Exploration and Drilling (Vizkutató és Fúró Vállalat), Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSZKY, M., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I., PAPP, P., and SZALAI, I., 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához. Objektumok földtani dokumentációja (Preliminary field reconnaissance for exploration of sites for low and intermediate level radioactive waste disposal. Geological description of objects). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSZKY, M., KOLOSZÁR, L., and MARSÍ, I., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Udvari környékének kiegészítő terepi vizsgálata. A földtani reambuláció eredményei (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Complementary field studies in surroundings of Udvari. Results of geological reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CSIKY, G., ERDÉLYI, Á., JÁMBOR, Á., KARPÁTI-RADÓ, D., and KÖRÖSSY, L., 1987: Magyarország pannóniai (s. l.) képződményei (in Hungarian: Pannonian s.l. formations of Hungary). – *Magyarország Földtani Atlasza* 1:500 000, 5.15.4., Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- ERDÉLYI, M., 1961–62: Külső-Somogy vízföldtana, 1. és 2. (Hydrogeologie von Külső Somogy, 1. und 2.). – *Hidrológiai Közlemény* 41 (6), pp. 445–458, 42 (1), pp. 56–65.
- FORGÓ, L., MOLDVAY, L., STEFANOVITS, P., and WEIN, Gy., 1966: Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34–XIII Pécs (in Hungarian: Explanatory notes to the geological map of Hungary, scale 1:200,000. Sheet L-34–XIII Pécs). – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 196 p.
- JÁMBOR, Á., 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia (A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).

- MARSÍ, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- RÓNAI, A., SZENTES, F., FRANYÓ, F., KÓKAY, J., SCHMIDT ELIGIUS, R., SCHOLZ, T., and SZÜCS, L., 1972: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-VII Székesfehérvár (in Hungarian: Explanatory notes to the geological map of Hungary, scale 1:200,000. Sheet L-34-VII Székesfehérvár). – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 183 p.
- TOBORFFY, G., 1925: Jelentés az 1921-23. években Tolna megye területén végzett részletes geológiai felvételekről (in Hungarian: Report of detailed geological mappings on the territory of Tolna county in the years 1921-23). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1920-23-ról, pp. 94-100.

## A TOLNAI HEGYHÁT NEOGÉN ÉS KVARTER KÉPZŐDMÉNYEINEK RÉTEGTANA

KOLOSZÁR LÁSZLÓ, MARSII ISTVÁN

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

Az 1995-96-ban végzett hegyhátai földtani kutatások a terület rétegtanában sok új eredményt hoztak. Két új kutatófúrásunk egyértelműen azonosította a Hegyhát területén eddig ismeretlen Tengelici Formációt. Bebizonyosodott az is, hogy a Hegyhát negyedidőszaki rétegeinek felépítésében a würminél idősebb lösz-összleteknek is nagy szerepük van. Terepi adatok alapján sikerült elkülöníteni a pleisztocén folyóvízi összlet három különböző korú kifejlődését. Az eddigieknél lényegesen pontosabb képet alkothatunk az alsó-középsőpleisztocén folyóvízi összletek és az idősebb löszök kifejlődéséről és települési helyzetéről is. A terület részletes negyedidőszaki fejlődéstörténetének és szerkezetalakulásának feltérképezéséhez még kevés az ismeretünk, s ezen a téren előre lépés csak további részletes kutatásokkal lehetséges.

### 1. Bevezetés

Terepi geológusként szerencsénk volt a Hegyhát területén a kezdetektől részt venni a radioaktív hulladéklerakó helyének kiválasztását célzó kutatásokban. A Hegyhát geológiai értelemben Magyarország kevésbé ismert tájai közé tartozik. A rendszeres térképezési programok többsége elkerülte a területet. Itt mindaddig térképező, szerkezet- vagy nyersanyagkutató fúrásokat is csak elenyésző számban mélyítettek. Az utóbbi két év folyamán végzett terepi vizsgálatok és az ez évi két hegyhátai kutatófúrás adatai jelentősen bővítették a terület rétegtani ismeretességét és a fedőhegységi képződmények kifejlődési, települési viszonyaival kapcsolatos tudásunkat.

A térségre vonatkozó földtani ismeretek vázát néhány földtani, geomorfológiai alapmű, illetve a vizkutató fúrások rétegsorai és karotázsvizsgálatai szolgáltatják. A tolnai Hegyhát felszíni, felszín közeli képződményeinek többségét már TOBORFFY G. (1925) felismerte, aki 1921-23 között három évig részletes felvételezést végzett a területen.

Az 1:200 000-es földtani térképek pécsi, illetve székesfehérvári lapja ábrázolja a hegyhátai területet, itt az 1950-52 között felvett ún. SÜMEGHY-féle térképekre támaszkodva (FORGÓ L. et al. 1966, RÓNAI A. et al. 1972).

Napjainkig a legátfogóbb földtani-geomorfológiai tárgyú tanulmányt ÁDÁM L. (1969) készítette, ebben az 1957 és 1963 között végzett kutatómunkája eredményeit foglalta össze. A táj fedőhegységi képződményei közül az alábbiakat tárgyalja részletesebben: pannóniai üledékek, törmelékes szintek, édesvízi mészkő, fosszilis vörösapag, folyóvízi

üledékek, löszök és löszös üledékek, valamint ártéri képződmények. A földtani felépítésre vonatkozó megállapításait alapjaiban ma is helyesnek tartjuk.

Az ideai kutatófúrások laboratóriumi vizsgálatai mindaddig nem történtek meg, így egyelőre főként a terepi vizsgálatokra támaszkodó tapasztalatainkat foglaljuk össze. Úgy látjuk, hogy a kutatási területről igen kevés a publikált konkrét és korrekt földtani alapadat, ezért talán nem szükségtelen a terület fontosabb felszíni földtani egységeit és lényegesebb feltárásait részletesen leírni.

Az 1. ábrán tüntettük fel azokat a fúrásokat, illetve felszíni feltárásokat, melyekre a cikkben hivatkozunk.

### 2. Pannóniai üledékek

A tolnai Hegyháton a felszínen csak felsőpannóniai üledékeket ismerünk, fúrásban alsópannóniai üledékeket is feltártak. Az alsópannóniai üledékek a Peremartoni Főcsoportba, a felsőpannóniai korúak a Tihanyi Formációba sorolhatók. Szemléletünkkel összhangban először a fúrásokkal feltárt, mélyebb helyzetű képződményeket tárgyaljuk, ezután térünk át a felszíni kibúvásokban találhatóakra.

#### 2.1. A Peremartoni Főcsoport és a Tihanyi Formáció fúrásban

A tolnai Hegyhát az ország gyengén megkutatott területrészének számít, területén összesen 6 db folyamatos magfúrás mélyült (1. táblázat).

A tolnai Hegyhát folyamatos magmintavételű kutatófúrásai

1. táblázat

Község, fúrásszám	Mélyítés éve	Qp	Pl-Qp <sub>1</sub>	Pa <sub>2</sub>	Talp	Pa <sub>2</sub> tszf.
Belecska-1	1978	14,0	-	200,0	200,0	127
Diósberény-1A	1996	59,8	63,4	150,1	150,1	138
Nagyszékely-1	1977	50,2	-	200,0	200,0	77
Tolnanémedi-2	1980	27,2	-	204,2	1200,1	83
Udvari-1	1978	33,8	-	250,0	250,0	137
Udvari-2A	1996	97,0	150,3	170,4	170,4	28

Ezek közül csak egy, a Tolnanémedi-2 szerkezetkutató fúrás, melyet a Hegyhát É-i részének gravitációs maximumára telepítettek, fúrta át a felsőpannóniai összletet. Ez alatt mecseki típusú liász rétegsorba ért a fúrás, az idősebb neogén képződmények hiányoztak.

A további – részben lignitkutató, részben radioaktív hulladék elhelyezési célú – magfúrások sem szolgáltak információval az idősebb neogén képződményeket illetően, mivel a felsőpannóniai összletben álltak le. Hasonló a helyzet a terület középső részének legmélyebb vizkutató fúrásánál (Gyöng-B4), mely 400 méteres talpmélységével szintén nem érte el az idősebb neogént.

Az utóbbira vonatkozóan egyedüli adatot a Hegyhát Ny-i peremén, a Kapos árterén 750 m-ig mélyült Högyész-K8 vizkutató fúrás szolgáltatja (ANDÓ J. 1990). A hévízfeltáró kutatófúrás rétegtani tagolása a karotázsszelvény kiértékelésén alapszik. Eszerint kb. 400 méteres mélységig van felsőpannóniai, fekjében kb. 230 méter vastagságban alsópannóniai agyagmárga és ez alatt 750 méterig idősebb szarmata összlet települ. Ez az adat összhangban van a Magyarország pannóniai (s. l.) képződményeit ábrázoló térkép (CSIKY G. et al. 1987) izovonalaival.

E kis számú adat figyelembevételével a felsőpannóniai összlet vastagságát a tolnai Hegyhát területén 400–500 méteresnek becsülhetjük, kelet felé vastagodó tendenciával. Fekjében a vizsgált terület nagy részén az alsópannóniai korú Peremartoni Főcsoport agyagmárgás, aleurolitos képződményei települnek, kivételt képez a Hegyhát É-i része, ahol ez lepusztult vagy ki sem fejlődött, és a közvetlen fekvő mezozoos korú.

A felsőpannóniai összlet jellegeit illetően a fenti magfúrásokra támaszkodhatunk elsősorban. Az 50-es évek végén a gyöngi területen 9 db kis mélységű térképező fúrás mélyült, melyek 5–20 méter vastagságban tárták fel a pannóniai tetejét. Ezek a rétegsorok az Udvari-2A fúráshoz hasonlóan inkább csak a felsőpannóniai rétegek tengerszint feletti településének szempontjából fontosak.

A közép-dunántúli lignitterületek előkészítő fázisú kutatása során, a 70-es évek végén 3 db fúrást (Udvari-1, Belecska-1, Nagyszékely-1) telepítettek a Hegyháton. A terület nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket, a fúrások, melyek a Toronyi Formáció vastag lignites szintjeit célozták, csak vékony, max. 0,5 m-es lignites betelepüléseket harántoltak.

A fúrásleírások és főként a karotázsszelvények kiértékelése alapján a felsőpannóniai oszcillációs rétegsor ciklikus üledékei mutathatók ki. A nagyobb szállítási energiaviszonyok között lerakódott durvább szemcséjű, homokos horizontok váltakoznak kisebb energiájú, finomabb szemcséjű, közetlisztes-agyagos rétegekkel.

A üledéksor fakószürke, középszürke színű, de a felső 10–60 méteres szakasza mindenhol utólagosan tarkára (sárga, drapp, barna) feloxidált. A rétegzettség változó, párhuzamosan laminált, kereszt-, ferde-, lencsésen rétegzett, az üledékesi körülményeknek megfelelően.

## 2.2. A Tihanyi Formáció felszínén

A felsőpannóniai korú Tihanyi Formáció felszíni előfordulásai három területre oszthatók, melyek morfológiai helyzete igen hasonló egymáshoz. Mindhárom terület a Hegyhát morfológiai képét alapvetően meghatározó három DDNy-ÉÉK-i irányú vízfolyás – Kapos, Donát-patak, Hidas-patak –, azaz a három fővölgy DK-i oldalán található.

### 2.2.1. Pincehely környéke

Az egyik terület a Hegyhát ÉNy-i részén, Pincehely környékén található. Itt a Kapostól DK-re fekvő dombokat pannóniai képződmények építik fel (1. ábra, 1). Az egész Hegyháton itt a legnagyobb a pannóniai összlet felszíni elterjedése. Számos vízmosásban, mélyútban tanulmányozható a rétegsor, különböző szintjeiben források erednek. Folyamatos feltárásban csak rövid szakaszokon kerül a felszínre, általában lejtőüledék fedí. Tengerszint feletti 110 méteres magasságtól 180 méterig nyomozható az összlet, „in situ” fedője sehol nem bukkan elő.

Legnagyobb, mintegy 5 méteres vastagságban Pincehely D-i határában, egy kis kápolna alatti mesterséges falban van feltárva, itt pincéket is vágtak a viszonylag jól kötött képződménybe (1. ábra, 2). A rétegsort itt szürkésbarna színű, középszemcsés, jól osztályozott, erősen csillámos, gyengén illetve padosan rétegzett kvarchomok alkotja. A falban 10–20 cm-es nagyságú, szabálytalan alakú, lekerekített homokkő-konkréciók és -lencsék találhatóak nem rétegszerű eloszlásban. A feltárás felső szakaszán közetliszt-, agyag-, homokrétegek, laminitek váltakozása látszik. A rétegzettség párhuzamos, a település szintes. A pannóniai összlet fölött lefordított talajból, mészkonkréciókból álló lejtőüledék települ.

A Pincehely környéki vízmosások javarészt hasonló, homokos rétegsort tárnak fel, néhol 10–40 cm-es vastagságú, többnyire kibillent helyzetű, hullámos rétegfelületű homokkőpadokkal. A talpakon sok helyen sárgásszürke színű, jól rétegzett, sikos tapintású, leveles elválású agyag kaparható ki. Az összlet nyugodtan, szintesen települ.

Morfológiai helyzetét tekintve ehhez a kifejlődési területhez kapcsolható a Hegyhát egyik elszigetelt pannóniai feltárása, a Keszőhidegkutat Gyönggyel összekötő országot szárazdi elágazásánál, Gerenyás-pusztánál (1. ábra, 3). Ez az előbukkanás is a Kapos DK-i oldalán található, a pincehelyi területtől mintegy 10 km-rel D-re, 115 méteres tengerszint feletti magasságban. A feltárás igen kicsi, kb. 3 m széles és 2 m magas kikapált üreg az útbevágásban, mégis fontos, mert azt jelzi, hogy a pannóniai összlet felszín közelben van. A felszíni előfordulástól ÉK-re fekvő terület völgyoldalain, völgyeiben mélyült, fent említett 9 db gyöngyi térképező fúrás egy kivételével el is érte a pannóniai képződményeket. A pannóniai térszín tengerszint feletti magassága 110 és 145 m között változott a fúrásokban, a völgytalpakon mélyült fúrások 5–10 m mélységben érték el a pannóniaiakat. A feltárásban nyesett, eróziós felszínű a pannóniai, rajta áthalmazott, szórtan mészkonkréciós löszel. Piszkosfehér színű, néhol limonitsávos, párhuzamosan rétegzett, szintes településű agyagos közetlisztből áll.

### 2.2.2. A Donát-patak völgye

A Hegyhát középső részének DNy-ÉK-i irányú fővölgyében, a Donát-patak DK-i oldalán, Alsópélpusztánál, 105 méteres tengerszint feletti magasságban egy felhagyott bánya tárja fel a pannóniai képződményeket (1. ábra, 4; 1. fénykép). A feltárás közel 8 m magas és több mint 20 m széles. Alsó, kb. 2 m vastagságban látható részén világoszürke színű, felső részén ritmikusan limonittal színezett, mikrorétegzett, közepesen kötött, mozaikszerűen széteső finomhomokos közetliszt települ. Egy agyagosabb szintben számos *Congeria rhomboidea*-maradványt és -lenyomatot tartalmaz. A pannóniai felszíne itt is nyesett, eróziós. A kifejlődés zárórétege egy a feltárás teljes szélességében

nyomozható, kb. 5 cm vastag csillámos homokkő-horizont, melyre áthalmozott, lesuvadt idős kvarter összlet települ. A záróréteg felszínének egy kis szakaszán elmozdulásra utaló karcos nyomok látszóttak. A karcos tükörfelületet a suvadás, esetleg tektonikus elmozdulás is létrehozhatta. A pannóniai üledékek települése nyugodt, szintes.

### 2.2.3. Kölesd, Kistormás környéke

A Hegyhát D-i részén, a Hidas-patak völgyének K-i oldalán található az egész terület legjobb, legfontosabb pannóniai feltárásai, mert itt, bár számos helyen tanulmányozható a pannóniai kifejlődés megmaradt részének felső szintje, a közvetlen fedőképződmények is megtalálhatók.

A terület rész legteljesebb feltárását Kistormástól D-re a halastó K-i domboldalába vágott felhagyott bányácska nyújtja, az É-i gátnál (1. ábra, 5; 2. fénykép). Itt a fejtő alsó, 6 m vastagságú szakaszán látható a pannóniai összlet épen maradt felső szintje. Ez szürkésárga színű, gyengén limonitos festődésű, erősen csillámos, rosszul kerekített, jól osztályozott középszemcsés homokból áll, 10–20 cm vastag, hullámos rétegfelületű, erősen cementált homokkő-betelepülésekkel. A rétegek települése szintes. Az összlet kereszt-, ferde- és lencsésen rétegzett, limonitcsíkos, -sávós. Ebből a szakaszból egy *Dreissenomya unionides*-kőből került elő, mely sajnos, csak fácies- és nem szintjelző perzisztens ősmaradvány. A pannóniai összlet felső részén egy 5–10 cm vastag, fekete színű, mocsári genetikájú, nagy szervesanyag-tartalmú, leveles elválású agyagréteg települ a homogén homokos szintbe. Az e fölött található 20–30 cm vastag homokkőpad a pannóniai összlet zárótárgya, hullámos felszíne fölött jelölhető ki a diszkordancia-felület. A posztpannóniai erózió eddig a rétegit pusztította le az idősebb összletet, mielőtt az újabb üledék-felhalmozódás megkezdődött volna.

A feltárás e fölött található szakasza már a Tengelici Formációba tartozik. Legalul, mintegy 2 m vastagságban áthalmozott, finom- és középszemcsés, csillámos homok települ, mely elszórtan 10–20 cm-es nagyságú homokkő- és mészkődarabokat tartalmaz. A homok rétegzetlen, tömeges, az alsó szakaszán saját anyagú homokkő-, a felsőn szürke színű, szilánkos törésű mészkődarabok a jellemzők, melyek egy idős vörösagyag mészfelhalmozódási szintjének lepusztulásából származtathatók. Ez az áthalmozott, homokos szakasz az Udvari-2A fúrás 145,8–150,3 méterben harántolt finomszemcsés, tarka homokszintjével párhuzamosítható, mely ott szintén közvetlen a pannóniai összletre települ.

A homokos szakasz fölött egy mocsári ciklus üledékei találhatóak, kb. 1 m vastagságban. Alul 20 cm vastag, limonitos finomhomokba ágyazott mészkonkréciós, mézspados szint települ, ez a ciklus mészfelhalmozódási szintje. E fölött 20–40 cm vastag, enyhén zöldesszürke színű, agyagos finomhomok található, majd hasonló vastagságban szürkésbarna színű, néhol limonitfoltos, morzsalékos-diós elválású, nagy mangántartalmú tarkaagyag zárja a rétegsort. Ez a réteg az itt feltárt tarkaagyag-összletet is lezárja, mert nyesett felszínére meszes-mészkonkréciós lejtőüledéken kialakult holocén talaj települ.

A kistormási halastó K-i partján, kb. 110 méteres tengerszint feletti magasságban számos helyen előbukkan a homokkőpados pannóniai rétegsor, mindenhol nyugodt, vízszintes településben.

Kölesden, a Hidas-pataktól D-re, a falu K-i végében a Sió-csatorna felőli domboldal bevágásában szintén igen jó

feltárása található a pannóniai összlet eróziós tetejének (1. ábra, 6). Itt kb. 8 m vastagságban látszik a hullámos felületű homokkőpadokkal tagolt homokos összlet, mely fölött 0,5 m vastag mészkonkréciós, mézspados szint, majd e fölött kb. 2 m vastag vörösagyag-horizont látszik. Erre a szakaszra már lejtőüledék húzódik rá. A feltárás valószínűleg egyedülálló a Hegyhát rétegsorában, mert itt a pannóniai eróziós felszínére a helyben kialakult, legidősebb, vastag vörösagyag-összlet települ, jól kifejlődött mészfelhalmozódási szintjével együtt. Egyetlen szépséghibája a helynek, hogy a fal megközelíthetetlen, életveszélyes és ily módon pontosan nem dokumentálható. Ez a feltárás 100 méteres tengerszint feletti magasságon található, 10 méterrel a Sió szintje fölött.

A kölesdi terület másik érdekessége az, hogy a Hidas-pataktól É-ra, pár száz méterre innen, ugyanebben a magasságban igen fiatal, felsőwürmi lösz települ. A patak völgye ezek alapján itt valószínűleg szerkezeti határ (hacsak a lösz nem lesuvadt helyzetű, illetve a pannóniai ilyen mértékig nem erodált), mivel a feltárásban látszik, hogy a pannóniai rétegek települése vízszintes.

## 3. Pliocén–alsópleisztocén üledékek

A teresztrikus, uralkodóan agyagos Tengelici Formációt soroljuk a pliocén–alsópleisztocén korbá. Területünkön fúrásban és a felszínen fordul elő.

### 3.1. A Tengelici Formáció fúrásban

A tolnai Hegyhát területén mélyült kutatófúrások dokumentációjában sehol sem említik a Tengelici Formációt. A régebbi vizkutató fúrások vázlatos rétegsoraiban ugyan sok helyen szerepel a pannóniai és a pleisztocén közötti összlet „levantei” kormegjelölése, de az értékelés és értelmezés igen nehéz, miután csak a furadékmintákból történt leírásokra támaszkodhatunk, tekintettel arra, hogy annak idején még nem történt a fúrásokban karotázsvizsgálat.

A két új magfúrásunk (Udvari-2A, Diósberény-1A) a területen eddig ismeretlen formáció meglétét mutatta ki (1. táblázat). Az ezekkel 53,3 illetve 3,6 méter vastagságban harántolt rétegsorokat részletesen leírtuk (KOLOSZÁR L. 1997, MARS I. 1997).

Az udvari terület vízföldtani modelljének elkészítése céljából szerkesztettünk egy hozzávetőlegesen K–Ny-i irányú geológiai szelvényt, melynél 5 db fúrás rétegsorát, illetve karotázsgörbéjét vettük figyelembe (2. ábra). Az U-2A-tól Ny-ra az Udvari-1 lignitkutató és az Udvari-K6 vizkutató, K-re pedig a Sárszentlőrinc-B5 és -B7 vizkutató fúrás karotázsszelvénye és rétegsora alapján sikerült egy olyan, felsőpannóniai után kialakult üledékgyűjtőt kirajzolni a területen, mely a pannóniai fedőt alkotó Tengelici Formáció képződési szintere lehetett.

### 3.2. A Tengelici Formáció felszínen

A tolnai Hegyhátnak csak a D-i részén, a Hidas-patak völgyének K-i oldalán találtunk olyan képződményeket, melyek biztosan a Tengelici Formációba sorolhatók. Egy másik valószínű előfordulás a 16. feltárás a szárazdi területen (4.1.3.).

A Hidas-patak halastóvájának É-i gátjánál lévő pannóniai szelvény fedőképződményeként már fentebb (2.2.3.) leírtuk a Tengelici Formációba tartozó rétegeket. Ezt a leírást

itt azzal kell kiegészíteni, hogy a zöldesszürke, agyagos finomhomok-réteget megmintáztuk, mert a törmelékes kőzetben vulkanikus eredetű kőzetalkotókat is gyanítottunk. A röntgenelemzések eredményei alapján az áthalmozott homokos agyag bentonitos összetételű, ezért részben vulkanikus eredete valószínűsíthető. A Tengelic Formáció képződése idején a Hegyhát és a szomszédos Mezőföld területén csak a bári bazalt vulkanizmus (2,0 millió év) piroklasztikumai ülepedhettek le, ezért a Tengelic-2 fúrás bentonitos szintjeit a bári vulkanizmussal hozták kapcsolatba. Ily módon a hidas-pataki rétegsorunk értékelésénél is valószínűleg érvényes ez a fontos koradat. Megjegyezzük, hogy az Udvari-2A fúrás is harántolt piroklasztikum-szerű képződményeket, de itt sajnos ezidáig csak a mintagyűjtés történt meg, a vizsgálatok még nem készültek el.

A tolnai Hegyhát pannóniai kifejlődésére települő szárazföldi törmelékes összlet bázisképződményének tekintjük azt a vörösayagos horizontot, melynek általunk ismert egyetlen feltárása a kistormási halastó K-i oldalán található, a falutól D-re, az első metsződésnél (1. ábra, 7). A feltárás 15 m széles és 2 m magas. Alul, az idős vörösayag mészfelhalmozódási szintjében kb. 1 m vastagságban mészkő található. A meszes szint felső részén egy kibillent, 25–30 cm vastagságú mészkőpad települ, melynek leszakadt darabjai 10 m hosszán követhetők. A pad hullámos, szabálytalan rétegfelületű, a kőzet piszkosfehér színű, rózsaszín sávós, üreges, porózus, lyukacsos szerkezetű, kriptokristályos szövetű mészkő. A pad alatt 2–5 cm-es, vékonyabb, mállottabb mészkőrétegek-mészkőlemezek darabokra töredezett zónája található a feltárás aljáig. A kőzet tiszta, törmelékanyag-mentes mészkő, csak a pórusaiba szivárgott felülről vörösayag. A mészkőszint fölött élénk-vörös színű agyag, agyagos málladék települ kb. 1 m vastagságban. Alsó fél méteres szakaszán még jelentős a mésztartalom, mészerék-mészkonkréciók formájában. Felső részén lecsökken a mésztartalom, a kőzet morzsalékos, gyúrható. A fosszilis talaj-horizontnak sajnos sem a fekéje, sem a fedője nem feltárt.

#### 4. Negyedidőszaki üledékek

A negyedidőszaki üledékek két fő csoportját különböztetjük meg: folyóvízi üledékeket és lösz-összleteket.

##### 4.1. Folyóvízi üledékek

A Hegyhát negyedidőszaki folyóvízi üledékeinek megléte, települési helyzete, vastagsága, területi elterjedése olyan vitatott kérdés, melyről csak kevés igazán megbízható adattal rendelkezünk. TOBORFFY G. (1925, p. 99) két jelentősebb homokterületet említ. Közlése szerint „a belecskai nagyobb méretű diluviális (?) homoktakaró Hidegkút község északi végén megszűnik, s csupán Szarazd és Szakály községek között bukik ki a löszlepel alól”.

ERDÉLYI M. (1961–1962) Keszőhidegkúttól Simontornyáig a Kapos-völgy mindkét oldalán követhető képződményként említi a pleisztocén folyóvízi homokot.

ADÁM L. (1969, pp. 24–25) a Hegyhát területén regionálisan elterjedt képződménynek – a Tólnai-dombság középsőpleisztocén hordalékkúpja részének – tartja a folyóvízi üledékeket. Közlése szerint „a finom-, közép- és aprószemcsés folyóvízi homok felszíni elterjedése jobbára csak a Hegyhát É-i, Ny-i és K-i peremterületére korlátozódik: Az eróziós szakadékvölgyek feltárásai és a fúrásadatok azt

bizonyítják, hogy a folyóvízi homok a vörösayaghoz hasonlóan regionális elterjedésű, a vastag lösztakaró alatt a Hegyhát belsejében is folytatódik, s annak felépítésében igen nagy szerepet játszik”. Pontosán nem rögzített helyekről táblázatos formában is közzétett adatai szerint a peremterületeken 10–150 m, a Hegyhát belsejében 1–40 m a folyóvízi összlet vastagsága.

A kutatás terepi előkészítése során térképezett területeken Udvari környékén (CHIKÁN G. et al. 1996) nem, Diósberény környékén (CHIKÁN G. et al. 1995) pedig csupán 5 igen kis felszíni kiterjedésű feltárásban találtunk folyóvízi réteget. Ezek közül 3 igen rosszul van feltárva. Az Udvari és Diósberény határában 1996-ban mélyített két kutatófúrásunk rétegsorának kvarter szakasza szintén csak alárendelten tartalmaz homokot vagy folyóvízi rétegeket (a diósberényi fúrás 25,8–32,7 m közötti szakasza érdekes ebből a szempontból). Ezen adataink alapján megkérdőjeleződni látszott a hegyháti folyóvízi összlet regionális volta és nagy vastagsága.

A kérdés pontosabb megismerése végett 1996. szeptemberében a Hegyháton újabb terepi bejárást tartottunk. Az idő szűkös volta miatt nem tudtuk az egész területet bejárni, a Kapos-völgy és a nagyobb völgyek ártéri szintjein kívül legalább három eltérő típusú folyóvízi összletet tudtunk elkülöníteni. A Hegyhát negyedidőszaki homok-összletei vizuálisan nehezen különíthetők el egymástól. Tagolásuk egyéb adatok hiányában települési helyzetük alapján lehetséges.

##### 4.1.1. Legfelső pleisztocén folyóvízi összlet (Kapos terasz)

A terület folyóvízi összletének – az ártéri szinteket követő – legfiatalabb rétegei a Kapos legfelső pleisztocén teraszának maradványai. A világos sárgásbarna homok uralkodóan középszemcsés, kvarc anyagú, kevés színes elegyrészt tartalmaz. A képződmény tömeges megjelenésű, de a felszínét lekaparva előtűnik sávozott vékonyrétegzettség, amit a szemcseméret váltakozása is kísér. Néhány durvahomoklencsét és -csíkot is tartalmaz, amelyek kifejezetten érdes szemcséjük, és sok színes elegyrészt tartalmaznak. A terasz maradványai a 105–115 m közti morfológiai szintben helyezkednek el.

Ilyen teraszroncs figyelhető meg pl. Belecska és Pincehely között, a vasút K-i oldalán a Hegyhát lábánál (1. ábra, 8). Ugyanilyen összlet van a regölyi vasútállomás és Csernyéd-major közötti pásztában (1. ábra, 9). Ezt a teraszszintet a lösz már nem fedte el, viszont a felszínét a szél megfújta és az összlet tetején 2–3 m magas dűneket épített.

##### 4.1.2. Felsőpleisztocén folyóvízi összlet

A fentinelő idősebb folyóvízi homok található Belecska mellett. Fő kifejlődési területe a Kettős-dűlő, ahol a 120–150 m közötti szintben táródik fel. Alsó szakasza a község É-i végénél a vízmű környékén, magasabb szintje pedig Belecska K-Ny-i házsorától megközelíthető felhagyott homokbányákban és vízmosásban tanulmányozható (1. ábra, 10; 3. fénykép). Közvetlen feké- és fedőképződménye az általunk észlelt pontokon nincs feltárva.

A Belecska K-Ny-i utcájából ÉÉK-re induló vízmosás végén mintegy 140 m magasságban a homokösszletbe áthalmozott pannóniai homokkőből és koptatott mészkonkrécióból, többségében a würmi löszökből származó löszbabákból álló záporkavics osztja ketté az összletet. A pro-

luviális lepel fölötti rész lazább, egyveretű, míg a rosszul feltárt alsó rész a fenténél kompaktabb, jobban rétegzett, a színe és a szemnagysága is változatosabb. A holocénben a kitett felszíneken a szél ezt a homokot is átmozgatta, amit a környéken szórványosan előforduló kovárványos lepel-homokfoltok jeleznek.

#### 4.1.3. Alsó-középsőpleisztocén folyóvízi összlet

A Hegyhát – már TOBORFFY G. (1925) által is jelzett – két nagy homokterületén (Belecska és Csernyédpuszta környéke) a würmi lösz alatt is vastag folyóvízi összletek települnek.

Az alsó-középsőpleisztocén folyóvízi és lösz-összletek összefogódásának példáját láthatjuk Belecska környékén. A terület egyik legszebb feltárása a Mislára vezető betonúton, a Be-1 lignitkutató fúrástól DDK felé induló fő vízmosás felső végében van. (1. ábra, 11; 3. ábra). Az úttól 1,2 km-re, mintegy 10 m összvastagságú feltárt szelvény-szakasz 190–200 m közötti tengerszint feletti magasságban helyezkedik el. A vízmosásban közel 100 m hosszúságban van feltárva az idősebb lösz fosszilis talajokkal és a rá eróziós diszkordanciával települő folyóvízi genetikájú finomhomokos szürkefoltos rozsdaszepplős kőzetliszt (idősebb lösz alatt a würmnél idősebb lösz-összleteket értjük).

A feltárás legalján idős kompakt lösz alapközeten képződött eredeti településű fosszilis erdőtalaj van. A talajszelvényre változó vastagságú – lehordott talajt és áttelepített löszöt tartalmazó – deluviális összlet települ. Fölötte 1,5 m vastag, sárga, igen állékony, tömör, prizmás elválású idősebb típusos lösz van, melyet 20–30 cm-es, valószínűleg áthalmazott vöröses talajcsík oszt meg. A lösz-összlet teljes vastagsága a fosszilis talajokkal és a deluviális betelepüléssel együtt 3 m.

A löszre eróziós diszkordanciával települ egy kavics-zsinórból, 3–4 m hosszú, 50–60 cm széles záporkavics-lencséből álló alapkonglomerátum. Erre közel 7 m vastag, felfelé fokozatosan finomodó szemcséjű folyóvízi rétegsor települ. Alul a lencsés, zsinóros kifejlődésű finomhomokos szakaszon kiválóan látszik a keresztarétegzettség és az ívelt, sávos mikrorétegzettség. Felül a kőzetlisztes szakaszban gyengébben látható, de egyértelműen azonosítható az enyhén ívelt lamináris rétegzettség. A vízmosásban nincs feltárva a folyóvízi rétegsor fedője.

Az alsó-középsőpleisztocén folyóvízi összletnek és fedőképződményeinek jó feltárásai két területrészhez kötődnek.

Az É-i részen a Hegyhát legmagasabb tömbjét, a Halyagos és déli nyúlványait (Csicsér-hegy, Szentegyház-hegy) a fenti vízmosás választja el a Hegyhát Ny-i határát képező Méhes-tető tömbjétől. Mindkét területről van adatunk, amely pontosítja a folyóvízi képződmények felépítését és rétegtani helyzetét. A Halyagos déli nyúlványait keresztező belecska–mislai műút bevágásaiban a dombháton 250 m feletti magasságban típusos fiatal lösz van feltárva, amely a fedőt alkotja (1. ábra, 12).

A Méhes-tető Ny-i oldalán, a 105–240 m közötti szintben akár 100 m-t is meghaladhatja a folyóvízi eredetű rétegek vastagsága. A Belecska és Keszőhidegkút közötti vasúti örháztól K-re, a dombtetőig kapaszkodó dűlőút bevágásában és a felhagyott homokbányákban igen vastag (akár 10–20 m-es) folyóvízi homokpadok és vékonyabb kőzetlisztesebb rétegek bukkanak a felszínre. A szelvény alsó szakaszán több a homok (1. ábra, 13).

A D-i területrészen Csernyédpuszta környékén is nagy felszíni elterjedése van a pleisztocén mélyebb szakaszát

képviselő folyóvízi összletnek. A sorozat teljes vastagsága itt is meghaladhatja a 80 m-t. Legszebb feltárásai a Csernyédi-árokban, az attól K-re eső vízmosásokban és egy Diósberényhez közeli homokbányában vannak. Az összlet nagyobb részét vastag homokpadok alkotják. A homok-összletet fluvioeolikus és eolikus szakaszok is tagolják.

A terület legnagyobb feltárása a Csernyédi-árokban, a Lámpás-hegy K-i oldalánál Csernyéd-pusztától 1 km-re D-re található (1. ábra, 14). Az itteni bánya közel 20 m-es falban a 140–160 m közötti szintben tárja fel a finom-, közép- és szemcsés folyóvízi homokot. A bánya fala a rétegek közötti csíkokban, apró lencsékben összemossott vékonyvázú kvarter faunát és alárendelten pannóniai kagylótöredékeket tartalmaz.

Vastag a folyóvízi rétegek finomszemcsés-kőzetlisztes szakasza is. Jellemző képződménye a sárgásszürke, szürke színű, rozsdaszerű és foltos, vékonyréteges áradmány, amely igen sok apró, jó megtartású *Planorbis*-t tartalmaz. A Csernyédi-erdő fenyesmajori határrészén, a 250,1 m-en lévő csillagászati alapponttól mintegy 300 m-re ÉK-re induló fő vízmosásban és a mellette vivő dűlőúton a 190 és 160 m közötti szintben végig követhető a folyóvízi összlet. A feltárt szakasz nagy részét itt a finomszemcsés kifejlődése teszi ki. Legszebb feltárása a 160 m körüli szintben van, ahol egy oldalvízmosás keresztezi az erdei utat (1. ábra, 14). Ettől a ponttól ÉNy-ra (160 m alatt) az út mentén egészen a Kapos árteréig (a 105 m-es szintig) csak homok van a felszínen.

Az erdei utat keresztező mellékvízmosásban is – annak közel derékszögű töréséig – a 180–185 m-es tengerszint feletti magasságig követhető a folyóvízi összlet. Itt feltáródik a fedőképződmény is. A 185–190 m közötti morfológiai szintben roncsolt szelvényű vörös fosszilis talaj figyelhető meg, alján 20–30 cm-es mészkonkréciókkal. Innen délre a vízmosásban végig fiatal lösz táródik fel, melyben szinte nem lehet löszbátát találni, nincs ilyen a vízmosás alján sem. A vízmosás egy közel 20 m magas löszfalban végződik. A fal teteje 203–205 m magasságban van, de innen a 250 m-es dombtetőig is lösz látszik a felszínen.

Diósberénytől 1,5 km-re Ny-ra a högyészi műút É-i oldalán, az attól 500 m-re levő homokbánya (1. ábra, 17, 4. fénykép) a folyóvízi összlet általunk megismert legdélibb felszíni kibukkanása. A 185 m tengerszint feletti magasságban lévő bányában a kőzetlisztes csíkokkal tagolt folyóvízi homok fölött fluvioeolikus és futóhomokrétegek települnek.

A bánya Ny-i oldala mellett lévő vízmosásban feltáródik a folyóvízi homok alatt lévő vékonyréteges, szürke áradmány és az összlet fedője, a fiatal lösz is.

Az alsó-középsőpleisztocén folyóvízi összlet alsó szakaszának és fejküjének ezen a területen alig ismert felszíni feltárása. A Kapos-völgy érintett szakaszának víztermelő kútjaiban a pannóniai képezi a fekvő 50–70 m körüli tengerszint feletti magasságban (pl. Regöly-K10 = 59 m, Regöly-K7 = 54 m, Szarazd-B1 = 67 m). A képződmény – morfológiai adatokból számítható – vastagságát az esetleges szerkezeti elmozdulások és a rétegdőlések okozta torzulások mellett a folyóvízi összletbe betelepülő idősebb löszök vastagsága is csökkentheti (mint Belecska környékén, a 11. feltárásban).

Az egyetlen feltárás, ahol a közvetlen fekvő is a felszínen lehet, a diósberényi kutatófúrástól alig több, mint 1200 m-re ÉNy-ra lévő vízmosás alsó és középső szakaszán található. Itt a fiatal lösz alatt folyóvízi összlet, majd fosszilis vörös talaj, legalul pedig egy zavart településű, esetleg pannóniai-

ból áthalmozott idős törmelékes szint táródik fel, de a két alsó képződmény csak rosszul látható (1. ábra, 16; 4. ábra). A diósberényi fúrás rétegsora megerősíti a fenti minősítést. Ebben az esetben az itt kibúvó fosszilis vörös talajt pliocén-alsópleisztocén korú vörösgyagnak kellene tekinteni. Ezt támasztja alá az is, hogy a vízmosás aljában feltárt vörösgyag-fosztlányok alatti szinteken nagy keménységű, átkristályosodott mészkőkonkréciók találhatók, amelyek jóval keményebbek, mint a lösz-összlet fosszilis talajainak konkréciói.

A vízmosás legjobban feltárt 50-60 m-es szakasza a 130-140 m-es szintben helyezkedik el. Legalul zavart településű, rozsdás, nagyon erősen csillámos csíkokat tartalmazó finom- és középszemeses homoklencse kerül a felszínre, környezetében agyag- és agyagmárga-darabos „zsákokkal”. Fölötte több helyen is kibukkan egy változó tónusú, képlékeny, prizmás, szárazon megkeményedő, szívós vörösgyag. Benne és alatta mészlencsék és nagyméretű göbcecsek vannak, melyek néhol padokat alkotnak.

A bolygatatlan vörösgyagra alluvialis-proluviális hordalék települ, ami egy inverz rétegsor. Alul lehordott vörösgyagot és abban úszó mészkőkonkréciókat tartalmaz. Felfelé fokozatosan szaporodnak a mészkőkonkréciók, majd vékonyréteges, lencsés-agyagos, homokos rész következik (5. fénykép).

Erre 8-10 m vastag, folyóvízi ciklus települ. Laminárisan rétegzett, néhány összemosott mészgöbecs-lencsével. Alja homokból áll, felfelé finomhomokos kőzetliszt és kőzetliszt váltakozása alkotja.

A vízmosásban 50 m-rel beljebb, az ellentett oldalon helyben maradt vörösgyag-réteg táródik fel, amelyre éles határral települ a jól rétegzett folyóvízi összlet. Ezen a szakaszon kőzetlisztes kifejlődés van túlsúlyban. Fölötte 5-7 m magas fal látható, típusos felsőpleisztocén löszszel. A képződmények közvetlen érintkezése nincs feltárva.

*Összefoglalva:* a Hegyhát legöregebb, részletesen egyelőre nem tagolható – 50-100 m közötti vastagságot két kifejlődési területén is elérő – folyóvízi sorozatáról elmondhatjuk, hogy földtani korára nincs pontos rétegtani bizonyíték. A jelenlegi ismereteink szerint a würmi lösz-összletek alatt települ, fekvését nagy területeken a pannóniai rétegek, vagy a Tengelic Formáció alkotja. A területen részletesen szintén nem tagolt és térképezett idősebb lösz-összletekkel pedig összefogazódik. Nem zárható ki az sem, hogy a folyóvízi összlet legidősebb szakasza a Tengelic Formációval is összefogazódik. Ezt mutatja a Diósberény környéki terület földtani szelvénye is (5. ábra).

#### 4.2. Lösz-összletek

A tájegység felszínének legnagyobb részét vastag felsőpleisztocén lösz és annak lehordott, áttelepített változatai borítják. A típusos (fakósárga, állékony, rétegzetlen, helyenként kissé finomhomokos, elszórtan mészgöbcecseket, zörgőkőveket tartalmazó) lösznek nagyon sok feltárása van a Hegyhát területén. Ilyen pl. a Fenyvesmajor környékéről a fentebb már leírt 15. feltárás, a Diósberény-1A fúráshoz közeli vízmosásból dokumentált 16. feltárás, a volt gyönki téglagyár belépőcsőzött löszpiramisa vagy Udvarihoz közelebb a község DNY-i végén már messziről feltűnő löszfal is. A mélyutak sokasága, a hegyhát házak többségének végénél bevált pince is ezt a löszöt tárja fel.

A tájon a kiemelt morfológia következtében igen nagy szerepe van az erózióknak, amely a jelenkor folyamán a lehordási termékek sok változatát halmozta fel a lejtőpihenőkön, vízmosásokban és a dombság peremterületein. Kissé réteges településű változata látható a volt pincehelyi téglagyár bányagödrében.

A tolnai Hegyhát felsőpleisztocén löszeinek kőzettani tulajdonságairól, geomorfológiájáról, holocén akkumulációs változatairól ADÁM L. (1969) olyan részletes összefoglalást adott, amelyhez lényegi újításokat nem tudunk hozzáadni.

A két kutatófúrás (KOLOSZÁR L. 1997, MARS I. 1997) azt bizonyítja, hogy a geológiai felépítésben az idősebb löszöknek is nagy szerepük van. A fúrások és egy feltárás lösz-összleteinek vastagsági és települési adatait a 2. táblázatban foglaltuk össze.

A würm-jégkorszaki löszök vastagsága elérheti a 60 m-t (pl. a Csernyédi-erdőben levő csillagászati alappont környékén kb. 60 m, az Udvari-2A fúráshoz 60,9 m). Az összlet csak a fúrásokban volt tovább bontható. A dunaújvárosi lösz mindkét fúráshoz közel azonos kifejlődésű, és a fosszilis talaj-horizontjai is hasonlóak.

A terepi adatok alapján összeállított értékelésünkben a mende-basaharci lösz is hasonló vastagságúnak adódott (Udvariban 46,6 m; Diósberényben 38,2 m) 4, illetve 5 fosszilis talajjal. A paleomágneses vizsgálatok előzetes eredményei az udvari fúrás esetében megerősítették a terepi minősítést. A diósberényi szelvényben eltérés mutatkozott, mert a BRUNHES-MATUYAMA határ 37,8-38,9 m közé tehető (MÁRTON P. szóbeli közlése). Ez azt jelentené, hogy a diósberényi fúrás környezetében a mende-basaharci összlet nagy része lepusztult.

Ebben az újabb értelmezésben a diósberényi és az udvari fúrások idősebb lösz-összletének vastagsága nagyon hasonló, az eltemetett fosszilis talajok száma is közel áll egymáshoz (7, illetve 9), ami a két terület negyedidőszaki fejlődésében mutatkozó eltérés korát a középső- és felsőpleisztocén határára tolja.

A Hegyhát lösz-összleteinek néhány adata

2. táblázat

Hely	Vastagság (m)				Feküszint (tszf. m)				Fosszilis talajszelvény (db)			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
dunaújvárosi lösz-összlet	14,3	13,9	13,9	?	162,8	187,5	187,5	?	2	2	2	?
mende-basaharci lösz-összlet	46,6	38,2	17,7	?	116,2	149,3	169,8	190	4	5	-	?
felsőpleisztocén lösz	60,9	52,1	31,6	60	116,2	149,3	169,8	190	6	7	2	?
paksi lösz-összlet	35,3	6,6	27,1	5	80,9	142,7	142,7	185	7	4	9	4
pleisztocén lösz-összlet	14,3	13,9	13,9	65	80,9	142,7	142,7	?	13	11	11	?

1 – Udvari-2A fúrás; 2 – Diósberény-1A fúrás JÁMBOR Á. (1997) nyomán, 3 – Diósberény-1A fúrás az előzetes paleomágneses eredmények (MÁRTON P., szóbeli közlés) alapján, 4 – a 15. feltárás (Csernyéd, csillagászati alappont környéke)



## SOME PROBLEMS OF THE LATE CENOZOIC STRATIGRAPHY AND HISTORY OF MIDDLE TRANS-DANUBIA

ÁRON JÁMBOR

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

**Key words:** borehole sections, lithostratigraphy, loess, Pleistocene, Pliocene, stratigraphic units, Transdanubia, Upper Miocene

Drilling completed during the last two decades, and recent seismic measurements in Middle Transdanubia provided clear evidence that the youngest Upper Pannonian beds assigned to the Torony Formation are missing in the sequence underlying the loess sequence of the Outer Somogy Block and the Tolna Hegyhát hills. They occur only southward from this area, in the vicinity of Nagyatád and Görgeteg. Pleistocene sequences of the area with an age less than 2.4 million years were subdivided into three parts. Their lowermost section is made up of red, variegated and bentonitic clays and sands assigned to the Tengelic Formation. The middle part of their profile comprises the P<sub>v1</sub>-P<sub>v</sub> red clay horizons underlying the loess sequence, whereas their uppermost member is the loess sequence itself, subdivided by fossil soil horizons. These fossil soil layers comprise easily traceable guide horizons in Middle Transdanubia. Correlating the K-rich bentonite – lying slightly up the profile – with the Bár Basalt Formation, and knowing the radiometric age of the basalt, the age of the base of the Tengelic Formation was estimated to be 2.4 million years.

### 1. Introduction

The area enclosed by Lake Balaton, Belső Somogy, the Mecsek Mountains, Mezőföld and the Danube river is not famous for being rich in exposures. The ones occasionally breaking surface give us only a limited opportunity to study some thin layers of Upper Pannonian and Pleistocene sediments. Deep boreholes (Figure 1) play a major role in this area in elucidating the stratigraphy of Late Cainozoic formations. They are basically represented by comparatively shallow (50–300 m) hydrogeological boreholes drilled after World War I.

During World War II and especially in the following period, quite a number of 1000–3000 m deep hydrocarbon exploratory boreholes were completed as well. Unfortunately, they were not cored boreholes and furnished thus only restricted information on the stratigraphy of near-surface sequences. The most reliable profiles were provided by a variety of boreholes including key boreholes placed in the area – Lajoskomárom-I, Som-1, Ihárosberény-I, Görgeteg-1, Tengelic-2 – and boreholes for safety assessment of the Paks nuclear power plant, lignite exploratory boreholes in Upper Pannonian deposits covering extensive areas and finally, the boreholes Diósberény-1A and Udvari-2A drilled during the exploration of the disposal facility for the disposal of low and intermediate level radioactive waste. The last one recovered the most complete continental (hilly) Pleistocene sequence in Hungary.

I had the opportunity to get acquainted with the majority of the boreholes of Middle Transdanubia through studying their documentation (hydrogeological and hydrocarbon exploratory drillings), *in situ* examination of their cores, making the general description of their sequences, and moreover, through detailed processing and description

of the core samples. At the same time, I studied the core samples of the boreholes Diósberény-1A and Udvari-2A carried out in Tolna Hegyhát hills – a specific geographic unit in Middle Transdanubia – when they were taken.

In this paper I present a summary of ideas developed with respect to young Upper Pannonian and Pleistocene formations based on the profiles of the latter two boreholes, as well as earlier studies of the region which hopefully will interest scientists investigating the area.

### 2. Stratigraphic aspects

The series of cored borehole made from Törökkoppány to Paks, and from Lajoskomárom to Nagyatád, together with seismic reflection profiles extending from Lake Balaton to South Somogy and Baranya (DÁVID 1992) provide clear evidence that no Upper Pannonian lignite horizons of any great extent developed in the area (DUKÁN 1978a-c). The related near-surface Upper Pannonian sequence is assigned to the Tihany Formation. Although some thin, dm thick lignite bands can be observed in the sequence, the depositional environment described as “the underwater portion of the delta plain” did not provide a suitable setting for the formation of extensive Taxodium swamp forests. The lignite-bearing sequence (= Torony Formation) including lignite seams was recovered in two boreholes – Nagyatád-1 (HÖNIG 1978) and further southwards Görgeteg-1 (JÁMBOR *et al.* 1991). The majority of lignite exploratory boreholes in Middle Transdanubia cut not the youngest Pannonian sequences represented by the Torony Formation but its footwall represented by the Tihany Formation (ÁDÁM *et al.* 1962).

The same scenario is proved by seismic profiles (DÁVID 1992). Southwards from Lake Balaton progressive

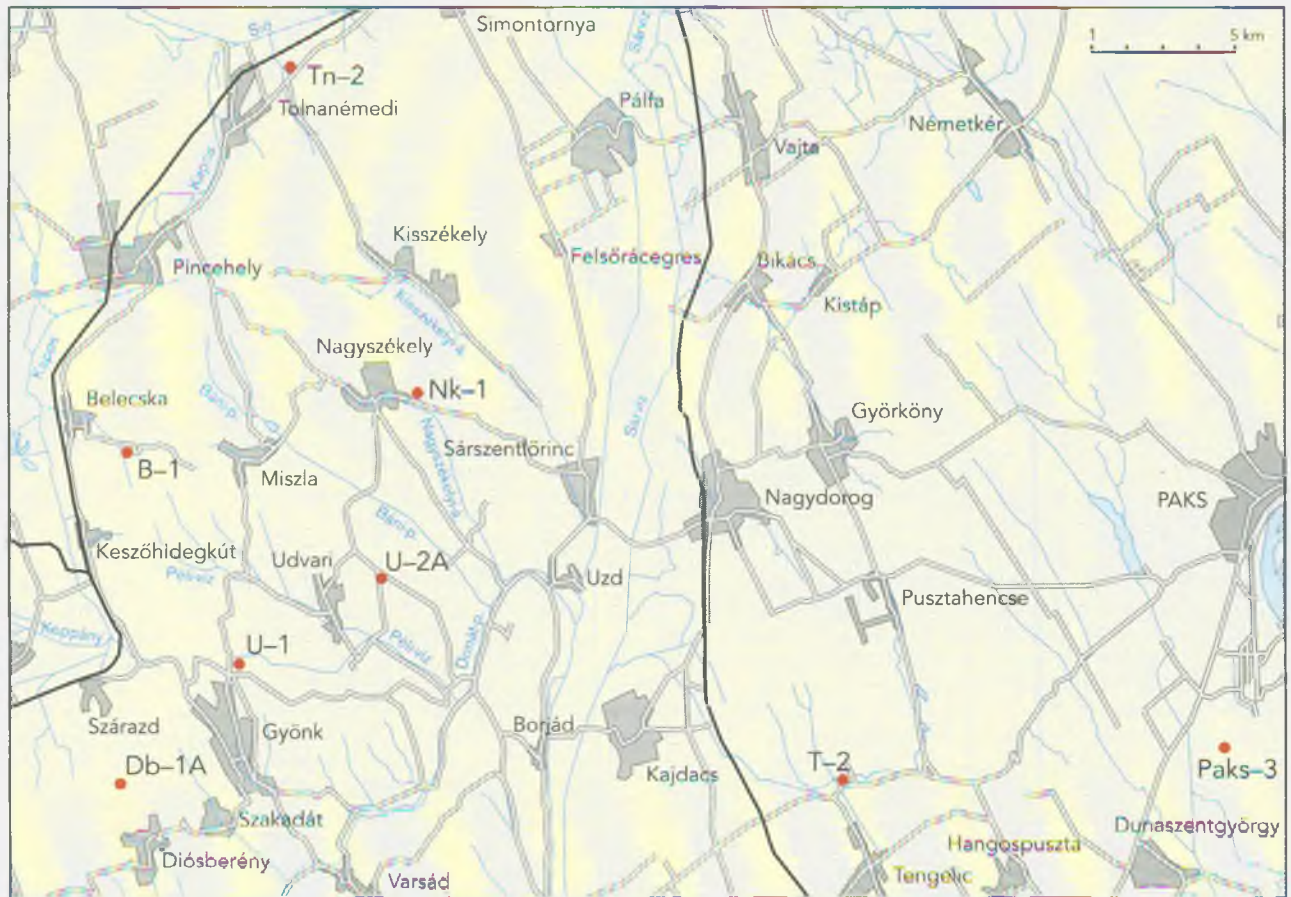


Figure 1. Location sketch of the boreholes

1. ábra. A terület fontosabb fúrásainak helyszínrajza

ly younger Upper Pannonian sediments can be encountered covered by Quaternary deposits.

Due to the lack of correlation studies it has thus far been impossible to prove the existence of an Upper Pannonian sequence in Transdanubia, coeval with the Torony Formation but devoid of lignite bands. This idea came up following the recovery of the youngest Pannonian sequences in the boreholes Iharosberény-I and Tengelic-2.

With regard to Pleistocene stratigraphy the basic achievement of the two boreholes drilled in the Hegyhát was the determination of the relationship between the Paks red clay horizons and the Torony Formation. The profile of the borehole Udvari U-2A furnished clear evidence that red-yellow-brown-grey variegated clay, clayey sand and sand layers of the Tengelic Formation with intercalated bentonitic clay bands underlie the five red clay horizons ( $Pv_1$ - $Pv_5$ ) described by PÉCSI (1975) and later mapped by CHIKÁN (CHIKÁN 1992) as constituting the footwall of the Paks loess sequence. Upon the study of samples collected by P. MÁRTON from the loess section in the Danube bank between Paks and Dunaföldvár (in PÉCSI 1982) the Tengelic Formation proved unambiguously to be older than 700,000 years. In the meantime P. MÁRTON (Eötvös Loránd University, Faculty of Geophysics) also completed his study and the paleomagnetic measurement of core samples of the boreholes at Udvari and Diósberény. According to his results and unpublished data the BRUNHES-MATUYAMA boundary in the Udvari borehole

probably found between 71–72 m which shows a good correlation with the loess section at Paks. The same boundary is reported between 38–39 m in the sequence of the Diósberény borehole. The close distance and the presumably good correlation of the two drilling profiles contradicts this result. One possible reason for this contradiction may be that cores were not sampled on the spot.

These arguments agree with the age interpreted in the drilling profile Tengelic-2. In this case a correlation was revealed between the K-enriched bentonitic layer of the Tengelic Formation and the K-enriched Bár Basalt Formation, certainly belonging to the Tengelic Formation (HALMAI *et al.* 1982) whose age was determined by BALOGH to be precisely 2,000,000 years using the K/Ar method (BALOGH *et al.* 1987).

If supported solely by drilling core data the question of the relationship between the Paks red clay horizons ( $Pv_1$ - $Pv_5$ ) and the Tengelic Formation remains still open. Information collected thus far and description of exposures provide insufficient data for deciding unambiguously their concordant or discordant relationship.

The first assumption seems to be supported by the approximately 100 m thickness of the 700 thousand year old Paks loess profile in contrast to the mere 45 m thickness of the 1.7 million year Tengelic Formation covering. The age of the base of the Tengelic Formation is linked to an age of 2.4 million years suggested by RÓNAI (1981, 1982) for the lower boundary of Pleistocene. This conclu-

sion was deduced from the character of the bottom part of the Tengelic Formation, which start a cycle, and the radiometric age determined at a slightly higher level, mentioned above.

Consequently, a substantial gap in sedimentation is indicated between the Tengelic Formation and the Paks red clay-horizons (Pv<sub>1</sub>-Pv<sub>3</sub>) in the Tolna hills situated in the western margin of the basin of the Great Hungarian Plain.

In the boreholes Tengelic-2 and Udvari U-2A Upper Pannonian sediments are overlain unconformably by the Tengelic Formation. It is demonstrated by the change in colour caused by weathering observed in the upper sequence of Pannonian series with a downward decrease in intensity. Due to the alteration of pyrite, the colour of Upper Pannonian sediments exposed to weathering in the Early Pleistocene changed from grey to yellow.

The thickness of the colour change interval amounted to 17.5 m and 5 m in the Tengelic profile and the borehole Udvari U-2A, respectively. This difference can presumably be attributed to the higher portion of permeable Pleistocene formations (sands) in the first profile as compared to the borehole, and the fact that this main part rests immediately on the Upper Pannonian series.

The zone of colour change is considerably thicker in areas where the Tengelic Formation is missing and where Upper Pannonian deposits are covered by younger Pleistocene strata (Table 1).

Tolnanémedi-2 is the only borehole that does not fit into the pattern. Intense fluvial erosion (Kapos river) was probably responsible for washing away the weathered zone but some technical error committed in drilling cannot be excluded either. Instead of core samples only some debris was recovered from the Pleistocene sequence and put into the core boxes (JÁMBOR 1980).

With regard to the deposits of the borehole profiles Tengelic-2 and Udvari-2A resting immediately on the Upper Pannonian sequence it is important to discuss the Upper Pliocene formations.

After RÓNAI (1981, 1982) I made a renewed suggestion to define the boundary between Pliocene and Pleistocene at 2.4 million years in the Carpathian Basin, since the overlying sequence differs considerable from the older one. As I suggested in section 2, it presumably corresponds in Middle Transdanubia to the bottom of the Tengelic Formation. In the Upper Pliocene (between 2.4-3.4 million years) denudation prevailed in Transdanubia. There have not been any sediments identified from this time period thus far, except for some fissure fillings, bearing rich fauna in the Villány Hills and from the sequence between 219.6-270.2 m of the borehole Görgeteg-1.

Sediments including *Unio wetzleri* and previously often assigned in Middle Transdanubia to this period turned out to belong to the Tihany Formation and not to the uppermost part of the Upper Pannonian. They are thus older than the Torony Formation and constitute its basement.

If the responsible committees reached an agreement on shifting the Pliocene-Pleistocene boundary to a later moment than 2.4 million years, one segment (or the whole?) of the Tengelic Formation could have been actually moved to the Upper Pliocene. From a practical point of view it would, however, cause a lot of discrepancies with respect to the younger sediments.

The two cored borehole in the Hegyhát, the Pleistocene key profile at Paks (PÉCSI 1982) and the sequence in Törökkoppány (CHIKÁN and TOMKA 1984) furnish clear evidence that fossil soil horizons of the Pleistocene sequence can be traced over wide areas extending to many dozens of square kilometres, perhaps throughout the entire continental Pleistocene sequence of Hungary, constituting a perfect lithostratigraphic key horizon. Undoubtedly, due to some hidden phases of erosion and changes in the character of sediments during the Pleistocene their precise correlation causes some problems. In addition to defining their position within the sequence their interpretation needs (or would need) a renewed study of their composition, the fossil assemblage of their basement and their lithological features. Reliable tracking of fossil soil horizons observed in outcrops can be achieved only in a step-wise manner between boreholes.

These statements are supported by the section of the boreholes Diósberény (MÁRSI 1997) and Udvari (KOLÓSZÁR 1997, JÁMBOR 1996, Figures 2-3). They show clearly that the detailed classification elaborated by PÉCSI (1975, 1982) for continental Pleistocene sequences can be applied comparatively well on them although the type locality of Paks providing the basis for the classification is as far as 25-30 km away. I suggest that Pleistocene layers of the two boreholes from the top down to the loess base situated below the soil horizon BA (lower Basaharc) can indisputably be correlated. The sand layers #10-#12 registered in Diósberény missing from the Udvari profile replace undoubtedly the basis of the loess horizon 9 in Udvari.

The Pleistocene of the borehole at Diósberény under this strata had clearly been truncated. It can be suggested, however, that of each of the two related layers, the one that is missing fell victim more easily to intraformational denudation, namely the initially looser loess or intercalations of clayey loess. Consequently, the profile is not truncated from underneath.

Moreover, certain horizons of the Paks loess sequence cut by the borehole at Diósberény are considerably thinner than in the borehole at Udvari or in the Paks section.

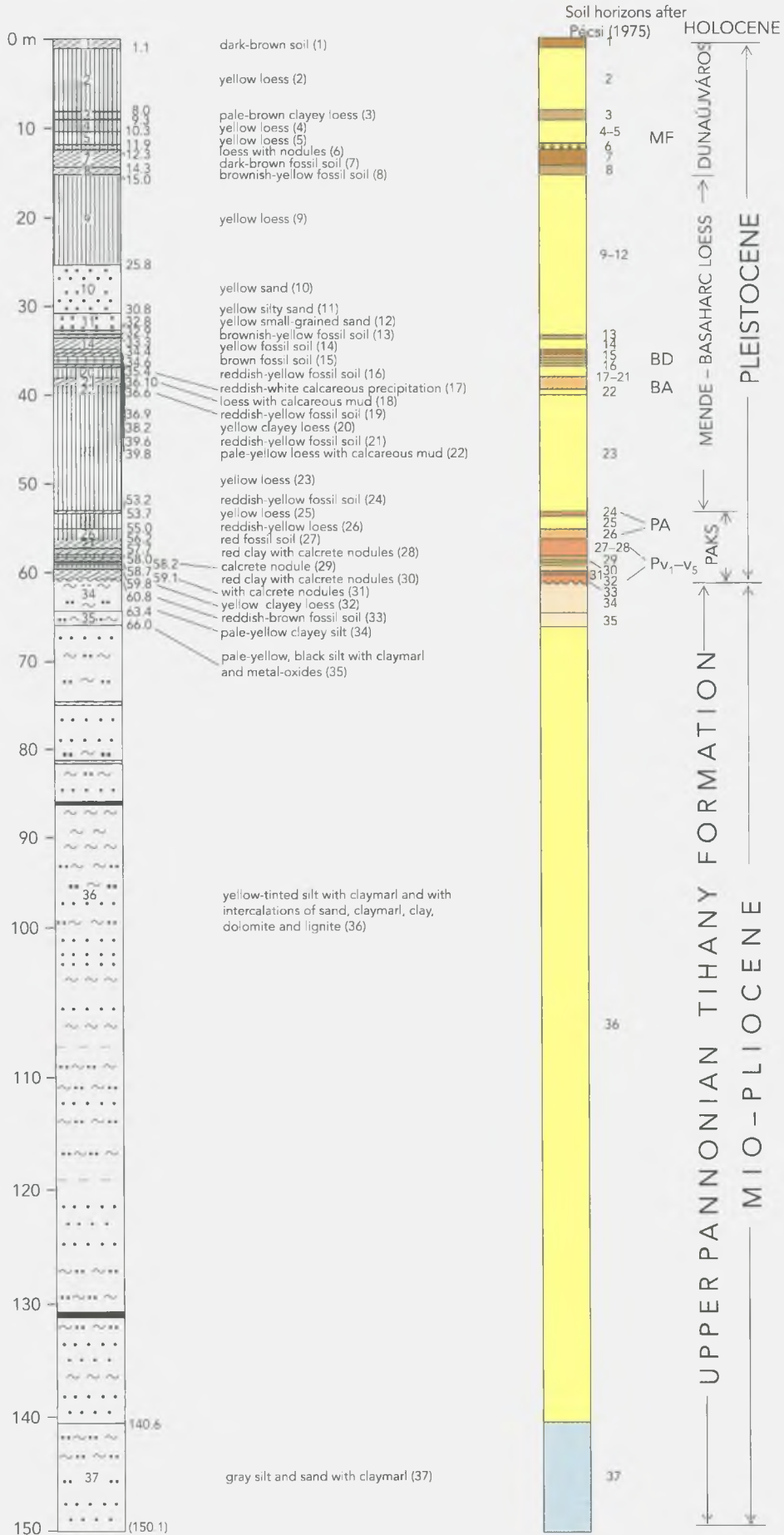
The Lower Pleistocene Tengelic Formation is undoubtedly missing from the profile of Diósberény. The substantial thickness of its yellow Upper Pannonian sequence suggests that it was not deposited at all.

This feature of continental loess sequences being easily classifiable presents us with a geological tool, and is at the same time indispensable for civil engineering purposes. The fossil soil and loess horizons have to be distinguished during future detailed geological mapping campaigns of continental Pleistocene areas. Certainly, it is feasible only on the basis of a large number of shallow boreholes with continuous core sampling.

Upper Pannonian beds  
turned yellow in Pleistocene

Table 1

Borehole code	The altered zones		Age of the cover
	interval	thickness	
Belecska-1	14.0-61.5	47.5	Q <sub>3</sub>
Diósberény-1A	60.8-141.6	80.8	Q <sub>2</sub>
Nagyszékely-1	50.2-117.7	67.5	Q <sub>2</sub>
Tolnanémedi-2	27.2-27.2	0.0	Q <sub>3</sub>
Udvari-1	33.8-75.9	42.1	Q <sub>2</sub>



The section of our two new cored boreholes reflects the earlier suggestion of ÁDÁM (1969) that "most of the loess in the Hegyhát formed during the last glacial period". His error is, however, understandable and instructive. Lacking any alternative for reliable stratigraphic analyses, ÁDÁM supported his idea by observations made in exposures and hydrogeological exploratory boreholes drilled without taking core samples.

Most of the outcrops in the area recover merely some metres thick loess. Fossil soil horizons lie chiefly hidden under the Holocene soil cover. Although some of them can be observed occasionally in deeper gullies, even the most thorough evaluation of their mosaics turns out to be insufficient for the detailed reconstruction of the loess sequences achieved upon the recent cored boreholes.

The chances to fit the mosaics together are reduced by dynamic changes in the landscape of the hilly continental Pleistocene sequence caused by the alternation of glacial and interglacial periods. Even the thickest loess cover which formed in a glacial period was gradually dismembered during the rainy period by regressively incising river valleys. As a result of drying and successive saturation during soil development large blocks slid from the edge of escarpments made up of alternations of loess-paleosol-loess-paleosol etc. down to the valleys, partially or entirely washed away afterwards by erosion.

It is thus pertinent that the youngest Pleistocene portions of the profile are recovered on valley margins and older sequences are repeatedly buried under discordant younger loess or fossil soils on the blocks' edges. In such areas not even core samples can provide reliable clues for determining the real stratigraphic situation.

With regard to the two recent profiles, it should be noted that the Middle Pleistocene fluvial sequence reported by ÁDÁM (1969) is entirely missing even if it was identified in the loess sequence west to the Hegyhát (MIHÁLTZ 1953) and in the red series underlying loess (ERDÉLYI 1961-1962). The data available so far were insufficient for studying its composition and position. The establishment of the complete record of the Pleistocene sequence in the Hegyhát requires considerable new efforts from scientists.

**Figure 2. Geological column of the borehole Diósberény-1A compiled by A. JÁMBOR in 1996 using own observations and data by I. MARSÍ**

**2. ábra. A Diósberény-1A fúrás szelvénye MARSÍ I. és saját megfigyelései alapján összeállította JÁMBOR Á. 1996-ban**

1 – sötétbarna talaj, 2 – sárga lösz, 3 – halványbarna agyagos lösz, 4 – sárga lösz, 5 – sárga lösz, 6 – galacsinos lösz, 7 – sötétbarna fosszilis talaj, 8 – barnássárga fosszilis talaj, 9 – sárga lösz, 10 – sárga homok, 11 – sárga kőzetlisztes homok, 12 – sárga aprószemcsés homok, 13 – barnás-sárga fosszilis talaj, 14 – sárga fosszilis talaj, 15 – barna fosszilis talaj, 16 – vörössárga fosszilis talaj, 17 – vöröses fehér mészkiválás, 18 – mésziszapos lösz, 19 – vörössárga fosszilis talaj, 20 – sárga agyagos lösz, 21 – vörössárga fosszilis talaj, 22 – fakósárga mésziszap-gazdag lösz, 23 – sárga lösz, 24 – vörössárga fosszilis talaj, 25 – sárga lösz, 26 – vörössárga lösz, 27 – vörös fosszilis talaj, 28 – vörösgyag mészkonkréciókkal, 29 – mészkonkréció, 30 – mészkonkréciós vörösgyag, 31 – mészkonkréció, 32 – sárga agyagos lösz, 33 – barnásvörös fosszilis talaj, 34 – fakósárga agyagos aleurit, 35 – fakósárga, fekete fémoxid-kiválásos, agyagmárgás aleurit, 36 – sárga elszineződésű agyagmárgás aleurit, homok, agyagmárga, agyag, dolomit- és lignit-betelepüléssel, 37 – szürke agyagmárgás kőzetliszt, homok

In the lower part of the Quaternary sequence of the area each specialist made reference to the "limestone layers" associated with red clays. Each of them agreed that they resulted from precipitation in the soil's cementation zone of the carbonates derived from lime-enriched pelites, dissolved during soil development under a Mediterranean climate and then infiltrating under the surface.

Generally, they are variably hard, having a knotted, porous texture and cryptocrystalline structure. Occasionally they form layers penetrated by certain, explicitly parallel surfaces. Remains of fauna have been reported so far only by TELEGDÍ ROTH (in HORUSITZKY 1901) from the outcrop of red clays at Kistormás (*Helix* sp. fossils of a terrestrial snail in a limestone bed).

The features of calcareous nodules as a function of their position in the profile have to be addressed also in this section. They occur frequently in the loess sequence cut by the two recent cored boreholes. Nodules recovered from the upper part of the loess sequence of the borehole at Udvari (Mende-Basaharc-Dunaújváros section) are less hard in a wet state, their core is not transparent, they have a cryptocrystalline structure and a white colour. At the same time, nodules of the Paks loess sequence are harder, having a brownish-grey core, micro-crystalline structure and transparent calcite veins. The stratigraphic value of these observations will be determined by further investigations.

Young loesses also differ from the old ones (Paks sequence) both in wet and dry state. The first have higher plasticity in humid state turning powdery when dried, whereas the older ones have lower plasticity becoming hardened in a dry state.

### 3. Aspects of the history of evolution and tectonics

The two most vital moments of the young history of evolution of the area are reflected by the recent boreholes. They are represented by the twofold tectonic event occurring between the deposition of the Upper Pannonian sequence and the Tengelic Formation and by the formation of the presumably regional discordance between the Tengelic Formation and the loess sequence resulting also from tectonic activity.

Upper Pannonian sedimentation ended about 3 million years ago by a tectonic phase characterised by strong faulting. It resulted in the differential uplift of Transdanubia succeeded by intense denudation.

Around 2.4 million years ago some of the blocks in the area started to subside while others kept emerging. The first of them provided the basis for the deposition of the Tengelic Formation while denudation still prevailed on the latter.

Simultaneously, basic volcanism rich in potassium started in the vicinity of Bár and perhaps Nagykarcsony (DÁVID 1992). The related pyroclastics extended as far as the study area. Their traces were observed in the borehole profiles T-2 and U-2A.

It has to be noted that in spite of our painstaking search for traces of the Bag Tefra horizon (Horváth E. 1992) it was not found in either of those boreholes.

The study of the thickness characteristics of the Tengelic Formation bore interesting results concerning the history of evolution. They indicate that areas which subsided or were uplifted in Early Pleistocene remained de-

Occurrence of pelletal loess  
in the Hegyhát loess sequences

Table 2

Borehole	Depth interval, m	Cover
Diósberény-1A	11.90-12.30	yellow loess
Udvari-2A	33.10-33.30	clayey loess
	35.17-35.37	red-brown forest soil
	36.30-36.50	brown forest soil
	72.10-72.70	yellowish-red forest soil
	80.00-80.20	brown forest soil

pressions and elevations, respectively, until today. The thickest occurrence of 55.7 m of the Tengelic Formation was recorded in the borehole Tengelic-2 while it amounted to 44.6 in U-2A. It is missing in the borehole profiles Db-1, Tolnanémedi-2 and Belecska-1 situated to the west in the elevated western margin of the Hegyhát, but reappears with a thickness attaining 23.5 m in the Török-koppány profile (CHIKÁN and TOMKA 1984) again at a lower altitude.

Around 1 million years ago the Hegyhát was affected by a renewed tectonic event of faulting bringing about a general subsidence in the area. As a result, the entire Hegyhát region and its wider surroundings were practically completely covered by the loess sequence.

The traces of these events can be tracked in the core samples of the related boreholes. Regarding tectonics, the loess sequence in both boreholes was undisturbed. At the same time, KOLOSZÁR (1997) revealed some 4-5 slide planes crossing the core at 30-50° in the Tengelic Formation of the borehole profile U-2A.

The appearance of pelletal or pisolitic loess (Table 2) in the profile of both boreholes can indisputably be attributed to a Pleistocene event.

There is no doubt that both occurrences are associated unambiguously to fossil soils. In the borehole profile U-2A each of them underlies a certain soil horizon, whereas their only occurrence found in the profile Db-1 and reported by MARSÍ (1997) covers a fossil soil layer.

The loess derived from "clay" gravel of 2-10 mm diameter formed by former shower streams. It is referred to as "pelletal loess" and occurs much more frequently in the loess sequences than was previously reported (KRIVÁN 1987, JÁMBOR 1988), but due to the fairly fast disintegration of their texture they can be observed only rarely. They remain preserved if they are composed of pellets of at least two sediments having different colours. This applies exactly to our case. Extreme changes in climate preceding and succeeding the main phase of soil development provided favourable conditions for the deposition of such shower sediments.

#### 4. Geotechnical aspects

During the drilling of the two loess borehole profiles I had the opportunity to observe some new, unrecorded phenomena.

During extraction from the double casing the two main formations of the loess sequence – the actual loess and the embedded, substantially more clayey and comparatively thin fossil soil – exhibit completely different features.

Cores of 80-90 mm diameter made up of loess could be extracted in 0.5-1.3 m long pieces from the casing.

Their state was completely different from older, pelitic formations. They could be bent easily like a fresh, thick sausage as well as folded into a spiral, and then simply rebent without breaking them, back a straight shape. Dried for some hours, or one or two days they turn into a medium-hard state as is found in surface loess outcrops.

This particular feature derives presumably from the specific properties of loesses when saturated with water, which is different from other pelitic formations. In the drilling process debris formed in the circular area around the core is eliminated by the stream of the drilling mud. At the same time, loess takes up water from it – whereas clayey layers in a wetted state do not – forms a comparatively thick water film of dipole structure around the mainly quartz, calcite and feldspar-bearing but not clayey grains, which facilitates a substantial dislocation and following readjustment of the particles without any noticeable break.

We would have the right to suppose that our loess sequences in a wet state – i.e. without adding drilling mud – have the same property. This is not the case, shown by the loss of 150 litres of drilling mud within a 15 m advance in a borehole of 113 mm diameter while penetrating loess horizons. This accurate observation was allowed by the closed casing system of the drilling.

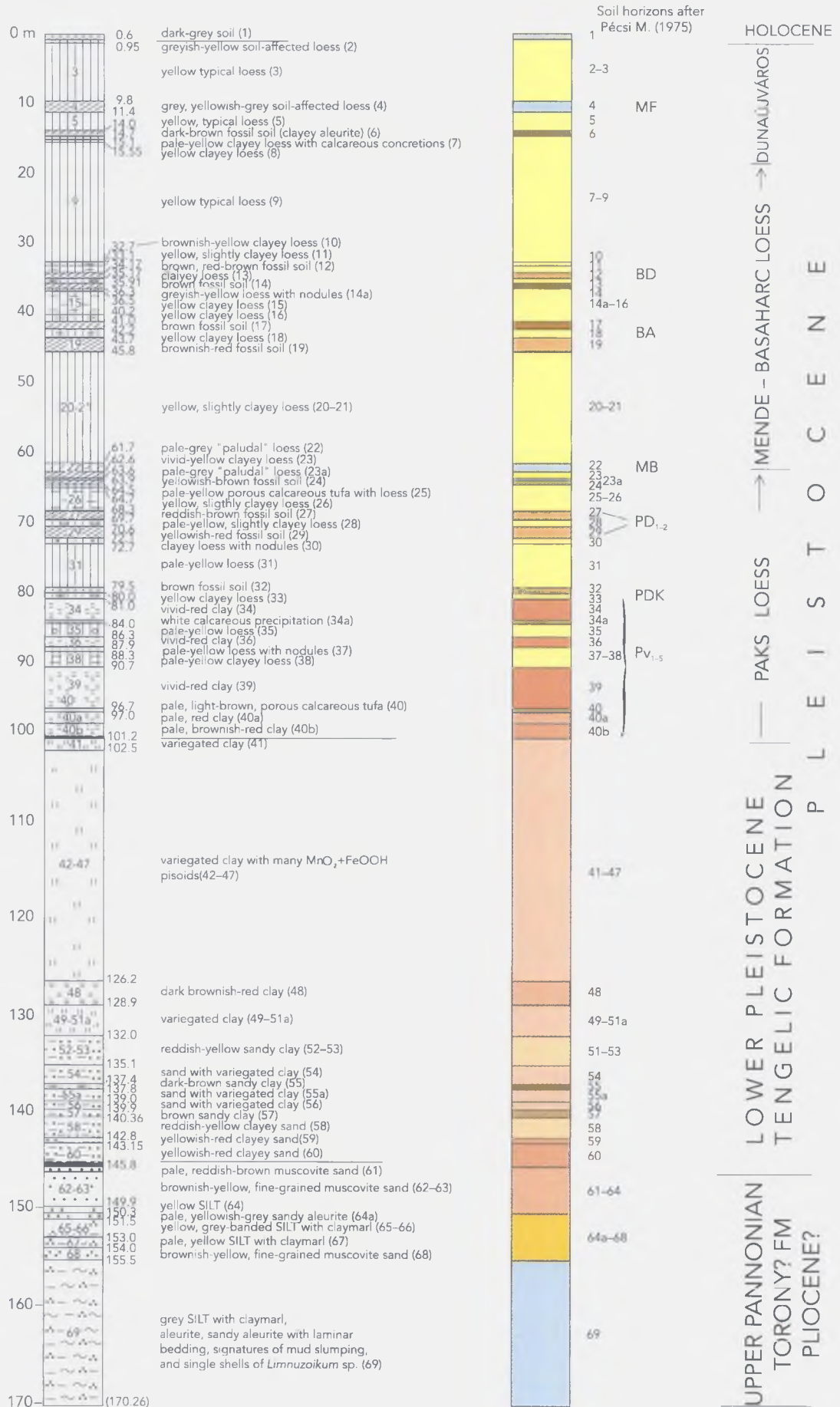
Owing to the nature of saturated loess which behaves as a plastic colloidal system, its widely extended vertical columnar jointing can be explained by its substantial loss of water in outcrops.

This phenomenon can be regarded as the major, and so far partly neglected factor provoking a drastic and – from

Figure 3. Geological column of the borehole Udvari-2A compiled by Á. JÁMBOR in 1996 using own observations and data by L. KOLOSZÁR

#### 3. ábra. Az Udvari-2A fúrás szelvénye KOLOSZÁR L. és a saját megfigyelései alapján összeállította JÁMBOR Á. 1996-ban

1 – sötétszürke talaj, 2 – szürkésárga talajosodott lösz, 3 – sárga típusos lösz, 4 – szürke, sárgászürke talajosodott lösz, 5 – sárga típusos lösz, 6 – sötétbarna fosszilis talaj (agyagos aleurit), 7 – fakósárga, mészcsoós, agyagos lösz, 8 – sárga agyagos lösz, 9 – sárga típusos lösz, 10 – barnás-sárga agyagos lösz, 11 – sárga, kissé agyagos lösz, 12 – barna, vöröses-barna fosszilis talaj, 13 – agyagos lösz, 14 – barna fosszilis talaj, 14a – galacsinos szürkésárga lösz, 15 – sárga agyagos lösz, 16 – sárga agyagos lösz, 17 – barna fosszilis talaj, 18 – sárga agyagos lösz, 19 – barnásvörös fosszilis talaj, 20-21 – sárga, kissé agyagos lösz, 22 – fakószürke „mocsári” lösz, 23 – élénksárga agyagos lösz, 23a – fakószürke „mocsári” lösz, 24 – sárgásbarna fosszilis talaj, 25 – fakósárga porózus, löszös mésztufa, 26 – sárga, kissé agyagos lösz, 27 – vörösesbarna fosszilis talaj, 28 – fakósárga, kissé agyagos lösz, 29 – sárgásvörös fosszilis talaj, 30 – galacsinos, agyagos lösz, 31 – fakósárga lösz, 32 – barna fosszilis talaj, 33 – sárga agyagos lösz, 34 – élénkvörös agyag, 34a – fehér mészkiválás, 35 – fakósárga lösz, 36 – élénkvörös agyag, 37 – fakósárga mészcsoós lösz, 38 – sárgásárga agyagos lösz, 39 – élénkvörös agyag, 40 – fakó világosbarna porózus mésztufa, 40a – fakóvörös agyag, 40b – fakó barnás-vörös agyag, 41 – tarka agyag, 42-47 – tarka agyag, sok MnO<sub>2</sub>+FeOOH pizoiddal, 48 – sötét barnásvörös agyag, 49-51a – tarka agyag, 52-53 – vörösesbarna homokos agyag, 54 – tarka agyagos homok, 55 – sötétbarna homokos agyag, 55a – tarka agyagos homok, 56 – tarka agyagos homok, 57 – barna homokos agyag, 58 – vörössárga agyagos homok, 59 – sárgásvörös agyagos homok, 60 – sárgásvörös agyagos homok, 61 – fakó vörösesbarna, muszkovitos homok, 62-63 – barnásárga finomszemcsés muszkovitos homok, 64 – sárga aleurit, 64a – fakó sárgászürke homokos aleurit, 65-66 – sárga, szürkésávos agyagmárgás aleurit, 67 – fakósárga agyagmárgás aleurit, 68 – barnásárga finomszemcsés muszkovitos homok, 69 – szürke aleurit, agyagmárgás aleurit, homokos aleurit, lemezesen rétegzett, iszaprogási szerkezetekkel, *Limnocardium* sp. félkagylókkal



the point of view of civil engineering – dangerous deterioration of their stability while saturated with water. Loess escarpments have to be protected from quick infiltration of water soaking and enabling them to move like viscous lava.

The second main type of our loess sequences is represented by fossil soils comparatively rich in clay minerals. After extraction from the casing they are rigid like a piece of wood, and do not show any significant plastic features.

Owing to their wetted state, clayey rocks are incapable of taking up water during drilling. As a result of their soaking following drying out some slide planes develop, similar to surfaces lubricated with oil. In order to prevent the drying and subsequent soaking of loess sequences some measures have to be taken including planting of vegetation and covering by soil or by dry fallen leaves and parched grass.

## References

- ÁDÁM, L., 1969: A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalakitása (in Hungarian: Origin and morphology of the Tolna Hills). – *Földrajzi Tanulmányok* 10, 186 p.
- ÁDÁM, L., GÓCZÁN, L., MAROSI, S., SOMOGYI, S., and SZILÁRD, J., 1962: Néhány dunántúli geomorfológiai körzet jellemzése (Kennzeichnung einiger geomorphologischer Bezirke Transdanubiens). – *Földrajzi Értesítő* 11 (1), pp. 61–84.
- BALOGH, K., ÁRVA-SOÓS, E., PÉCSKAY, Z., and RAVASZ-BARANYAI, L., 1987: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Mineralogica and Petrographica Szeged* 28, pp. 75–93.
- CHIKÁN, G., 1992: Paks környékének földtani leírása (in Hungarian: Geology of the Paks area). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., and TOMKA, GY., 1984: A törökkoppányi durvakéreg nyersanyag földtani-technológiai vizsgálata (Geological and technological testing of raw materials for coarse ceramics from Törökkoppány). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, pp. 217–225.
- DÁVID, GY., 1992: A 16/92. sz. adatszolgáltatás az Igal-Sárbogárd-Kulcs kutatási területen 1991-ben végzett reflexiós mérésekről (in Hungarian: Data service on reflection seismic survey of the Igal-Sárbogárd-Kulcs area in 1991). – Manuscript, Hungarian Oil and Gas Co., Budapest.
- DUKÁN, J., 1978a: A Belecska Be-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from the borehole Belecska Be-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- DUKÁN, J., 1978b: A Nagyszékely Nk-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from the borehole Nagyszékely Nk-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- DUKÁN, J., 1978c: Az Udvari U-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from the borehole Udvari U-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- ERDÉLYI, M., 1961–62: Külső-Somogy vízföldtana, 1. és 2. (Hidrogeologie von Külső Somogy, 1. und 2.). – *Hidrológiai Közöny* 41 (6), pp. 445–458, 42 (1), pp. 56–65.
- HALMAI, J., JÁMBOR, Á., RAVASZ-BARANYAI, L., VETŐ, I., 1982: A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményei (Geological results of borehole Tengelic-2). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 60, pp. 11–113.
- HORUSITZKY, H., 1901: Adatok a vörösiszap kérdéséhez (in Hungarian: On the problem of the red clay). – *Földtani Közöny* 31 (1–4), pp. 35–39.
- HORVÁTH, E., 1992: Pleisztocén tűzhányó-tevékenység nyoma a Kárpát-medence egyes pleisztocén üledékeiben (in Hungarian: Traces of Pleistocene volcanism in some Pleistocene sediments of the Carpathian Basin). – Manuscript, Doctoral, Eötvös Loránd University, Budapest.
- HÖNIG, GY., 1978: A Nagyatád Nd-1. sz. fúrás földtani adatai (in Hungarian: Geological data from borehole Nagyatád Nd-1). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- JÁMBOR, Á., 1980: A Tolnanémedi-2. sz. fúrás kvarter és pannóniai szakaszának rétegsora (in Hungarian: Stratigraphy of the Quaternary and Pannonian section of the borehole Tolnanémedi-2). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JÁMBOR, Á., 1988: A Szeptenek-1. sz. fúrás vázlatos rétegsora (in Hungarian: Stratigraphical sketch of the borehole Szeptenek-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JÁMBOR, Á., 1996: Az udvari U-2A fúrás vázlatos rétegsora (in Hungarian: Stratigraphical sketch of the borehole Udvari U-2A). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JÁMBOR, Á., CHIKÁN, G., FRANYÓ, F., HÁMOR, T., and TANÁCS, J., 1991: A Görgeteg-1. sz. fúrás vázlatos rétegsora (in Hungarian: Stratigraphical sketch for the borehole Görgeteg-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II.* (this volume).
- KRIVÁN, B., 1987: A Szekszárdi-dombvidék felső-pleisztocén löszkavics-komplexumának vizsgálata (L'examen du complexe de glet de loess pleistocène supérieur du pays de collines de Szekszárd). – *Földtani Közöny* 117 (3), pp. 261–273.
- MARSI, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II.* (this volume).
- MIHÁLTZ, I., 1953: A Dél-Dunántúl keleti részének földtani felépítése (Le levé géologique de la partie orientale de la Transdanubie Méridionale). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről*, pp. 53–58.
- PÉCSI, M., 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása (Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary). – *Földrajzi Közlemények* 23 (3–4), pp. 217–230.
- PÉCSI, M., 1982: The most typical loess profiles in Hungary. – *Quaternary Studies in Hungary, INQUA Hungarian National Committee, Budapest*, pp. 145–169.
- RÓNAI, A., 1981: A földtani ismeretek fejlődése az Alföld medencéjéről (Progress in geological knowledge of Great Plain). – *Alföldi Tanulmányok* 5, pp. 7–34.
- RÓNAI, A., 1982: A negyedidőszaki és felsőpleiocén süllyedés menete a Körös-medencében (Ablauf der Quartären und Oberpliozänen Absenkung im Körös-Becken). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 77–80.



## A KÖZÉP-DUNÁNTÚL FIATAL KAINOZOOS RÉTEGTANÁNAK ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK NÉHÁNY KÉRDÉSE

JÁMBOR ÁRON

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

A Közép-Dunántúlon az elmúlt két évtizedben mélyült fúrások és a most befejeződött szeizmikus mérések alapján világossá vált, hogy a Külső-somogyi-tábla és a tolnai Hegyhát lösz-összletének fekvésében nincsenek meg a legfiatalabb felsőpannóniai – Toronyi – formáció rétegei, hanem csak ettől a területtől D-re, Nagyatád és Görgeteg környékén jelennek meg. A terület pleisztocén összelete, amely itt a 2,4 millió évnél fiatalabb időkeretet tölti ki, három részre tagolódik. Alsó része vörös- és tarkaagyag, homok, bentonitos agygrétegekből álló Tengelic Formáció. Középső részét a lösz-összlet bázisát alkotó  $Pv_1$ – $Pv_5$  vörösagyag-rétegek, felső részét pedig a fosszilis talajrétegekkel tagolt lösz-összlet képviseli. A fosszilis talajrétegek a Közép-Dunántúlon viszonylag jól korrelálható vezetősínteket alkotnak. A Tengelic Formáció bázisának időszintjét a nem sokkal felette települő K-gazdag bentonitnak a Bári Bazalt Formációval való párhuzamosítása és a bazalt radiometrikus kora alapján 2,4 millió évben lehet megadni.

### 1. Bevezetés

A Balaton, Belső-Somogy, illetve a Mecsek hegység, a Mezőföld és a Duna által közrefogott közép-dunántúli terület kevés jó felszíni feltárással dicsekedhet, s azokban is csak a felsőpannóniai és a pleisztocén képződmények egy-egy vékony szelete tanulmányozható. Az itteni fiatal kainozoos képződmények rétegtani felépítésének megismerésében a mélyfúrásoké volt a főszerep. Ezek túlnyomó része az első világháború óta készített, viszonylag sekély (50–300 m) mélységű vízkút. A második világháború alatt és főként azt követően, ezen a területen 1000–3000 m mélységű szénhidrogén-kutató fúrásokat is sokféle telepítettek a kutatók. Azonban ezeket a fúrásokat teljes szelvényrel készítették, így a felszín közeli képződmények rétegtanához azok kevés biztos adatot szolgáltatottak. A legkiválóbb rétegsorokat a terület földtani alapfúrásai – Lajoskomárom-I, Som-1, Iharosberény-I, Görgeteg-1, Tengelic-2 – továbbá a paksi atomerőmű biztonságtechnikai kérdéseinek megválaszolása érdekében telepített fúrások, és végül a paksi kis és közepes radioaktivitású hulladék telephelyének kiválasztása érdekében lemélyített Diósberény-1A és Udvari-2A fúrások szolgáltatták (1. ábra). A legutóbbi tárta fel az eddigi legteltesebb száraz térszíni (dombvidéki) pleisztocén rétegsort hazánkban.

A Közép-Dunántúl ezen fúrásainak jórésze volt alkalmam megismerkedni dokumentációjuk tanulmányozása (víz- és szénhidrogén-kutató fúrások), maganyaguk helyszíni megtekintése és vázlatos rétegsoruk elkészítése, sőt jórésztük maganyagának részletes feldolgozása és leírása alapján. A tolnai Hegyháton – amely a Közép-Dunántúl egyik része – telepített Diósberény-1A és Udvari-2A fúrások maganyagát mélyítés közben tekinthettem meg.

Az alábbiakban elsősorban a két utóbbi fúrás rétegsorán szerzett tapasztalataim, továbbá a területről korábban szerzett ismereteim alapján röviden összefoglalom a fiatal felsőpannóniai és pleisztocén képződmények néhány, reményeim szerint a területet kutató szakemberek érdeklődésére számot tartó kérdéstről kialakult véleményemet.

### 2. Rétegtani észrevételek

A Törökkoppánytól Paksig, illetve Lajoskomáromtól Nagyatádig telepített néhány, végig magvételes fúrás rétegsora, továbbá a Balatontól Dél-Somogyig és Baranyaig húzódó szeizmikus reflexiós szelvények alapján (DÁVID GY. 1992) egyértelmű, hogy a területen érdemi felsőpannóniai lignittelemek nem fejlődtek ki (DUKÁN J. 1978a-c). Az itteni felszínközeli felsőpannóniai összelete a Tihanyi Formációhoz tartozik. Ebben vékonyabb, pár deciméteres lignit csíkok ugyan előfordulnak, de a „delta síkság” víz alatti része” kifejlődés a nagy Taxodium mocsárerdők kialakulására nem volt alkalmas. A lignittelepes összeletet (= Toronyi Formáció) telepes kifejlődésben a Nagyatád-1 (HÖNIG GY. 1978) és a még délebbre telepített Görgeteg-1 fúrás tárta fel (JÁMBOR Á. et al. 1991). A közép-dunántúli lignit-kutató-fúrások túlnyomó többsége a Toronyi Formáció fekvésében, a Tihanyi Formációban, s nem a legfiatalabb pannóniai képződményekben (ÁDÁM L. et al. 1962) mélyült.

A szeizmikus szelvények alapján megrajzolt kép (DÁVID GY. 1992) ezzel egyezik. A Balatontól D felé haladva egyre fiatalabb felsőpannóniai rétegek jelennek meg a kvarter összelet alatt.

Ma még biztos korrelációs kapaszkodók hiányában nem tudjuk megítélni, vajon van-e a Toronyi Formációval egyidős, de lignit rétegeket nem tartalmazó felsőpannóniai formáció a Dunántúlon. Az Iharosberény-1 és a Tengelic-2 fúrás legfiatalabb pannóniai rétegei esetében merült fel ez a gyanú.

A pleisztocén rétegtan szempontjából a két új hegyháti fúrásnak talán a leglényegesebb eredménye a paksi vörösagyag szintek ( $Pv_1$ – $Pv_5$ ) és a Tengelic Formáció viszonyának tisztázása. Az Udvari-2A fúrás szelvényéből világosan látszik, hogy a PÉCSI M. (1975) által a paksi lösz-összlet bázisán leírt és később térképezett (CHIKÁN G. 1992) öt vörösagyag szint ( $Pv_1$ – $Pv_5$ ) alatt települnek a Tengelic Formáció vörös-sárga-barna-szürke tarkaagyag, agyagos homok, homokrétegei, amelyek között itt bentonitos agyagbetelepülések is vannak. A Tengelic Formáció – MÁRTON PÉTERNEK a paksi és dunaföldvári Duna-parti

szelvényekből gyűjtött mintákon végzett mérései (in PÉCSI M. 1982) alapján – egyértelműen 700 000 évnél idősebbnek bizonyult. Az udvari és a diósberényi fúrások maganyagát időközben MÁRTON P. (ELTE Geofizikai Tanszék) megmintázta és a minták paleomágneses feldolgozását elvégezte. Mérései és szóbeli tájékoztatása szerint a BRUNHES-MATUYAMA határ az udvari fúrásban 71–72 m között van, s ez a paksi szelvényvel jól egyező eredmény, míg a diósberényi rétegsorban ugyanez 38–39 m közé esne. A két fúrás közelsége és egyszerűnek tűnő korrelálhatósága ennek ellentmond. Az ellentmondás talán a maganyag nem helyszíni mintázása miatt állt elő.

Összhangban van ez a Tengelic-2 fúrásból levezetett koradattal is. Itt a Tengelici Formációban települő K-gazdag bentonit réteget párhuzamosítottuk az ugyancsak K-gazdag, s ugyancsak egyértelműen a Tengelici Formációba települő Bári Bazalt Formációval (HALMAI J. et al 1982), amelynek korát BALOGH KADOSA K/Ar módszerrel kerekén 2 millió évesnek határozta meg (BALOGH K. et al 1987).

Amennyiben csak a fúrási maganyagra támaszkodunk, úgy továbbra is nyitott kérdés marad azonban a paksi vörösgyagok (Pv<sub>1</sub>-Pv<sub>5</sub>) és a Tengelici Formáció települési viszonya. Az eddig rendelkezésünkre álló adatokból, feltárásokból az előbbieket diszkordáns, vagy konkordáns települését nem lehet biztosan megállapítani.

Előbbi mellett látszik szólni az, hogy a 700 000 éves paksi löszszelvény kerekén 100 m vastagságú, míg az 1,7 millió évet képviselő Tengelici Formáció eddig tapasztalt legnagyobb vastagsága mindössze 45 m. A Tengelici Formáció talpának korát ugyanis RÓNAI A. (1981, 1982) által a pleisztocén alsó határául javasolt 2,4 millió éves időszinttel korreláljuk, amire a Tengelici Formáció aljának cikluszketet kifejlődése meg az előbbi – valamivel magasabb szintből származó – radiometrikus koradat együttes értékelése jogosít fel.

A Tengelici Formáció és a paksi vörösgyag-szintek (Pv<sub>1</sub>-Pv<sub>5</sub>) között tehát jelentős üledékhézagot valószínűsíthetünk itt, az Alföldi-medence Ny-i peremén, a tolnai dombvidéken.

A Tengelici Formáció a Tengelic-2 és az Udvari-2A fúrásban diszkordánsan települ a felsőpannóniai rétegek felett. Ezt a pannóniai sorozat felső szakaszán kialakult, fentről lefelé csökkenő intenzitású mállási színváltozás – a piritbomlás miatt ezek a pleisztocén eleji mállásnak kitett felsőpannóniai rétegek szürkéről sárgára színeződtek – egyértelműen bizonyítja.

A tengelici szelvényben ez az elváltozási zóna 17,5 m, az Udvari-2A fúrásban kerekén 5 m vastagságú volt. Úgy tűnik, azért vastagabb az előbbi szelvényben, mert itt a vízvezető pleisztocén kőzetek (homokok) részaránya jóval nagyobb, mint az udvari fúrásban, és többségük közvetlenül a felsőpannóniai sorozat felett települ.

A felsőpannóniai sorozat I. táblázat  
pleisztocénben megsárgult részének adatai

Fúrás neve	Elváltozott zóna		Közvetlen fedő kora
	helyzete	vastagsága	
Belecska-1	14,0-61,5	47,5	Q <sub>3</sub>
Diósberény-1A	60,8-141,6	80,8	Q <sub>2</sub>
Nagyszékely-1	50,2-117,7	67,5	Q <sub>2</sub>
Tolnanémedi-2	27,2-27,2	0,0	Q <sub>3</sub>
Udvari-1	33,8-75,9	42,1	Q <sub>2</sub>

Ahol a Tengelici Formáció hiányában a felsőpannóniai sorozat felett közvetlenül fiatalabb pleisztocén rétegek települnek, ott ez az elváltozási zóna lényegesen vastagabb (1. táblázat).

A sorból egyedül a Tolnanémedi-2 fúrás adata lóg ki. Itt talán az erőteljes folyóvízi erózió (Kapos) vitte el az elmállott zónát, de fúrástechnikai hibára is gyanakodhatunk. A pleisztocén összletből ugyanis csak törmelékanyag volt a magládákba kirakva, maganyagot nem hoztak felszínre (JÁMBOR Á. 1980).

A Tengelic-2 és az Udvari-2A fúrás rétegsorának közvetlenül a felsőpannóniai összlete feletti részét tekintve aligha célszerű itt megkerülni a felsőpliocén képződmények kérdését.

Mint már – RÓNAI A. (1981, 1982) nyomdokain járva – ismételtén javasoltam, a pliocén-pleisztocén határt a Kárpát-medencében a 2,4 millió éves időszintnél célszerű meghúzni, mert az e feletti üledékek lényegesen eltérnek az idősebbektől. Ez a szint a fentiek alapján a Közép-Dunántúlon a Tengelici Formáció talpával párhuzamosítható. A Dunántúlon a felsőpliocénben (a 2,4-3,4 millió év közötti időben) lepusztulás volt. Ide tartozó üledéket – néhány dűsfaunás villányi-hegységi hasadékitöltésen és a Görgeteg-1 fúrás 219,6-270,2 m közötti szakaszán (?) túl – még nem sikerült azonosítani a kutatóknak.

A Közép-Dunántúlon korábban sokszor idesorolt *Unio wetzleri*-s rétegek a Tihanyi Formáció felső részébe, s nem a felsőpannóniai legfelső részébe tartoznak. Így idősebbek a Toronyi Formációnál, annak fekjét alkotják.

Amennyiben illetékes fórumokon sikerülne megegyezni a pliocén-pleisztocén korhatár 2,4 millió évnél fiatalabb voltában, úgy a Tengelici Formáció egy része (vagy egésze?) valóban a felsőpliocénbe lenne átcusztatható, de ez nálunk gyakorlati szempontból sok felesleges zavart okozna a fiatal képződményekkel való munkálkodás során.

A két hegyhát, végig magvételes fúrás, a paksi pleisztocén alapszelvény (PÉCSI M. 1982) és a törökkoppányi rétegsor (CHIKÁN G., TOMKA GY. 1984) tanulságai alapján megállapíthatjuk: a pleisztocén összlet fosszilis talajszintjei hosszan – több tucat négyzetkilométeres területen, talán az egész száraz térszíni pleisztocénünkben – követhetők, abban jó litosztratigráfiai vezetősínteket alkotnak. Kétségtelen azonban, biztos párhuzamosításuk a pleisztocén összletben lévő, általában rejtett lepusztulások és a kifejlődés-változások miatt sokszor nem problémamentes, és jó korreláláshoz a fosszilis talajok rétegsoron belüli helyzetének figyelembe vételén túl kifejlődésüket, fekjük ősmaradványait, valamint közetani jellegét is ismételtén mérlegelni kell(ene). Egy-egy feltárásban látható fosszilis talaj szintet általában csak a fúrásokkal lépésről-lépésre haladó módszerrel lehet biztosan követni.

Állításaim bizonyítására mellékelem a diósberényi (MÁRSI I. 1997) és az udvari fúrás (KOLOSZÁR L. 1997) szelvényét (JÁMBOR Á. 1996) (2-3. ábra). Jól látható ezeken, hogy a PÉCSI M. (1975, 1982) féle részletes száraz térszíni pleisztocén tagolás viszonylag jól alkalmazható itt is, bár Paks – ahol ezek a szintek jól kidolgozottak – 25-30 km távolságban van innen. A két fúrás pleisztocén rétegsorának összehúzása fentről lefelé haladva a BA (Basaharc alsó) talajszint alatti lösz bázisáig szerintem vitathatatlan. A 10-12. sorszámú, az udvari szelvényből hiányzó, diósberényi homokréteg egyértelműen a 9. sorszámú udvari löszréteg alját helyettesíti.

A diósberényi fúrás pleisztocénjének ez alatti része jól láthatóan csonka, de úgy tűnik, minden meglévő két réteg közül

hiányzik az, amelyik az intraform lepusztulásnak könnyebbén áldozatul esett, azaz az eredetileg lazább lösz, agyagos löszbe település, vagyis a szelvény nem alulról csonka.

Ezen túlmenően azonban a diósberényi szelvényben lévő paksi lösz-összlethez tartozó egyes rétegek is jóval vékonyabbak, mint az udvari vagy a paksi szelvényben.

Az alsópleisztocén Tengelici Formáció a diósberényi rétegsorból egyértelműen hiányzik. Az itteni felsőpannóniai megsárgult zóna nagy vastagságából következtetve, valószínűleg eredetileg sem rakódott le.

A száraz térszíni lösz-összletek kiváló tagolhatósága sokáig aligha halasztható elvi geológiai feladatot – sok esetben azonban az építési gyakorlat számára is nélkülözhetetlen munka elvégzését – jelöl ki számunkra: A száraz térszíni pleisztocén területek egy majdani részletes földtani felvételezése során az egyes fosszilis talaj- és löszszinteket egymástól elkülönítve kell ábrázolni. Természetesen ez csak nagyszámú, kismélységű, de végig magveteles fúrás segítségével lehetséges.

Két új magfúrásunk rétegsora egyértelműen cáfolja ÁDÁM L. (1969) korábbi véleményét, miszerint „a Hegyhát lösze zömében az utolsó jégkorszakban képződött”. Tévedése azonban érthető és tanulságos. ÁDÁM L. egyéb lehetőség hiányában csak a felszíni feltárásokkal és a teljes szelvényrel mélyített, így érdemi rétegtani vizsgálatokra majdnem teljesen alkalmatlan vizkutató fúrásokkal dolgozhatott.

A terület feltárásainak túlnyomó többségében csak pár méter vastag lösz lehet látni. A fosszilis talajszintek túlnyomóan a holocén talajtakaró alatt rejtőzködnek, s ha itt-ott a mélyebb szurdok völgyekben egy-kettő meg is figyelhető azok közül, a lösz-összleteknek a mostani magfúrásokból élénk tárult részletes tagolódása nem rekonstruálható a felszíni feltárások bármely alapos feldolgozása során nyert mozaikdarabkákból.

A mozaikdarabok jó összeillesztését alapvetően befolyásolja a dombvidéki száraz térszíni pleisztocén összlet térszínének a glaciálisok-interglaciálisok váltakozása okozta dinamikus változásai. Ennek során a löszképződési szakaszok (glaciálisok) során kialakult még oly vastag lösztakarókat is elkezdik feldarabolni a talajképződési csapadékos időszakban a folyóvizek által kialakított hátravágódó völgyek. A lösz-paleotalaj-lösz-paleotalaj stb. felépítésű blokkok peremeiről azonban az összlet korábbi kiszáradása és a talajképződés során történő átnedvesedése miatt hatalmas darabok suvadnak le a völgyekbe, ahonnan az erózió aztán részben vagy egészben eltávolítja ezeket.

Könnyű belátni, hogy így a völgyek peremein elsősorban a legfiatalabb pleisztocén szelvény-részeket táródnak fel, s az idősebb rétegeket a blokkok peremén mindenképpen diszkordáns településű fiatalabb lösz, illetve fosszilis talaj rétegek ismételt elfedik. Ilyen területen még magfúrások segítségével sem könnyű (vagy nem is lehet) valós rétegsort összeállítani.

Említést érdemel a két új rétegsorunk kapcsán, hogy ezekből az ÁDÁM L. (1969) által említett középsőpleisztocén folyóvízi összlet teljes egészében hiányzik, annak ellenére, hogy a Hegyháttól Ny-ra a lösz-összletben (MIHÁLTZ I. 1953), továbbá a lösz alatti, többnyire vörös színű sorozatban is ismerjük (ERDÉLYI M. 1961–1962) ezt a kifejlődést. Ennek mibenlétét, települési helyzetét eddigi adataink alapján nem lehetett vizsgálat tárgyává tenni. A Hegyhát pleisztocén rétegsora kifejlődésének teljes megismerése végett még sokat kell a szakembereknek dolgozniuk.

Területünk kvarter rétegsorainak alsó részében a vörös agyagokkal kapcsolatban mindegyik kutató megemlítette a

„mészkorétegeket”. Egybehangzó véleményük szerint ezek az eredetileg mészgazdag péliték karbonátanyagának mediterrán éghajlat alatt végbemenő talajosodás során kioldott, a felszín alá szivárgott és a talaj cementációs zónájában történt kiválása eredményeként keletkeztek.

Általában csomós, porózus szövetűek, egyenetlen keménységűek, kriptokristályos kifejlődésűek. Előfordulnak azonban kimondottan szorosabb értelemben vett, párhuzamos felszínnek által harántolt réteg formájában is. Faunát ez ideig egyedül TELEGDY ROTH L. (in HORUSITZKY H. 1901) említett a kistormási vörösayag feltárásból (*Helix* sp. szárazföldi csiga maradványok egy mészkorétegben).

Tárgyalás szempontjából ide illik a két végig magveteles fúrás vizsgálata során a lösz-összletben gyakran található mészkonkréciók szintbeli helyzetéhez kötődő tulajdonságainak ismertetése. Az udvari fúrásban a lösz-összlet felső részéből (mende-basaharci-dunaujvárosi szakasz) előkerült konkréciók bányanedves állapotban kisebb keménységűek, a kéreg részük anyaga nem áttetsző, kriptokristályosak, fehér színűek, míg a paksi lösz-összletből előkerültek keményebbek, kérgük barnásszürke, aprókristályos, és kalcit erek áttetszőek. Megfigyelésünk rétegtani értékét a további vizsgálatok döntik majd el.

Ugyancsak eltér a fiatal lösz bányanedves és kiszáradt állapotban is az idősebb (paksi) löszöktől. Előbbiek nedvesen képlékenyebbek, kiszáradva porlóvá válnak, míg az idősebbek kevésbé képlékenyek, kiszáradva pedig megkeményednek.

### 3. Fejlődéstörténeti és tektonikai észrevételek

Területünknek az új fúrásokban is fogható két leglényegesebb fiatal fejlődéstörténeti momentuma egyrészt a felsőpannóniai összlet és a Tengelici Formáció lerakódása között lejátszódott kettős tektonikai esemény, másrészt a Tengelici Formáció és a lösz-összlet közötti – ugyancsak tektonikai mozgások hatására kialakult, valószínűleg regionális jellegű – diszkordancia létrejötte volt.

A felsőpannóniai üledékképződést valahol 3 millió évvel ezelőtt erőteljes törésszerű tektonika zárta le. A dunántúli terület ennek következtében differenciáltan kiemelkedett, és rajta erőteljes lepusztulás ment végbe.

Mintegy 2,4 millió évvel ezelőtt területünk egyes blokkjai süllyedni kezdtek, míg mások tovább emelkedtek. Előbbiek felett megkezdődött a Tengelici Formáció leülepedése, míg az utóbbiakon tovább folytatódott a lepusztulás.

Ezzel egy időben Bár, és talán Nagykarácsony mellett is (DÁVID GY. 1992) káliumgazdag bázisos vulkáni működés kezdődött, melynek piroklasztikumai területünkre is eljutottak, mert nyomai a T-2 és az U-2A fúrás szelvényében is fellelhetők voltak.

Megjegyzést érdemel, hogy a bagi tefraszintet (HORVÁTH E. 1992) egyik fúrásban sem sikerült megfellelnünk, bár tudatosan kerestük megjelenését a fiatal lösz-összletben.

Fejlődéstörténeti szempontból tanulságosak a Tengelici Formáció vastagságviszonyai. Ezek azt jelzik számunkra, hogy ahol a pleisztocén elején süllyedék alakult ki, ott ma is az van, s az egykor kiemelt területek ma is ilyen helyzetben vannak. A legvastagabb Tengelici Formációt a Tengelic-2 fúrás harántolta 55,7 m vastagságban. Az U-2A fúrásban vastagsága 44,6 m volt. A tőle nyugatabbra már a Hegyhát kiemelt Ny-i peremén települt Db-1, a Tolnanémedi-2 és a Belecska-1 fúrások szelvényéből hi-

Galacsinos lösz előfordulása  
a hegyháti lösz-összletben 2. táblázat

Fúrás	Mélységköze, m	Fedője
Diósberény-1A	11,90-12,30	sárga lösz
Udvari-2A	33,10-33,30	agyagos lösz
	35,17-35,37	vörösbarna erdei talaj
	36,30-36,50	barna erdei talaj
	72,10-72,70	sárgászöld erdei talaj
	80,00-80,20	barna erdei talaj

ányzik, míg az ismét mélyebb területre eső törökkoppányi szelvényben (CHIKÁN G., TOMKA GY. 1984) vastagsága ismét elérte a 23,5 m-t.

Mintegy egymillió évvel ezelőtt a Hegyháton újabb törésses tektonikai események zajlottak le, amelyek eredményeként területünkön a sülyedés általánossá vált, és így a löszösszlet már gyakorlatilag lefedte az egész Hegyhádot és tágabb környezetét.

Fúrásaink maganyagában megfigyelhetők az előbbi események nyomai. A lösz-összlet mindkét fúrásban gyakorlatilag tektonikai szempontból zavartalan volt, míg az U-2A szelvényében a Tengelici Formációban KOLOSZÁR L. (1997) 4-5 esetben talált a magot elmetező 30-50°-os csúszási síkokat.

Kizárólag pleisztocén fejlődéstörténeti eseménnyel függ össze a mindkét rétegsorunkban fellelhető galacsinos vagy pizoidos lösz rétegek (2. táblázat) megjelenése.

Jól látható, hogy mindegyik előfordulás egyértelműen a fosszilis talajokhoz kötődik. Az U-2A szelvényében mindegyik egy-egy talajszint alatt volt, míg a Db-1 szelvényében talált egyetlen előfordulás, MARS I. (1997) megfigyelése szerint, egy fosszilis talaj fedőjét alkotta.

Értelmezésem szerint a „galacsinos lösz” – azaz 2-10 mm átmérőjű, egykori záporpatakok által létrehozott „agyag”-kavicsokból keletkezett lösz – az eddig megfigyelteknél (KRIVÁN B. 1987, JÁMBOR Á. 1988) valószínűleg sokkal gyakrabban fordul elő lösz-összletekben, de jelenlétük a szöveti jelleg gyors szétesése miatt csak ritkán észlelhető. Nevezetesen olyankor, ha legalább kétféle, eltérő színű kőzet galacsinjai halmozódtak fel. Itt pontosan erről van szó. A fő talajképződés előtti illetve utáni időszak szélsőséges éghajlata kedvezett az ilyen záporüledékek kialakulásának.

#### 4. Geotechnikai észrevételek

A két löszös fúrás mélyítése közben különös, eddig még nem tapasztalt és valószínűleg mások által sem leírt jelenségeket volt módomban megfigyelni.

A lösz-összlet két fő közettípusa, a tulajdonképpeni lösz és a benne települő lényegesen agyagosabb, viszonylag vékony fosszilis talajok a duplafalú magcsőből való kiépítéskor teljesen eltérő módon viselkednek.

Az esetünkben 80-90 mm vastag lösz anyagú magokat

általában 0,5-1,3 m hosszú darabokban lehetett kiszedni a magcsőből. Állapotuk az idősebb pélites kőzetektől teljesen eltérő volt, kiválóan – miként valamilyen friss vastag-kolbász – hajlíthatók, akár spirálisba lerakhatók, s törés nélkül ismét egyenes tengelyű rúddá visszahajlíthatók voltak. Néhány órás, vagy egy-két napos száradás után a felszíni löszfeltárásokban látható közepes keménységű kőzettek változtak.

Ezt a különleges viselkedést valószínűleg a lösznek a többi pélites kőzetektől eltérő, vízzel szembeni viselkedése okozza. Fúrás közben ugyanis a mag körül felőrölt gyűrűstér törmelékanyagát az áramló öblítőiszap távolítja el.

Eközben a lösz az öblítőiszapból vizet vesz fel (ellentétben a bányanedves állapotú agyagos kőzetekkel), amely a túlnyomórészt nem agyagásvány, hanem kvarc, kalcit és földpát anyagú szemcsék körül viszonylag vastag, dipól szerkezetű vízhártyát alkot, amely a szemcsék elég jelentős mértékű, szakadás nélküli el- és visszamoszulását teszi lehetővé.

Feltételezhetnénk, hogy löszkőzeteink bányanedves állapotban – tehát az öblítővíz hozzájárulása nélkül – is rendelkeznek ezzel a tulajdonsággal. Ellentmond ennek a rétegsor löszszakaszainak harántolása közben tapasztalt kismértékű (napi 113 mm-es átmérőjű lyukban 15 m előrehaladásnál 150 l-es) öblítőiszap-vesztés. Ilyen pontoságú megfigyelést a fúrásnál kialakított zárt öblítőrendszer tett lehetővé.

A vízzel telített lösz plasztikus kolloid rendszereként való viselkedése alapján a lösz általánosan elterjedt függőleges oszlopok elválását a felszíni feltárásokban jelentős vízvesztésre vezethetjük vissza.

A jelenség az eddigiéknél jobban megmagyarázza a löszfalaknak a vízfelvétel következtében létrejövő drasztikus és az építmények szempontjából nagyon veszélyes állékonyság romlását. A löszfalakat meg kell védeni a gyors vízbeszívárgástól, mert ennek következtében átáznak és akkor a sűrű láváéhoz hasonló mozgásra képesek.

Lösz-összleteink második fő közettípusát az agyagásványokban viszonylag gazdag fosszilis talajok jelentik. Ezek a magcsőből való kiépítésnél fahasábokhoz hasonlóan merevek, plasztikus alakváltozásuk alig észlelhető. Az agyagos kőzetek fúrás közben – mivel bányanedves állapotúak – vizet nem képesek felvenni. A kiszáradásuk utáni átmedvesedés következtében azonban az olajjal megkent felületekhez hasonló csúszási síkok alakulnak ki bennük. Ezek elkerülése érdekében tehát a lösz-összletek kiszáradását és újramedvesedését kell növényzettel, talaj borítással, avarral való befedés segítségével megakadályozni.

#### 5. Köszönetnyilvánítás

Ezúton mondok köszönetet BALLA ZOLTÁNNAK és CHIKÁN GÉZÁNAK azért a lehetőségért, hogy a Diósberény-1A és az Udvari-2A fúrás maganyagát mélyítésük közben tekinthettem meg.

CORRELATION OF NEOGENE BEDS BY WELL-LOG CURVES  
IN THE TOLNA HEGYHÁT AND MÓRÁGY AREAS

PÁL MÜLLER, ÁGNES TÓTH MAKK and ERIKA JUHÁSZ

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

**Keywords:** Hungary, lacustrine sedimentation, Miocene, Pliocene, sedimentology, terrigenous sediments, stratigraphic units, Transdanubia

Detailed sedimentological study of the cores of exploration drilling as well as electrical well logs of 48 drinking wells, analysing and interpreting them in a sedimentological point of view resulted in a model for the pre-Quaternary deposits of the area. The main goal of this research was to define and characterize the more or less uniform sedimentological units which could serve as a reliable base for hydrogeological modelling and evaluation. These units, mainly sands and clayey silt strata, were then laterally traced and correlated. In the Diósberény and Udvari sections of the Pannonian sequence there are thick, continuous sand bodies, easily correlated by well logs. The uppermost sand body is overlain by a 50–70 m thick, fine-grained, lithologically very variable group of strata. Cores of Diósberény-1A borehole contained a typical Pannonian fossil in the fine-grained sediments, namely *Prosodacnomya*, proving the Pannonian, *i.e.* Upper Miocene age. This series is missing from the Regöly and Százrad wells. Probably it has been eroded during Pliocene or Early Pleistocene times. Red clays in the Udvari-2A borehole, are probably of Pliocene or Early Pleistocene in age. The Pannonian lies in contact with the weathered, disintegrated surface of the granite, forming permeable sandy deposits along the margins of the hilly region. These sand layers thin towards the basin, but some of them are traceable through a considerable distance ensuring a hydrogeological connection between the disintegrated crust of the granite and the basin fill.

## I. Introduction

Cores of exploration boreholes as well as electrical well logs from 48 drinking wells were analysed and interpreted from a sedimentological point of view. In this way a model was established for the pre-Quaternary deposits of the areas.

Logs of numerous wells in the area were digitized and correlated along sections. When correlating the individual layers through neighbouring wells beyond the grain-size-dependent physical parameters the characteristic cyclic patterns and major trends were also taken into consideration. The resistivity and gamma logs correlate the best with grain-size distribution the wells examined. The main



Figure 1. Location map showing the Diósberény and Udvari areas

1. ábra. Helyszínrajz a Diósberény és Udvari környéki fúrásokkal

goal of this research was to provide a reliable basis for hydrogeological modelling and evaluation. Units characterized by more or less uniform hydrogeological parameters were defined. These units, mainly sands and clayey silt strata, were laterally traced and correlated.

The Udvari and Diósberény sections are situated on the Tolna hilly area, close to each other. The third section, named Gr-4, is close to the Mórág granite outcrop, east of the Mecsek Mountains.

There is no detailed description of the Pannonian in the region studied. KLEB (1968, 1969) described the Pannonian of the neighbouring Mecsek Mountains, where essentially the same formations are present. Most of the Pannonian strata of the sections may be assigned to the Tihany Formation (JÁMBOR 1980, KÖRÖS-HÓDI 1983), although they are older than the formation stratotype (MÜLLER and MAGYAR 1992) by about 2 million years. There is another, predominantly clayey formation, not reached by the boreholes studied, but cropping out in the vicinity (clay pits of the brickyards Bátaszék and Mohács), which may be assigned to the Somló Formation (JÁMBOR 1980).

The occurrence of the Pliocene in the area is still a debated stratigraphical question. JUHÁSZ *et al.* (1996) studied a set of fully cored boreholes in southern Transdanubia (Tengelic-2, Paks-2, -3, Iharosberény-I, Tolnanémedi-2) in which the Pliocene was lacking. In the area studied, however, below the loess, the drinking wells cut red clays of presumed Pliocene age. These layers cannot be traced laterally by well logs or by descriptions of cuttings, because of their lithological variability caused by facies changes. One of the new cored boreholes (Udvari-2A) explored similar red and pink clayey layers, but their age still remains uncertain because of the high degree of oxidation and their terrestrial nature, which is unfavourable for the preservation of fossils.

## 2. The Diósberény section

Well logs of drinking wells Regöly-K10, Regöly-B7, Szárazd-B1, Diósberény-B3, Kalaznó-B1 as well as logs and cores of the exploratory core borehole Diósberény-1A were used to establish the section. In some cases descriptions of cuttings from drinking wells were used if better data were not available.

Elevations at the boreholes are between 102.3–202.5 m above sea level (Figures 1–2). Pannonian strata can easily be correlated using electric logs. Here a more or less 20 m thick sand layer occurs beneath the elevation of 75 m (Diósberény-1A) or 20 m (Kalaznó-B1). This layer is easily detectable between the boreholes Diósberény-1A and Kalaznó-B1, while toward Regöly there is a slight lithological variation. A slight undulation of the layer is expressed even in the surface morphology. Another 10 m thick sand bed appears at about sea level, which is parallel to the previous one. Toward Kalaznó this layer thickens at the expense of the overlying silty sand beds. In the boreholes Diósberény-1A, Diósberény-B3 and Kalaznó-B1 this sand body is overlain by a 50–70 m thick fine-grained layer. In borehole Diósberény-1A, at this level, a 12 m thick sand body was cut, which was not found in the neighboring boreholes. Cores of Diósberény-1A borehole contained a typical Pannonian fossil (*Prosodactomya*) at 88.6 m depth, proving that these fine-grained sediments are still Pannonian, *i.e.* Upper Miocene. This layer is missing from

the Regöly and Szárazd wells, where it was eroded during Pliocene or early Pleistocene times. The Pannonian is capped by Pleistocene sediments up to the surface.

## 3. The Udvari section

The section was compiled using data from the following drinking and exploratory boreholes: Udvari-K5, Udvari-K3, Udvari-K6, Udvari-2A (fully cored exploratory borehole), Udvari-K4, Sárszentlőrinc-K5, and Sárszentlőrinc-K7 (Figure 3, for location see Figure 1).

An approximately 20–30 m thick sand layer was detected beneath 70 m elevation (Udvari-K5, -K3, -K6) or 50 m (at Sárszentlőrinc-K5). It is easily correlated between the Udvari boreholes, slightly less so between Udvari and Sárszentlőrinc. At an elevation of 25 to 10 m there is a sand bed with a maximum thickness of 15 m, which is easily traceable by well logs. The lowest sand layer, detectable by logs, is situated at -5 to -15 m elevation. Between the sand layers there are silty sand and sandy silt strata with sandy intercalations. These are indicated with  $V_{20-50}$  and other symbols, where the lower index denotes the estimated sand content in percent. Over  $V_{70}$  (*i.e.* sand content is over 70%) the layer is denoted as sand. Below -15 m elevation we have few data. The Udvari-K6 and Sárszentlőrinc-B7 wells were deep enough to detect a sequence built up of 3 or 4 upwards coarsening sandy silt cycles, without clay beds.

The uppermost sand layer is missing from the Udvari-2A borehole, or is replaced by silt of low sand content. This layer is thinner than the main sand layer detected in the other boreholes. Since the section is obliquely orientated to the strike direction, and the Udvari-2A borehole is situated higher and further toward north than the rest of the drillings, it is possible that towards the north the sand is replaced by fine-grained Pannonian sediments. Engineering-geophysical probing made this assumption even more plausible.

The exposure at Alsópépuszta, on the remote bank of the Donát creek, has not been inserted into the section. It gives very little information on the lithology of the lower parts of the Pannonian section. At this outcrop and in the borehole Udvari-2A the elevation of the loess base is equal. At this elevation the Udvari drinking water wells contained "yellow silty clays", according to descriptions of cuttings, which may even be loess. Projecting the data of the Donát creek valley into the section, and correlating them with logged wells it seems to be clear that the thick Pannonian sandy layers here are capped with another, at least 70 m thick sequence of Pannonian age, which in some places was eroded in the Pliocene. On the basis of sedimentological features we consider this fine-grained sequence to be Pannonian.

In the absence of fossils, however, we put the top of Pannonian lower in the drinking wells. In this case we have to suppose a young fault, displacing the Pannonian sequence along the Donát creek valley. Some drilling profiles studied there, might answer this question, and two pairs of drillings illustrate this. In the case of boreholes Udvari-2A and Kölesd-B11 (Figure 4) the Pannonian sequence can easily be correlated. The thick sand layers can easily be identified through these boreholes, although reliability changes depending on the levels. Also in the case of wells Varsád-K2 and Varsád-K3, situated on the

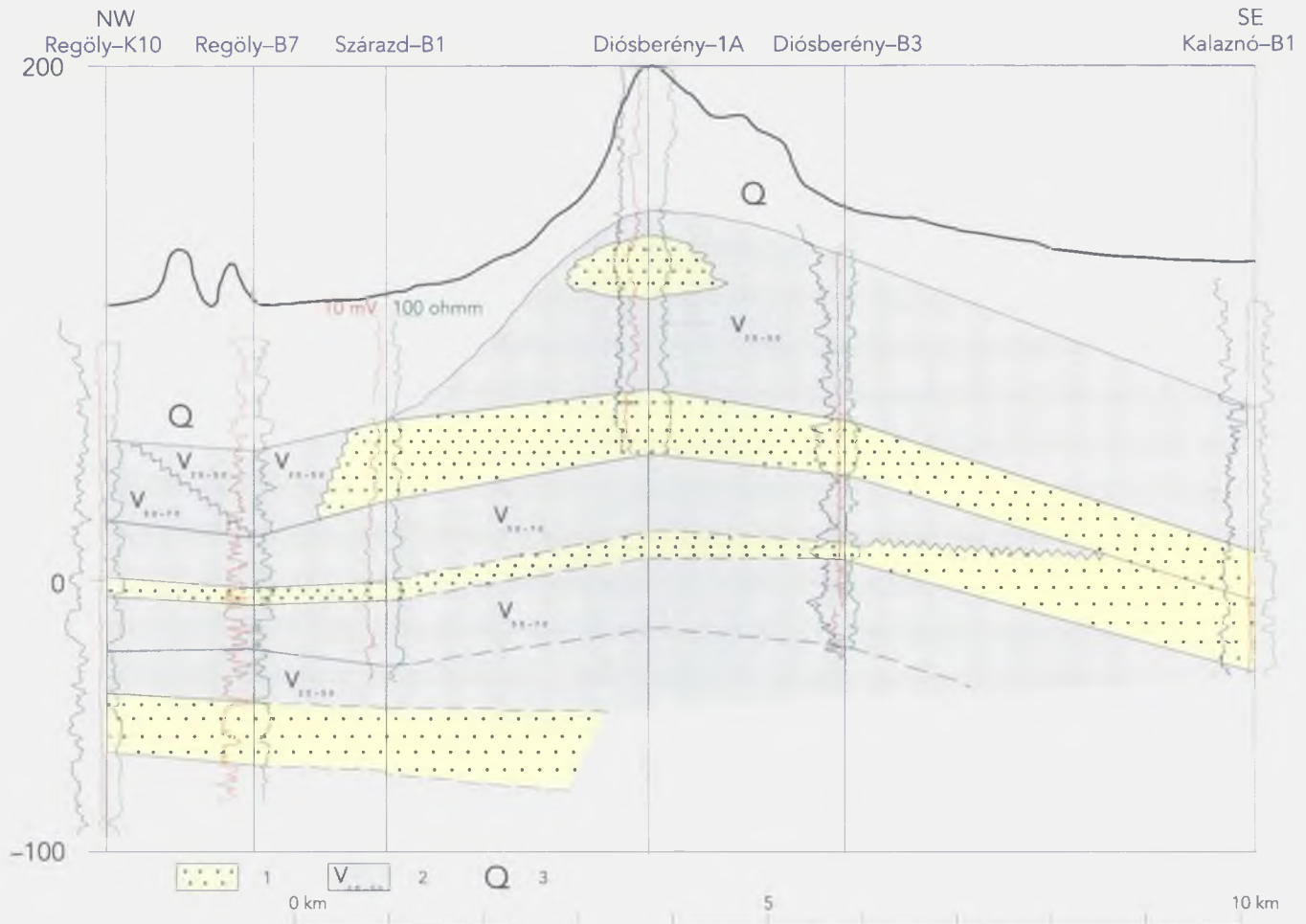


Figure 2. Geological section across Diósberény boreholes

1 – sand, silt and clay content below 30%, 2 – finer grained beds containing variable amount of sand:  $V_{50-70}$  – sand content between 50 and 70%,  $V_{20-50}$  – sand content between 20 and 50%,  $V_{<20}$  – sand content below 20%, 3 – Q Quaternary beds, Q+PI Quaternary and Pliocene beds

#### 2. ábra. Földtani szelvény a Diósberény környéki fúrásokon keresztül

1 – homok, melynek közetliszt- és agyagtartalma 30% alatti, 2 – finomabb szemcsés rétegek változó homoktartalommal:  $V_{50-70}$  – homok tartalom 50 és 70% között,  $V_{20-50}$  – homok tartalom 20 és 50% között,  $V_{<20}$  – homoktartalom 20% alatt, 3 – Q negyedidőszaki rétegek, Q+PI negyedidőszaki és pliocén rétegek

opposite sides of the Donát creek, the correlation of the Pannonian strata is unambiguous. These dip slightly towards the Southeast (Figure 5). In the case of the younger layers, however, the correlation is unclear.

#### 4. Sections at Üveghuta

At this site the task was to shed light on the hydrogeological relationships between the granite body and the Pannonian cover. From the compiled sections, Gr-4 best illustrates the situation (Figures 6-7). The surface of the granite body dips constantly towards the east. The Pannonian is exposed along the bank of Lajvér creek and at Várdomb village. A 20-50 m thick Pannonian sequence covering the granite is included in the section.

The Quaternary capping the granite is represented by

terrestrial clays and loess, while on the plains it takes the form of alluvial deposits. The upper part of the Pannonian is eroded in a part of the section between Várdomb and Sárpilis. The granite is covered by sand-size-disintegrated rock debris with a thickness of maximum of 20 m (wells An-V2 and S-143). This intercalates with the Pannonian, representing the thickest, probably continuous, sand body within the section. Some of the sand bodies form small lenses, which decrease in frequency towards the plain.

The Pannonian contact with the weathered, disintegrated surface of the granite takes the form of permeable sandy deposits along the margins of the hilly region. These sand layers thin towards the basin, but some of them are traceable over a considerable distance, ensuring a hydrogeological connection between the disintegrated crust on the granite and the basin filling.

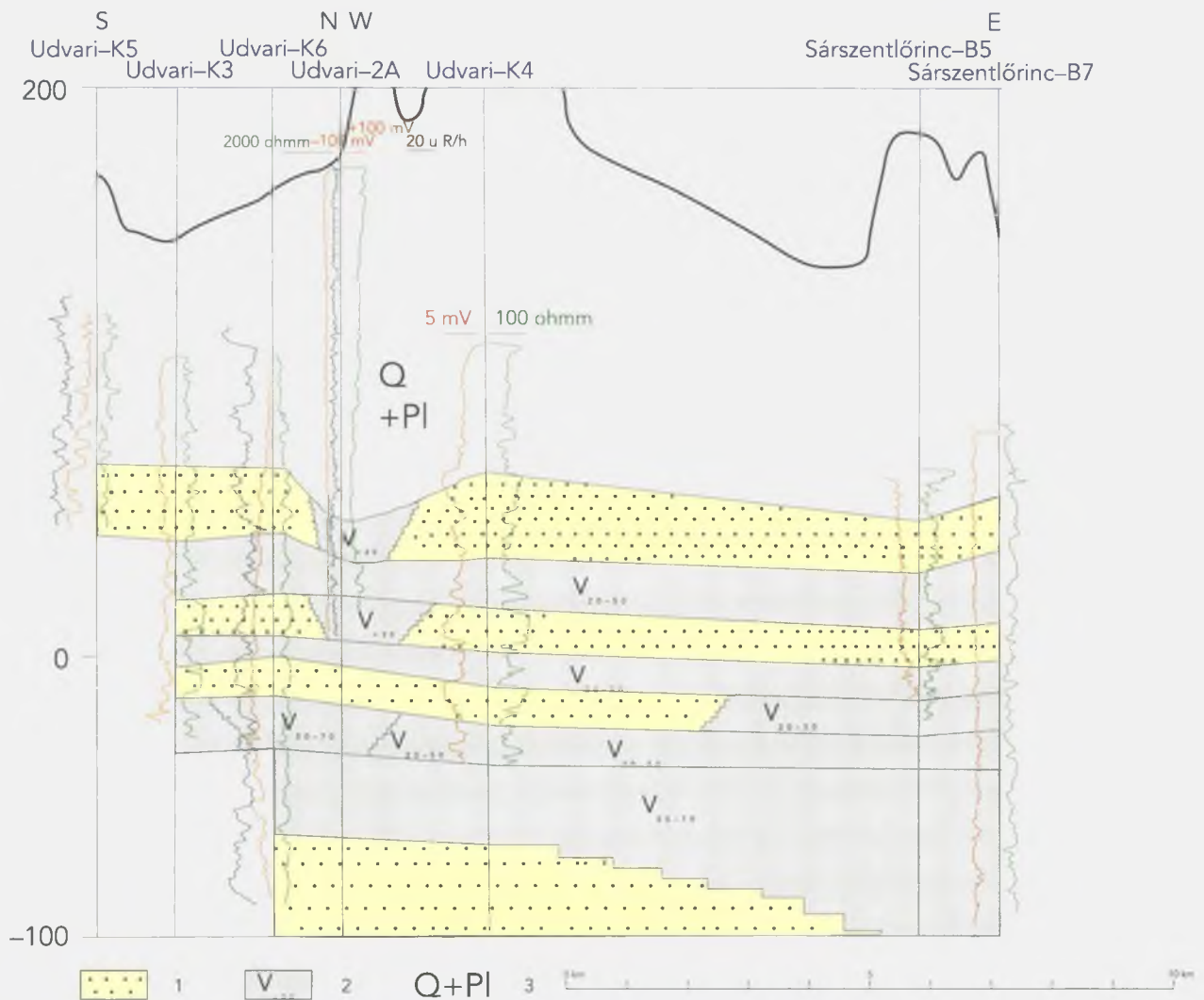


Figure 3. Geological section across Udvari, compiled using well logs and cores

For captions, see Figure 2

### 3. ábra. Földtani szelvény az Udvari környéki fúrásokon keresztül

Jelmagyarázat a 2. ábrán

## 5. Summary

Analysis of the cores of boreholes Diósberény-1A and Udvari-2A as well as that of the logs of drinking wells considerably increased the geological information about the region. Within the Pannonian sequence there are thick, continuous sand bodies (up to 30 m) which have a great importance from the hydrogeological point of view. The fine-grained sequence above the thick sand was dated as Pannonian with the help of the newly cored boreholes. The thickness of the fine-grained Pannonian is up to 70 m. The age of this sequence is proved by a typical Pannonian bivalve (*Prosodacnomya*) which occurred at 88.6 m of the drilling Diósberény-1A. This fine-grained sequence is lack-

ing in some parts of the section, as at Regöly or Százard (Figure 2).

Most of the Pannonian strata included in the sections belong to the Tihany Formation (JÁMBOR 1980, KÖRPÁS-HÓDI 1983), although it is younger by about 2 million years than the stratotype section (MÜLLER and MAGYAR 1992). Another, predominantly clayey formation (not reached in the boreholes studied), cropping out in the vicinity (clay pits of the brickyards Bátaszék and Mohács), may be assigned to the Somló Formation (JÁMBOR 1980). The time discrepancy between the stratotype and the occurrence in the area studied is about the same as in the case of the Tihany Formation.





Figure 4. Correlation of Pannonian and younger beds between Udvari-K4 and Kölesd-B11 wells using well logs

For location, see Figure 1

4. ábra. A pannóniai és fiatalabb rétegek korrelációja a karotázsgörbék segítségével az Udvari-K4 és Kölesd-B11 fúrások között

Helyszínrajz az 1. ábrán

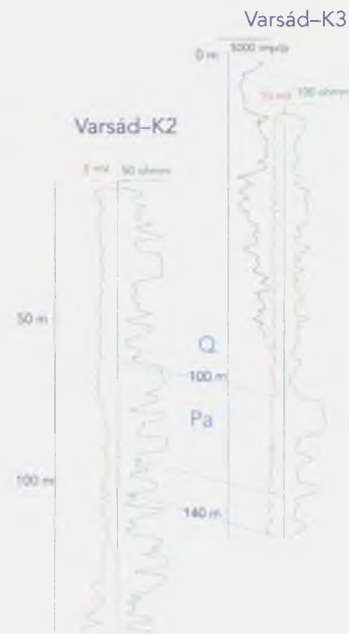


Figure 5. Correlation of Pannonian beds between Varsád-K2 and Varsád-K3 wells using well logs

For location, see Figure 1

5. ábra. A pannóniai rétegek korrelációja a karotázsgörbék segítségével a Varsád-K2 és Varsád-K3 fúrások között

Helyszínrajz az 1. ábrán

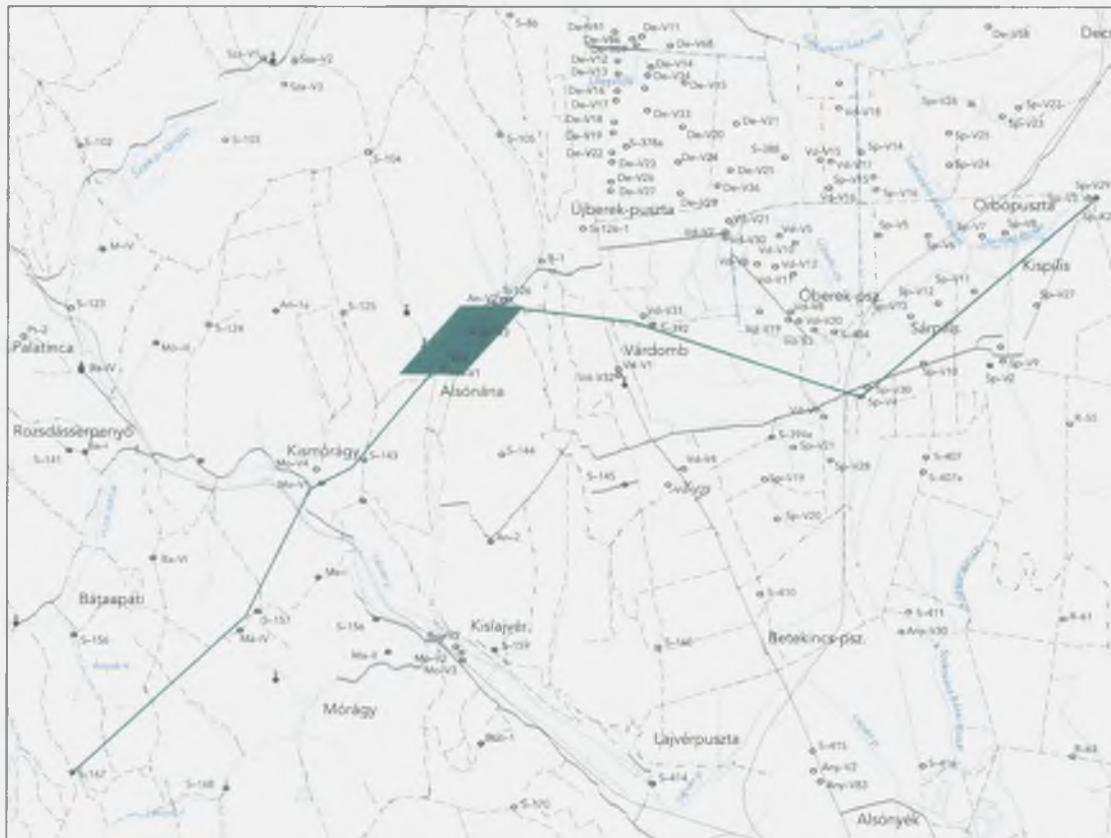


Figure 6. Location map showing boreholes along section Gr-4 at Üveghuta area

6. ábra. Az üveghutai terület Gr-4 szelvényén feltüntetett fúrások helyszínrajza

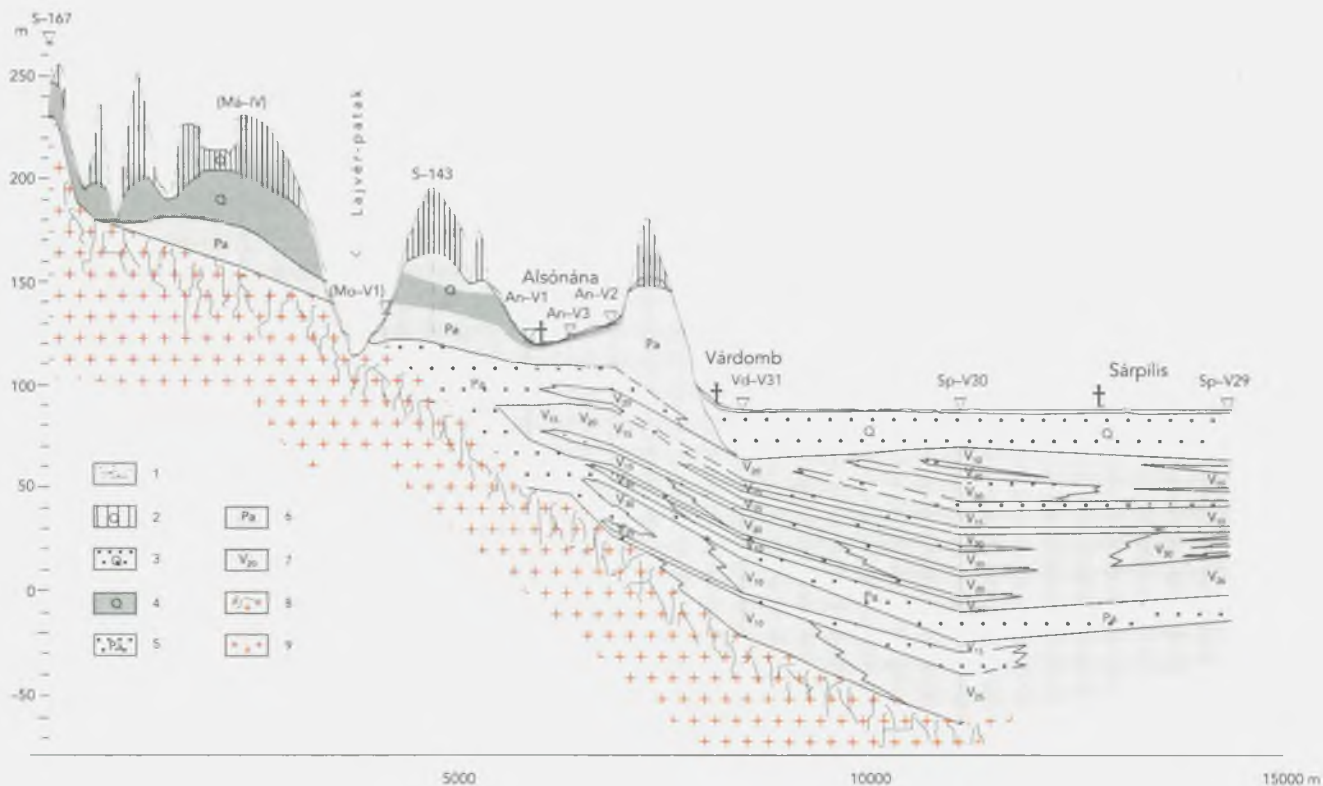


Figure 7. Geological section Gr-4 at Üveghuta area

1 – Quaternary clayey silt with rock debris (talus), 2 – Quaternary loess, 3 – Quaternary fluvial sand, pebbly sand, 4 – Quaternary terrestrial clay, 5 – Pannonian sand, 6 – Pannonian silty clay, clay, sandy silt, 7 – Pannonian silty clay, silt, sandy silt with various percent of sand marked by the number beside letter "V", 8 – weathered and disintegrated granite, 9 – granite

7. ábra. Az üveghutai terület Gr-4 földtani szelvénye

1 – negyedidőszaki agyagos kőzetliszt közettörmelékkal (lejtőüledék), 2 – lösz, 3 – negyedidőszaki folyóvízi homok, kavicsos homok, 4 – negyedidőszaki szárazföldi agyag, 6 – pannóniai homok, 7 – pannóniai kőzetlisztes agyag, agyag, homokos kőzetliszt, 7 – pannóniai kőzetlisztes agyag, kőzetliszt, homokos kőzetliszt változó mennyiségű homoktartalommal, amit a V betű melletti százalék-szám mutat, 8 – mállott-aprózódott gránit, 9 – gránit

Red clays, exposed by the Udvari-2A borehole (between 81.6–128.8 m) was little known from the area (for additional information see more KOLOSZÁR 1997). Its presence here has a great importance for the hydrogeological modelling as well as for the reconstruction of the Pliocene and Quaternary events of theregion. Due to the debatble

position of the Pliocene-Pleistocene boundary, it can be either Pliocene - Early Pleistocene (Jámbor 1997) or Pliocene (Schweitzer, pres. comm. 1996) in age. The recognition of this unit is of major scientific importance. Its age, however, is still a matter of debate.

References

- JÁMBOR, Á., 1980: A Dunántúli Középhegység pannóniai képződményei (in Hungarian: Pannonian of the Transdanubian Central Mountains). – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 62, 259 p.
- JÁMBOR, Á., 1997: Some problems of the Late Cenozoic stratigraphy and history of Middle Transdanubia (A Közép-Dunántúl fiatal kainozoos rétegtanának és fejlődéstörténetének néhány kérdése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- JUHÁSZ, E., FARKAS-BULLA, J., HÁMOR, T., MÜLLER, P., RICKETTS, B., SÜTŐ-SZENTAI, M., and TÓTH-MAKK, Á., 1996: High resolution sedimentological and subsidence analysis of the Late Neogene, Pannonian Basin, Hungary. – Acta Geologica Hungarica 39 (2), pp. 129–152 (in press).
- KLEB, B., 1968: A Mecsek déli előtere pannóniai képződményeinek üledékföldtani vizsgálata (Sedimentologische Untersuchungen der pannonischen Ablagerungen im südlichen Vorlande des Mecsekgebirges). – Földtani Közlöny 48 (3–4), pp. 335–359.
- KLEB, B., 1969: A mecseki pannon földtana (Geologie des Pannons im Mecsek). – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 53, pp. 751–943.
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KORPÁS-HÓDI, M., 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratógráfiai vizsgálata (in Hungarian: Palaeoecology and Biostratigraphy of the Pannonian mollusca fauna in the northern foreland of the Transdanubian Central Range). – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 66, 141 p.
- MÜLLER, P., and MAGYAR, I., 1992: A Prosodacnomyak rétegtani jelentősége a Kőtcse környéki pannóniai s. l. üledékekben (in Hungarian: Stratigraphic significance of the Upper Miocene lacustrine cardiid Prosodacnomya, Kőtcse section, Pannonian basin, Hungary). – Földtani Közlöny 122 (1), pp. 1–38.

## NEOGÉN RÉTEGEK PÁRHUZAMOSÍTÁSA KAROTÁZSGÖRBÉK SEGÍTSÉGÉVEL A TOLNAI HEGYHÁTON ÉS MÓRÁGY KÖRNYÉKÉN

MÜLLER PÁL, TÓTHNÉ MAKK ÁGNES, JUHÁSZ ERIKA

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

Magminták részletes szedimentológiai felvételezése, valamint 48 fúrás karotázsadatainak szedimentológiai értékelése alapján a terület negyedidőszakjánál idősebb képződményeinek földtani felépítéséről alkottunk véleményt. Munkánk során a vízföldtanilag egységesen kezelhető, homokos ill. finomszemcsés rétegeket azonosítottuk és korreláltuk. A diósberényi és udvari szelvényeknél a pannóniai homoksíntek karotázsgörbék segítségével jól összeköthetők. Felettük 50–70 m vastag finomszemcsés rétegek települnek, melyeket a *Prosodacnomya* faj alapján a pannóniaiba sorolunk. Ez az összlet a pliocénben vagy a pleisztocén elején részben lepusztult (pl. Regöly, Szárazd környékén). Az Udvari-2A magfúrás több mint 40 m vastag, feltehetően pliocén vagy pliocén-alsópleisztocén korú vörösayagos összletet tárt fel. A Mórággyi Gránit mállott, töredezett felszínére a dombvidék peremén a pannóniai rétegsor jó vízvezető, homokos rétegekkel települ. A homokrétegek többsége a medence irányában vékonyodik. Néhány réteg azonban jelentős távolságon követhető, s így vízföldtani kapcsolatot teremt a gránit mállott burka és a medenceüledékek között.

### 1. Bevezetés

A kutatás keretében lemélyült fúrások magmintáinak részletes felvételezését, valamint összesen 48 fúrás karotázsadatainak együttes szedimentológiai szempontú értékelését végeztük el, s mindezek alapján a terület negyedidőszakjánál idősebb képződményeinek földtani felépítéséről alkottunk véleményt.

A területen fellelhető, nagy számú vízkutató fúrás karotázsszelvényeit digitalizáltuk, majd kijelölt szelvények mentén korreláltuk egymással. A fúrások rétegeinek azonosításakor nem csupán a rétegek szemcsenagysággal összefüggő fizikai jellegeit, hanem a jellemző változási tendenciákat és a jellegzetes ismétlődéseket is mérvadónak tekintettük. A víztermelő fúrások karotázsgörbéinek vizsgálatánál tapasztalataink szerint elsősorban az ellenállás és a természetes gamma-görbe korrelál jól a szemcseeloszlással. Mivel munkánk fő szempontja a hidrogeológiai modellezés és értelmezés segítése volt, ezért a szelvények szerkesztésénél a vízföldtanilag egységesen kezelhető, homokos, illetve kőzetlisztes és agyagos rétegeket azonosítottuk, amelyeket aztán laterálisan korreláltunk egymással. A szelvények közül a diósberényi és az udvari szelvény egymáshoz közel, a tolnai Hegyhát területére esik, míg a harmadik a mórággyi gránitkibúvás területén, a Mecsektől K-re található.

A terület pannóniai rétegeiről átfogó jellemzés nem jelent meg. KLEB B. (1968, 1969) írta le a közeli Mecsek környékén az itt található kőzetek képződményeket. A szelvényeinken ábrázolt pannóniai rétegsor legnagyobb része a JÁMBOR Á. (1980, lásd még KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1983) által javasolt Tihanyi Formációba sorolható, bár kora mintegy 2 millió évvel fiatalabb, mint a formáció sztratotípusa (MÜLLER P., MAGYAR I. 1992). A vízkutató fúrások által már fel nem tárt, de a terület egyes mélyfúrásai, valamint felszíni feltárásokból (Bátaszék és Mohács) ismert finomszemcsés rétegek viszont a szintén JÁMBOR Á. (1980) leírta Somlói Formáció részének tekintendők.

Külön kell még megemlítenünk a terület földtanának

egy régóta vitatott kérdését: van-e, és ha van, milyen vastagságú és elterjedésű a pliocén összlet a területen. A JUHÁSZ E. et al. (1996) által vizsgált dél-dunántúli fúrásokból (Tengelic-2, Paks-2, -3, Iharosberény-I, Tolnanémedi-2) a pliocén hiányzott, ellenben a Duna-Tisza közén általános elterjedésének bizonyult. Az általunk vizsgált területen a vízkutató fúrások a fiatal rétegeket rendre harántolták, és sok fúrásban a lösz alatt vörösayagos rétegeket találtak, melyeknek kora feltehetően, de nem bizonyítottan pliocén. A fiatal képződmények fácies-okokra visszavezethető nagyfokú változékonysága miatt azonban ezek a rétegek egymással se leírás, se karotázs alapján nagyobb területen nem korrelálhatók a jelenlegi feltártsági viszonyok között. Az újonnan mélyült magfúrások közül az Udvari-2A-ban található ilyen rétegek, de a nagyfokú oxidáltság és az eredeti képződési körülmények miatt korhatározásra alkalmas ősmaradványok nem várhatók.

### 2. A diósberényi szelvény

A szelvény elkészítéséhez a Regöly-K10, Regöly-B7, Szárazd-B1, Diósberény-B3, Kalaznó-B1 vízkutató fúrás karotázsszelvényét, valamint a Diósberény-1A új magfúrás rétegsorát és karotázsszelvényét használtuk fel. Figyelembe vettük a vízkutató fúrások furadékminta-leírásait is, ahol ezeknél pontosabb adatokkal nem rendelkezünk.

A fúrások tszf. 102,3 és 202,5 m helyzetűek (1-2. ábra). Korábbi vizsgálataink alapján úgy találtuk, hogy a karotázsgörbék segítségével a biztosan pannóniaiba sorolható összlet jól korrelálható. Jelen szelvényünkben (2. ábra) ez a jó korreláció a Diósberény-1A, Diósberény-B3 és a Kalaznó-B1 fúrások között tszf. 75 és tsza. 25 m között látható. A szelvény mentén tszf. 75 (Diósberény-1A) és tsza. 20 m (Kalaznó) alatt átlagosan 20 m vastagságú homokréteget találunk, amely Diósberény és Kalaznó között kitűnően, Diósberény és a Regöly-K10 között litológiai változással jól nyomon követhető, sőt a rétegek enyhe

domborulatát a felszín is követi. A mélység felé haladva vastagabb homokrétég (max. 10 m) jelenik meg kb. 0 m (tsz.) magasságban, mely az előző, vastagabb homokrétéggel párhuzamos lefutású (Kalaznó irányába ez a homokos réteg a felette települő aleuritos homokrétég rovására ki-vastagszik). A Diósberény-1A, Diósberény-B3 és a Kalaznó-1 fúrásokban a homok felett 50–70 m vastagságban finomabb szemcsés üledékeket találunk, a Diósberény-1A fúrásban ebben a szintben egy 12 m-es, minden irányban kiékelődő homoktest is mutatkozik. A magfúrás 88,6 m-éből típusos pannóniai ősmaradvány (*Prosodacnomya*) került elő, így ezeket a finomszemcsés rétegeket is a pannóniaiba soroljuk. Ez a finomszemcsés sorozat a regölyi és a szárazdi fúrásokból hiányzik, a pliocén kori vagy pleisztocén eleji lepusztulás áldozata lett. A pannóniai felett a felszínig pleisztocén üledékeket találunk.

### 3. Az udvari szelvény

A szelvény elkészítéséhez az alábbi fúrásokat vettük figyelembe: Udvari-K5, Udvari-K3, Udvari-K6, Udvari-2A (új magfúrás), Udvari-K4, Sárszentlőrinc-K5 és Sárszentlőrinc-K7 (3. ábra, helyszínrajz az 1. ábrán).

A szelvényben tszf. 70 (Udvari-K5, -K3, -K6) ill. 50 m (Sárszentlőrinc-K5) alatt átlagosan 20–25, max. 30 m vastag homokrétég települ, amely az udvari fúrásokban jól, Udvari és Sárszentlőrinc között rosszabbul köthető össze. Alatta, tszf. 25 és 10 m között található egy max. 15 m vastag homokrétég, amely a felső, általában három osztatú homokréténél is biztosabban köthető össze a karotázs alapján. A szelvényben tsza. 5 és 15 m között települ a legalsó, karotázs alapján összeköthető homokrétég. A homokrétégek között homokbetelepülési aleuritos homok – homokos aleurit rétegek vannak, amelyeket kifejezetten vízföldtani kiértékelésre való tekintettel  $V_{20-50}$  és  $V_{50-70}$  jelöléssel láttunk el, ahol az alsó index-számok a homoktartalmat jelentik.  $V_{70}$  (= 70% homoktartalom) felett a réteget homoknak tekintettük. Tsza. 15 m alatt kevés adatunk van, csak az Udvari-K6 és a Sárszentlőrinc-B7 hatol le mélyebbre a 7 fúrás közül. Általánosságban megállapíthatjuk, hogy az itt kijelölt, karotázssal azonosítható szakaszok olyan, alulról felfelé durvuló homokos aleurit – homok rétegeket foglalnak magukba, melyek 3–4 kisebb ciklust tartalmaznak, kevés agyagrétéggel.

A legfelső homokrétég az Udvari-2A fúrásban nem jelentkezik, illetve alacsony homoktartalmú aleurit települ helyette, az is a homoknál csekélyebb vastagságban. Mivel a szelvényirány nem egyezik meg a csapásiránnyal, és az Udvari-2A fúrás jelentősen északabbra esik a többi udvari fúráshoz képest, valamint magasabb térszíni helyzetű, lehetséges, sőt a mérnökgeofizikai szondázás alapján valószínű, hogy észak felé haladva a homokot finomszemcsés pannóniai korú üledékek helyettesítik.

Nem vetítettük be szelvényünkbe a Donát-patak túloldalán, Alsópépusztánál lévő feltárás adatát, mivel a koron kívül a pannóniaira vonatkozóan a mélyebb rétegekről kevés litológiai tájékoztatást ad. A feltárásban megismert lösz bázisa kb. azonos tszf. magasságban van az Udvari-2A fúrásból leírt lösszel. Az udvari vízkutató fúrásokban ebben a tszf. magasságban sárga színű iszapos agyag található, ami – furadék-leírásról lévén szó – akár lösz is lehet. Tekintetbe véve az alsópépusztai feltárásokat (a Donát-patak völgyében ezen kívül még legalább egy,

pannóniai is elérő feltárás van), és azokat a szelvényekbe vetítve a következőket mondhatjuk: az új diósberényi és udvari magfúrások bizonyították, hogy ezen a területen a pannóniai vastag homokos rétegek felett még akár 70 m finomabb szemcsés, kisebb vastagságú homokbetelepülési, pannóniaiba sorolható összlet is található, amely néhol a pliocén korszakban erodálódott. Ezért a felszíni feltárás alapján – mindaddig, amíg későbbi vizsgálatok a pleisztocén ilyen magasságban egyértelműen bizonyítani nem tudják –, ezeket a finomszemcsés üledékeket pannóniainak tekintjük.

A kérdés másik megközelítése, hogy az előbb említett finomabb szemcsés rétegeket nem a pannóniaiba soroljuk. Ez esetben azonban a vízkutató fúrásokban a pannóniai tető a tengerszinthez képest olyan mélyre kerül, hogy a pannóniai tetőszint hihető megrajzolásához a területen a Donát-patak völgyében fiatal, pannóniai elvető tektonikai vonalat kellene feltételezni. A területen ezért olyan fúrási rétegsorokat kerestünk, amelyek ennek a kérdésnek eldöntését lehetővé teszik. Két ilyen fúrás párt választottunk ki. A Donát-patak völgyét keresztező, az Udvari-K4 és Kölesd-B11 fúrásokat összekötő szelvényben (4. ábra) a fiatalabb rétegek korrelációja jó, a pannóniai vastagabb homokszintek összekötése is megfelelő, bár nem minden rétegnél tökéletes. A Donát-patak völgyét szintén keresztező Varsád-K2 és Varsád-K3 fúrások összeköthetősége a pannóniai rétegek esetében kitűnő, és ezek enyhe dőlését mutatja DK-i irányba (5. ábra), a fiatalabb rétegeknél viszont kérdéses a korreláció. Ezek a tények azt bizonyítják, hogy a Donát-patak völgyében fiatal, pannóniai rétegeket is elvető jelentősebb tektonikai vonal nincs.

### 4. Az üveghutai szelvények

Az üveghutai körzetben feladatunk a gránitot minden oldalról körülvevő pannóniai üledékek és a gránit vízföldtani kapcsolatának tisztázása volt. Az elkészült 4 szelvény közül a Gr-4 jelűt (6–7. ábra) választottuk ki a terület földtani felépítésének bemutatására. A gránitfelszín itt Ny-ról K felé egyenletesen süllyed. Felette 20–50 m vastag pannóniai is feltűntetünk, mivel a Lajvér-patak völgyében és Várdomb határában pannóniai üledékek vannak a gránit felszínén.

A negyedidőszaki képződményeket a gránit felett teresztikus agyag és lösz, a síksági részeken pedig allúvium képviseli. A várdomb-sárpilisi szelvényt szakaszon a pannóniai felső rétegeinek erózióját mutattuk ki.

A pannóniai jelentős része finomszemcsés kifejlődésű (kis homoktartalmú agyagos aleurit), K-i, DK-i dőlésű. A gránit felett az An-V2 és az S-143 fúrások közötti területen a gránit murvásodott, homokszerű változata települ max. 20 m vastagságban. Ez érintkezik a pannóniaiban K-en megismert homokrétégekkel, és a szelvényben található legnagyobb vastagságú, valószínűleg összefüggő homoktestet adja. A homokrétégek egy része a dőlés irányában, tehát a gránittal való érintkezés vonalától távolodva kiékelődik. A homoktestek egy része lencsékét alkot, melyek gyakorisága a gránittól távolodva csökken.

A gránit mállott, töredezett felszínére tehát a dombvidék peremén a pannóniai jó vízvezető, homokos rétegekkel települ. A homokrétégek többsége a medence irányában vékonyodik. Néhány réteg azonban jelentős távolságon követhető, s így vízföldtani kapcsolatot teremt a gránit mállott burka és a medenceüledékek között.

## 5. Összefoglalás

Megállapíthatjuk, hogy mind a magfúrások (különösen a Diósberény-1A és az Udvari-2A), mind pedig a teljesszelvényű (vízkutató) fúrások karotázsszelvényeinek elemzése jelentős új földtani eredményeket hozott. A pannóniai rétegek olyan vastag, esetenként akár a 30 m-t is elérő homoktesteket tartalmaznak, melyek a területen a karotázsszelvények segítségével megbízhatóan összeköthetők. Különösen az új magfúrások segítségével lehetett kimutatni, hogy a korábban biztosan pannóniainak tekintett és a terület nagy részén általános elterjedésű, legfelső, vastag homokréteg fölött települő, akár 70 m vastag finomszemcsés rétegeket is még a pannóniaiba kell sorolnunk. Ezt bizonyítja a Diósberény-1A fúrás 88,6 m-éből előkerült típusos pannóniai ősmaradvány (*Prosodacnomya*). Ezek a finomszemcsés rétegek egyes szelvényszakaszokon, pl. Regöly és Szárazd környékén erózió miatt hiányozhatnak (2. ábra).

A pannóniai rétegsor legnagyobb része a JÁMBOR Á. (1980, lásd még KORPÁSNÉ HÓDI M. 1983) által javasolt Tihanyi Formációba sorolható, bár mintegy 2 millió évvel fiatalabb a sztratotípusnál (MÜLLER P., MAGYAR I. 1992). A szelvények által már el nem ért mélységben feltételezhető agyagos sorozat viszont a szintén JÁMBOR Á. (1980) leírta Somlói Formáció részének tekintendő, bár a különbség itt is hasonló nagyságrendű, mint a Tihanyi Formáció esetében.

Az Udvari-2A fúrásban feltárt vastag (81,6–128,8 m), vörösayagos összlet (KOLOSZÁR L. 1997) a területen ez idáig kevésbé volt ismert. Előfordulása a fúrásban fontos tényezőt jelent a vízföldtani modellek, valamint a terület pliocén–negyedidőszaki története számára. Ez az összlet a pliocén–pleisztocén korhatár vitatott volta miatt pliocén–alsópleisztocén (JÁMBOR Á. 1997) vagy pliocén korú (SCHWEITZER F., szóbeli közlés) egyaránt lehet. Felismerése tudományos szempontból is érdekes, bár korbesorolása biztos adatok hiányában még eldöntetlen.



## NEOGENE TECTONICS OF THE MEZŐFÖLD

ANTONINA DUDKO

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

**Key words:** basins, compression, earthquakes, Hungary, Miocene, neotectonics, strike-slip faults, structures, tectonics, Transdanubia

The pre-Cenozoic basement of the Mezőföld region consists of five tectonic units, namely, the Bakony, Buda, Igal, Tolna and Mecsek units. The Udvari-Diósberény area belongs to the Tolna unit with the Tamási line on its northern, and the Middle Hungarian line on its southern boundary. In reflection seismic sections, two compression stages are identified, one of them being Badenian, the other, Early Pannonian in age. Faults along the boundaries of the central depression were rejuvenated after Pannonian, as can be seen from flower structures connected with sinistral strike-slip movements across the Pannonian sediments. Most of the Miocene faults have been rejuvenated, the reactivating of the Middle Hungarian line is, however, only observable at Paks, ending to the west of it. In the Udvari-Diósberény area, a small Miocene basin has been revealed, its boundary faults being free of post-Pannonian displacements. Earthquakes reflecting Quaternary activity are related to faults. The appearance of those faults on the surface is not always apparent.

### 1. Introduction

Regional tectonic analysis covered the Middle Transdanubia north and Northwest of the Udvari-Diósberény area, as well as the Paks area to the east of it. For the Middle Transdanubia, an initial interpretation of gravity and magnetic maps together with a few reflection seismic sections (BALLA *et al.* 1987), was followed by the study of a reflection seismic network (DÁVID 1992, 1993, 1995), which resulted in a comprehensive picture for the area. Data from the Paks area were processed several times (BALLA 1988, 1994, 1995, HORVÁTH *et al.* 1990, 1993, SZABÓ-KILÉNYI 1994). One single seismic profile (DÁVID 1993) only runs across the Udvari-Diósberény area to connect two other areas, but there are gravity and magnetic maps (printed by KOVÁCSVÖLGYI from the national computer database, ELGI 1995a-b) available for the whole of the region. Based on these materials, an attempt is made to outline the Neogene structure of the region, and the faults in the Pannonian sediments, in this way allowing an assessment of the Udvari-Diósberény area.

### 2. Tectonic overview

The task is to assess suitability for near-surface disposal of radioactive waste (BALLA 1997b), hence, first of all the recent tectonics should be taken into account. Thus, mainly Oligocene through Early Miocene and Neogene structures will be discussed. Firstly existing knowledge derived from the literature will be reviewed.

#### 2.1. Oligocene through Early Miocene structures

In the basement geological and tectonic map of Hungary (FÜLÖP and DANK 1987, DANK and FÜLÖP 1990), pre-Cenozoic formations were arranged into two tectonic

superunits based on their facies types (BREZSNYÁNSZKY and HAAS 1985, BREZSNYÁNSZKY *et al.* 1986, FÜLÖP *et al.* 1987). The boundary between these Pelso and Tisza superunits falls on the Zágráb-Kulcs line (WEIN 1969) which in the model of BALLA (1997a) follows three independent faults, the Kapos, Tamási and Kulcs lines.

According to BALLA (1982, 1984, 1989) and ROYDEN *et al.* (1983) the first-order tectonic boundary within the Pannonian region merges with the Szolnok flysch zone. BALLA (1989) traces that boundary along the Kapos line then south of Paks and turns it in the ENE into the Szolnok flysch zone. KOVÁCS (1987) accepts that the boundary between the Tisza and North Pannonian units is the same Middle Hungarian line which played a significant role in Late Eocene and Early Miocene events according to BALLA (1989) and CSONTOS *et al.* (1991, 1992).

Following the model of KÁZMÉR and KOVÁCS (1985) many scientists (BALLA 1989, NAGYMAROSY 1990, CSONTOS *et al.* 1992) believe that the Bakony unit got into its present position by detachment from the Alpine region during the Paleogene and also in the Early Miocene. The southern boundary of the Bakony unit which moved on a dextral strike slip was primarily located on the Balaton line (KÁZMÉR and KOVÁCS 1985, NAGYMAROSY 1990). BALLA (1989), however, thought that the 500 km displacement of the Bakony unit was accompanied by a wide shear zone between the Balaton and Middle Hungarian lines. Due to that shear, units within the basement were squeezed out and formed "tails" towards the southwest. The zonality of the basement has originated by this process: In that model (BALLA 1995), the Middle Hungarian line running at Paks was a site of strong dextral shear in the Oligocene, and that of compression and sinistral shear, in Early and Middle Miocene. CSONTOS *et al.* (1991, 1992) also think that the area between the Balaton and Middle Hungarian lines suffered shear in Late Eocene and Early Miocene.

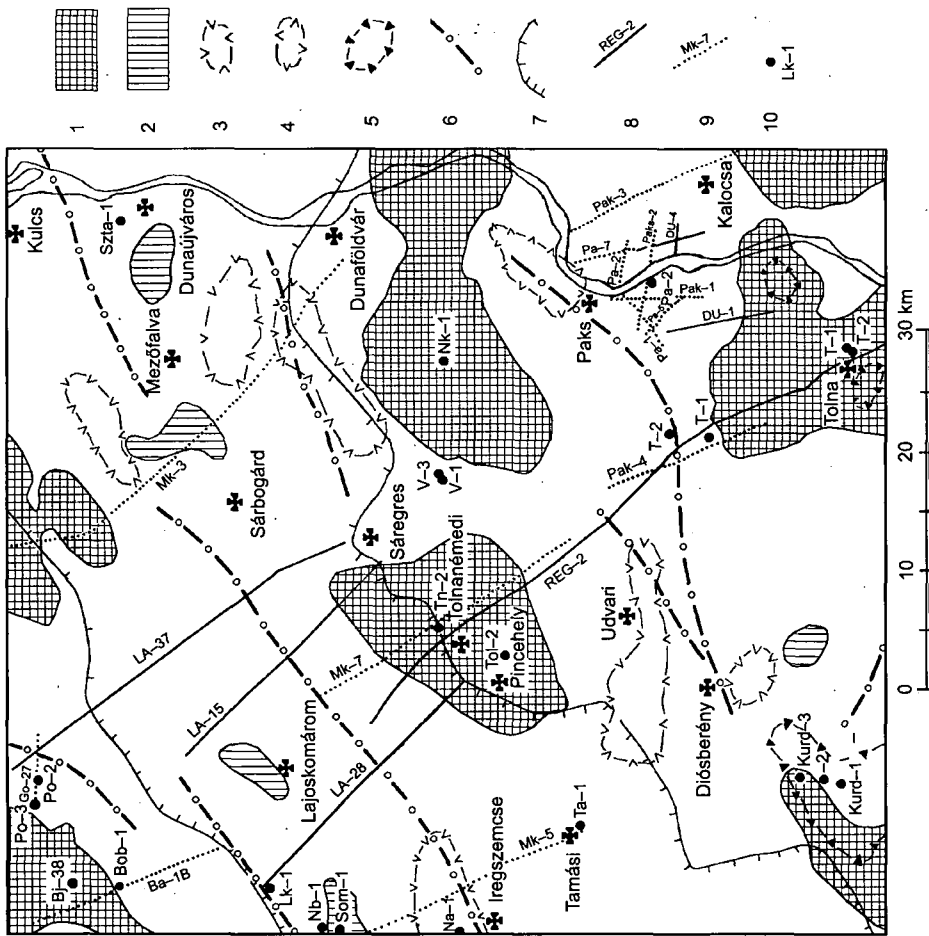


Figure 2. Factual map

1-2 - gravity anomaly contour lines from Bouguer anomaly map of Hungary (ELGI 1995a): 1 - 14 mGal, 2 - 4, 6 mGal; 3-5 - contour lines of geomagnetic  $\Delta Z$  anomalies (ELGI 1995b) related to volcanites: 3 - Neogene, +50 nT, 4 - Neogene, -50 nT, 5 - Cretaceous, +100 nT; 6 - gravity low axis; 7 - contour of seismic survey network (National Oil and Gas Company); 8-9 - seismic profiles; 8 - National Oil and Gas Company, 9 - Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary; 10 - borehole

2. ábra. Tényanyagterkép

1-2 - gravitációs anomália izovonalai (ELGI 1995a): 1 - 14 mGal, 2 - 4, 6 mGal; 3-5 - vulkánitokkal kapcsolatos földmágneses  $\Delta Z$ -anomália izovonalai (ELGI 1995b): 3 - neogén, +50 nT, 4 - neogén, -50 nT, 5 - kréta, +100 nT; 6 - gravitációs minimum tengelyvonala; 7 - hálózatos szeizmikus mérések (OKGT GKV) határa; 8-9 - szeizmikus szelvények nyomvonala: 8 - OKGT GKV, 9 - ELGI; 10 - fúrás

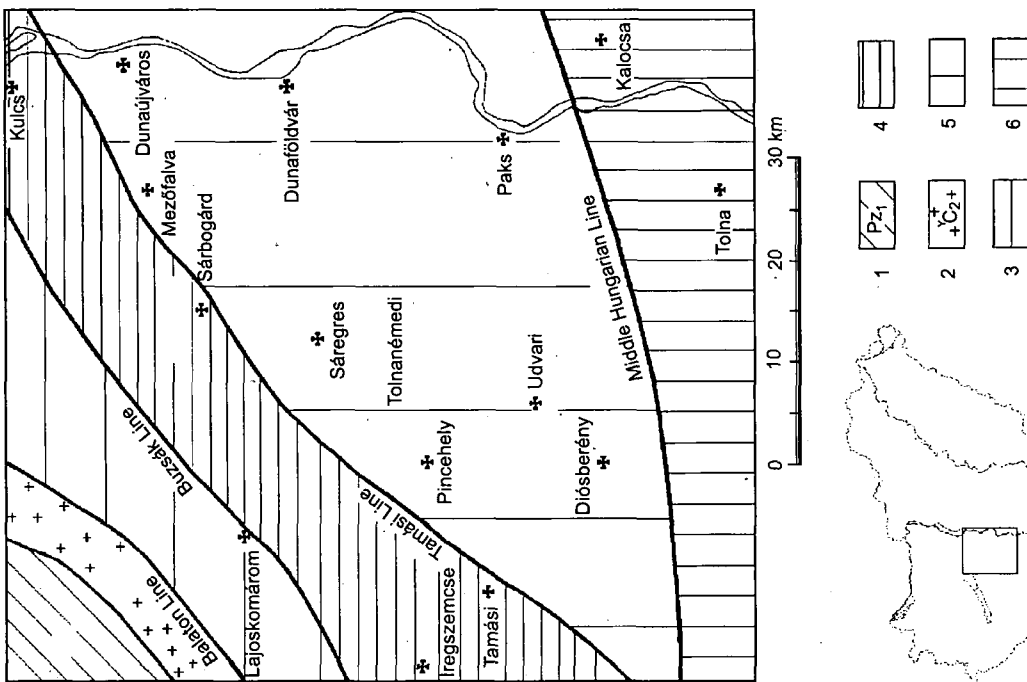


Figure 1. Tectonic sketch, after BALLA (1989)

1 - Transdanubian Range Paleozoic, 2 - Velence-Hills granite strip, 3 - Buda unit, 4 - Igal zone, 5 - Tolna unit, 6 - Mecsek unit

1. ábra. Tektonikai vázlat, BALLA Z. (1989) nyomán

1 - középhegységi paleozoikum, 2 - velencei-hegységi gránitpásztta, 3 - Budai egység, 4 - Igal-öv, 5 - Tolnai-egység, 6 - Mecsek-egység



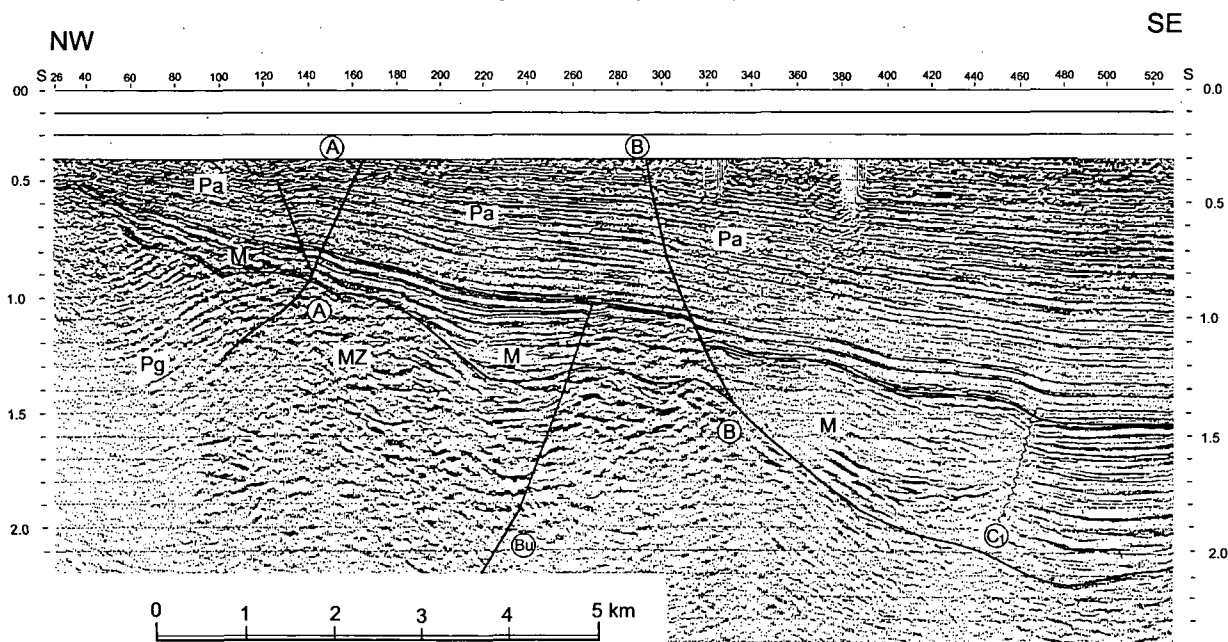


Figure 3. LA-15 migrated seismic time section (DAVID 1993), fragment

Pa – Pannonian (Upper Miocene), M – Miocene, Pg – Paleogene, Mz – Mesozoic fundament; letters in circles – fault codes in Figure 4

### 3. ábra. LA-15 migrált szeizmikus időszelvény (DÁVID Gy. 1993), részlet

Pa – pannóniai összlet, M – miocén, Pg – paleogén, Mz – mezozoos alaphegység; betűk körökben – törések jelei a 4. ábrán

## 2.2. Neogene structures

The main features of the area arose in later Miocene synchronously with basin subsidence and volcanic activity. There are several models for Miocene basin subsidence. Essentially they relate the subsidence to the east or north-east directed displacement of the basement units relative to the European plate with sinistral movement upon the Middle Hungarian line (BALLA 1984, HORVÁTH 1990, 1993, CSONTOS *et al.* 1991, 1992, ROYDEN 1988).

In *Middle Transdanubia*, according to BALLA *et al.* (1987), Paleogene and Early Miocene sediments were folded in the zone of the Balaton line in connection with collision and rotation of the units (BALLA 1984).

Based on the analysis of seismic data from the Paks area HORVÁTH *et al.* (1993) thought that the basin development is much more complicated than was believed earlier, displaying a multiphase tectonic activity and varying through time. In contrast with the previously postulated two primary (syn-rift and post-rift) phases, five stages were distinguished to describe basin development: (i) transtension in Early and Middle Miocene, (ii) compression in Badenian, (iii) subsidence and basin development in Late Badenian and Early Sarmatian, (iv) compression in Early Pannonian and (v) basin filling in Early and Late Pannonian. Finally, compression and tectonic reactivating in Quaternary was suggested.

Analysis of seismic and other data from the Paks area led SZABÓ-KILÉNYI (1994) to the conclusion that the SW-NE oriented fault at Paks, and SSW-NNE oriented accompanying faults were operating as sinistral strike slip in Middle Miocene and rejuvenated in the Pannonian also as sinistral strike slip. BALLA (1995) related that fault to the first order tectonic boundary and demonstrated that its Quaternary rejuvenation is questionable.

## 3. Young tectonics of Mezőföld

Neogene and Quaternary structure is regarded here as young. The author thinks it originated from partial rejuvenation of the older, Oligocene through Early Miocene structure. Thus, to understand it, the older basement structure should be known and therefore information on that structure will be given first.

The main features of the Mezőföld structure were formed in the Neogene. The Neogene structure will be outlined mainly on the basis of geophysical data since the borehole information is very limited. Geophysical data can be gathered into three groups: (i) gravity anomaly patterns mainly reflecting changes in basement topography, (ii) the set of seismic profiles displaying basement surface and internal structure of the sedimentary pile and (iii) magnetic anomaly pattern recording distribution of felsic and mafic volcanites. Since volcanites sometimes can be only suggested from seismic sections, magnetic anomalies will be discussed after the seismic sections.

Fault networks derived from geophysical and borehole data will be outlined separately, then the age of the rejuvenation will be discussed. Finally, some words about the seismicity will be given.

### 3.1. Basement structures

In the *pre-Cenozoic basement* of the Mezőföld, five tectonic units are distinguished according to BALLA (1989, Figure 1). The Bakony, Buda and Igal units are components of the Northern superunit. In the area in question, the sheared edge of the Bakony unit, the "tail" of the Buda unit, and the Igal unit which is a similar "tail" of the Bükk unit far in the northeast, are observable. In that model, the Balaton line is not the tectonic boundary of the Northern

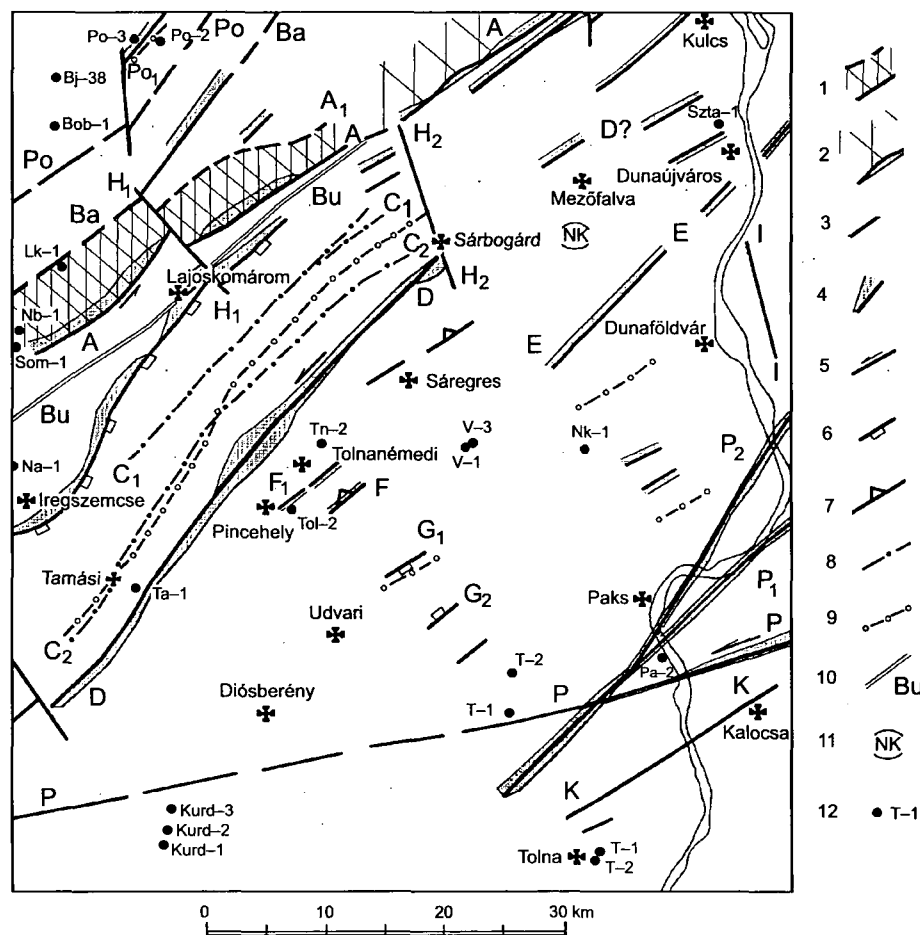


Figure 4. Fault map from seismic sections (DÁVID 1992, 1993, 1995)

P, P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> faults in Paks area, after BALLA (1995). 1 – steep reflector zone (strongly disturbed Eocene, Oligocene to Lower Badenian sediments), 2 – less expressed disturbed zone, 3 – fault at the base of gentle disturbed Neogene sequence, 4 – rejuvenation zone in Pannonian (Upper Miocene) sediments at the highest level of seismic sections, 5 – strike-slip fault, 6 – normal fault, 7 – reverse fault, 8 – compression zone in Miocene sequences (of Early Pannonian age), 9 – the deepest horizon of a basin, 10 – Buzsák line, 11 – the „Nagykarácsony volcano”, 12 – borehole

#### 4. ábra. Töréstérkép szeizmikus szelvények (DÁVID Gy. 1992, 1993, 1995) alapján

P, P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> törés a paksi körzetben, BALLA Z. (1995) nyomán. 1 – meredek reflexiók szintek öve (erősen diszlokált eocén-oligocén-alsóbádeni képződmények), 2 – kevésbé kifejezett diszlokált öv, 3 – törés a kevésbé diszlokált neogén összlet bázisán, 4 – pannóniai összlet kiújulási öve a szelvények legmagasabb szintjén, 5 – eltolódás, 6 – vetődés, 7 – feltolódás, 8 – kompressziós törés miocén összletben (alsópannóniai korú), 9 – a medence legmélyebb szintje, 10 – Buzsáki-vonal, 11 – „Nagykarácsonyi-vulkán”, 12 – fúrás

superunit but one of the lines originating from the Oligocene through Early Miocene shearing. It is the southern boundary of the shear “tail” of the Velence granites, traceable from Ságvár up to Buzsák and even Gelse towards the west, belonging to the Bakony unit. To the southeast the Buda facies zone of the Northern superunit is situated, more precisely, the shear “tail” of the Buda unit. The southern boundary of the latter is the Buzsák line of shear origin, and beyond it is situated the Igal unit. In the area discussed, the Igal zone is bordered in the south by the Tamási line which merges in the northeast with the Kulcs line. The Tolna unit is located on the other side of the Tamási line. Its Mesozoic sequences are similar to that of the Southern, not Northern superunit. Nevertheless, in the later, Senonian–Paleogene structure it is north of the first-order tectonic boundary (Szolnok flysch zone), i.e. it belongs to the Northern, not Southern supe-

runit despite the characteristics of its Mesozoic sequences. The Mecsek unit only is included into the Southern superunit in the region discussed (Figure 1). The Udvari–Diósberény area falls in the Tolna unit.

#### 3.2. Gravity anomaly pattern

The gravity anomaly pattern reflects to a first approximation the basement topography, its maxima being connected with basement highs, and the minima, with lows. In the anomaly pattern of Mezőföld, three gravity highs can be delineated, namely a northern, a central and a southern one (Figure 2). Along their strike in a W–E direction, all of them consist of several local maxima. Between them, the central and the southern gravity low is visible.

Within the northern gravity high, the western maximum falls on the Balatonfő block with the metamorphic base-

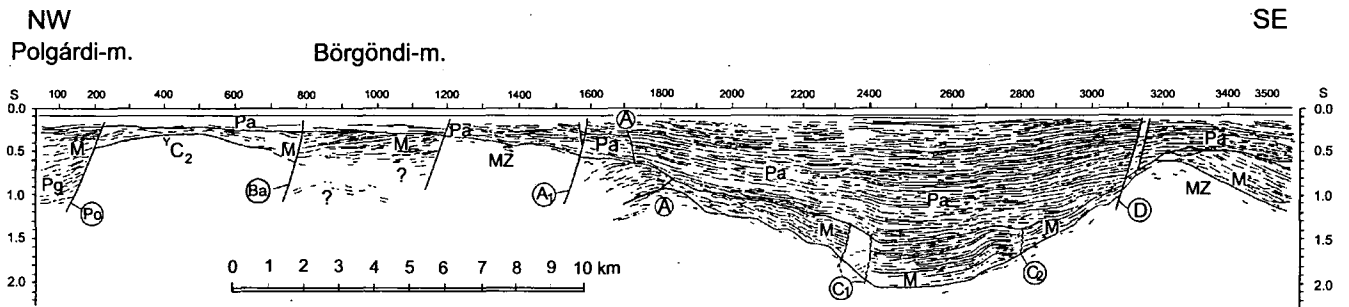


Figure 5. Schematic seismic time section along the profile LA-37 (DÁVID 1993)

For captions, see Figure 3

5. ábra. Vázlatos szelvény a LA-37 szeizmikus időszelvény (DÁVID Gy. 1993) mentén

Jelmagyarázat a 3. ábrán

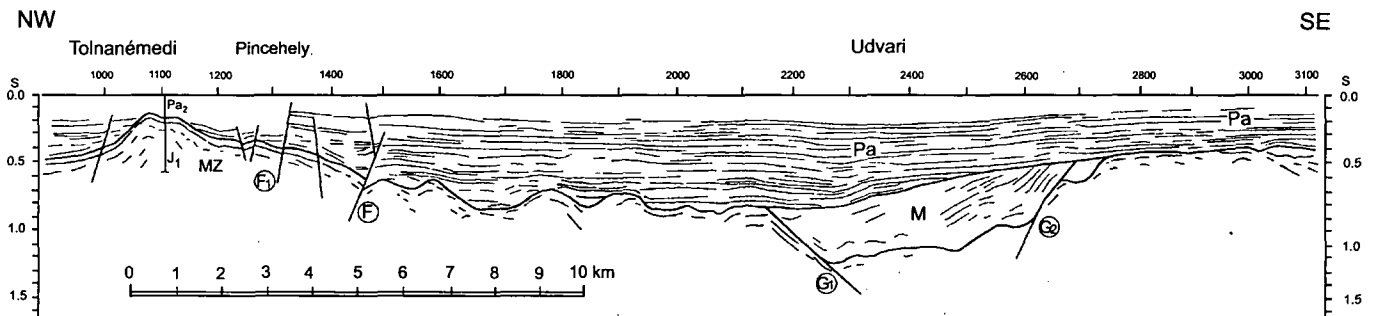


Figure 6. Schematic seismic time section along the profile REG-2 (DÁVID 1993)

For captions, see Figure 3

6. ábra. Vázlatos szelvény a REG-2 szeizmikus időszelvény (DÁVID Gy. 1993) mentén

Jelmagyarázat a 3. ábrán

ment of the Bakony unit, whereas the eastern maximum can be related to the continuation of the Seregélyes Mesozoic (Buda unit). Two small maxima in the area of the borehole Som-1 in the farther south-western continuation probably indicate elevated blocks.

The gravity low Iregszemcse-Sárbogárd traces the central depression (BALLA *et al.* 1987) or the Nak trough (DÁVID 1992) towards the northeast. Further in that direction, at Sárbogárd, the depression becomes shallower and narrower. In deep zones of the central depression, the basement is about 2.5–3.5 km below the surface (KILÉNYI and ŠEFARA 1989).

The central elevation appears at Tolnanémedi, and is traceable to the east. The Jurassic in the Tolnanémedi block and the metamorphites in the Németskér block are situated close to the surface. East of Sárbogárd, the gravity high is located south of the Iregszemcse-Sárbogárd gravity low but is separated from the Németskér block as well. Hence, the joint pattern of the central depression (Iregszemcse-Sárbogárd minimum) and of the central elevation (Tolnanémedi-Németskér maximum) becomes complicated. Borehole Sza-1 on the Dunaujváros elevation penetrated metamorphic slates whereas there are no boreholes on the maximum west of Mezőfalva.

The Udvari-Diósberény area is completely within the southern gravity low, traceable up to Paks in the east.

The southern elevation is marked by gravity highs at Kurd and Tolna. Boreholes at Kurd cut Mecsek type Lower Cretaceous whereas those at Tolna cut granites.

### 3.3. Seismic profiles

The reflection seismic network covers areas at Paks and north of Udvari (Figure 2) in variable density. West of Sárbogárd, the network was denser than to the east. The Middle Transdanubian and Paks areas of seismic survey are connected with a single profile (REG-2, DÁVID 1993).

In the seismic profiles, the base of both the Pannonian and the Miocene sediments is marked by a sharp change in the reflection properties, except for the northeast (DÁVID 1992, 1993, 1995). In all the profiles, horizons at the base of the Pannonian (II) and at the basement surface (I) were traced. In the northwest, the surface of the folded Paleogene sediments marked by steep reflections was indicated by "II", and the base Pannonian, by "III".

An internal structure of the pre-Cenozoic basement is usually not recognizable. The central depression is mainly filled by Pannonian sediments, and the thickness of under-

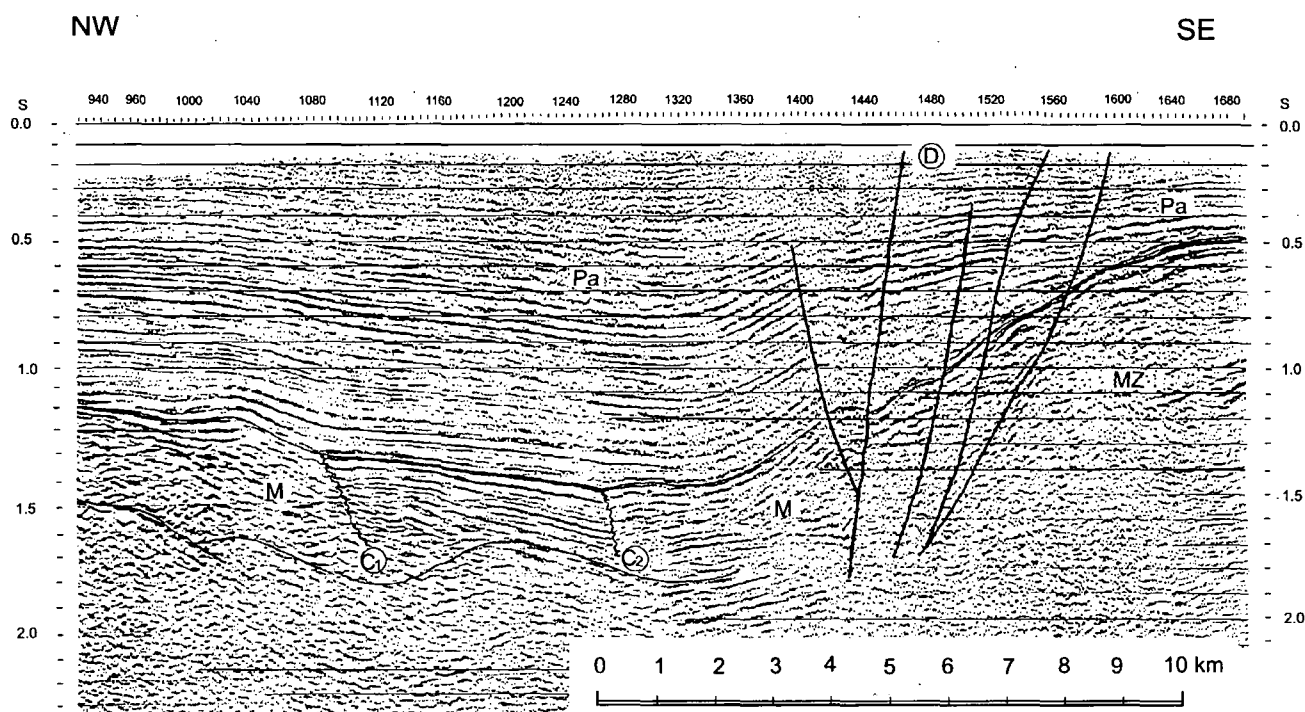


Figure 7. Migrated seismic time section LA-28 (DÁVID 1993), fragment

For captions, see Figure 3

7. ábra. LA-28 migrált szeizmikus időszelvény (DAVID Gy. 1993), részlet

Jelmagyarázat a 3. ábrán

lying Miocene sediments seems to be about three times less. In central areas, Miocene-Pannonian sedimentation appears to be continuous in profiles whereas disconformities are visible in peripheral parts. For the basin northeast of Udvari, a sharp unconformity is also typical.

In the following, compression structures, boundary faults of Miocene basins and flower structures in Pannonian sequences will be discussed.

### 3.3.1. Miocene compression structures

The most characteristic phenomenon of the north-western area is the *dislocation zone* delineated in boreholes and three seismic profiles (BALLA *et al.* 1987). That zone appears in seismic profiles as a series of steep, northwest-dipping reflections (Figure 3, Pg). In the northwest, on the boundary between the steep Paleogene and relatively quiet Miocene, an erosional unconformity was supposed to be present (DÁVID, 1992), and the whole strip was named the "Paleogene zone". The fine-grained sands and argillaceous marls of the Karpatian, however, cut by the borehole Lajoskomárom Lk-1, displayed similarly steep reflections (profile LA-28) whereas the dips in the borehole varied between 15° and 85°, *i.e.* were folded (BALLA *et al.* 1987). It is not clear why the folded sequence appears in the seismic profile as a steep but monoclinical structure, but it can be stated, there is no unconformity between the folded Lower Miocene and Oligocene, and the sequence seems to be continuous (DÁVID 1992). It is obvious that not only the Paleogene but also part of the Miocene (Karpatian, Badenian) is also folded, as was stated by BALLA *et al.* (1987). The recent Nagyerény-1 borehole, which was

drilled for thermal water exploration, cut steep Kiscell Marls (Middle Oligocene) in 680–1674 m, below gentle dipping Upper Badenian, Sarmatian and Pannonian sediments (JÁMBOR, oral contribution).

The Paleogene-Miocene sequence occurs in the north-west, within a SW-NE trending narrow (4–8 km) trough along the Balaton line (Ba), on its southern limb (Figure 4). The dislocation zone is crossed by a transversal (NW-SE) fault. The southern boundary of the trough is easily traceable in seismic sections whereas the northern one is rather uncertain because the seismic profiles only reach, but never overlap the boundary. DÁVID (1992, 1993) regards the southern boundary as having a sinistral strike-slip nature. The zone coincides with the "strongly disturbed Paleogene-Miocene" of BALLA *et al.* (1987). The "sinistral strike-slip nature" can only be supposed from the flower structures in Pannonian sediments. In the Miocene, the 4–8 km wide compression zone acted rather as a thrust belt. The northern boundary only coincides with the Balaton line in the west, for east of the transversal fault at Lajoskomárom it deviates to the south of that line (Figure 4).

The zone of steep reflections can be recognized below the Pannonian sediments in the profile LA-37 east of the Seregélyes Mesozoic (Figure 5). The profile LA-37 confirms interpretation of the profile GO-27 across the Polgárdi basin (DUDKO 1988, DUDKO *et al.* 1989). It is not excluded that Paleogene sediments are present here as well, instead of Lower Miocene as was formerly thought. It can be concluded from the profile LA-37 that southeast of the Polgárdi fault (Po<sub>1</sub>) another fault exists which separates the Polgárdi basin from the granite strip (Figures 4–5, Po). Granites are bordered by the Balaton line (Ba),

and southeast of it the Börgönd basin of Miocene age was located (DUDKO 1988, DUDKO *et al.* 1989). Well reflecting Miocene sediments are underlain here by transparent formations (perhaps Velence Eocene), then, the doming base-surface is visible. It may consist of Lower Triassic penetrated south of the Velence Hills and, perhaps, Permian known from boreholes at Dinnyés.

Besides the dislocation zone, there are other compression features in the profiles as well. In the deep parts of the basin, DÁVID (1992, 1993) indicated two compression faults which only cross Miocene sediments (Figures 3-5, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>). Compression faults appear in several profiles as rather wide transparent zones (Figures 4-5). Since those faults seem to be rather steep in the profiles their strike-slip origin is more probable, *i.e.* they are of transpression origin. DÁVID (1992) recognized compression in the waves at the base of Pannonian sediments (Figure 3). Accordingly, that compression took place at the beginning of the Pannonian and can be regarded a trace of the Early Pannonian compression described for the Paks area (HORVÁTH *et al.* 1993). Traces of that compression are visible in all the seismic sections, not only in deep basins. Steeply dipping Miocene sediments are observable along the southern edge of the central basin (Figure 5) similar to those in the Miocene basin northeast of Udvari (Figure 6).

BALLA *et al.* (1987) considered the Tolnanémedi elevation to be of compression origin and believed the north-western boundary fault to be a normal fault and the south-eastern one to be a reverse fault. The Tolnanémedi block was probably elevated during the deposition of Miocene and partly even Pannonian sediments since reflections do not bend but collide with the elevation (Figure 6). Southeast of Tolnanémedi, the basement surface in a high position is strongly tectonized. Miocene sediments are absent. The surface of the base of the Pannonian is dismembered, probably as an effect of the Early Pannonian compression. As a consequence, the concept of relating the Tolnanémedi "wedge structure" to the Badenian compression (BALLA *et al.* 1987) should be modified.

### 3.3.2. Boundary faults of Miocene basins

Boundaries of the Miocene basins are not unambiguously, probably due to later compression. They are markedly expressed if faults cross the Pannonian sequence as well. The north-western edge fault of the central depression usually appears as a normal fault (Figure 3, B), the south-eastern one being interpreted in terms of sinistral strike slip (DÁVID 1992, 1993, "Zagreb-Kulcs line"). The depression is asymmetric, its axis through the deepest points is situated closer to the south-eastern edge (Figure 4).

The edge faults of the Miocene basin northeast of Udvari are unambiguously normal faults (Figure 6, G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>) with no rejuvenation in Pannonian times.

### 3.3.3. Flower structures in the Pannonian sequence

In the Pannonian (Upper Miocene) sequence, above almost all the faults within the older sequences flower structures are visible which mark the rejuvenation of tectonic processes. Those flower structures are usually related to strike-slip movements within the basement. The flower structure pattern of the seismic profiles is highly variable, with symmetric or asymmetric branches. In the profile LA-28, the south-eastern fault edge of the central depres-

sion, *i.e.* the Tamási line, is accompanied by strong bending and a wide fault zone (Figure 7, D). That flower structure seems to have a compressive origin, similar to the symmetric flower structure above the dislocation zone (Figure 3, A). At the same time, the rejuvenation of the north-western boundary of the depression (B) appears to be of normal fault, *i.e.* an extension origin. Similarly to the Paks area (SZABÓ-KILÉNYI 1994) the corresponding stress field is not clear. Frequently, the flower structure itself cannot be unambiguously detected.

Faults and flower structures in the Pannonian sediments (Figure 4) were mostly generated due to the reactivating of faults in the Miocene and older sequences.

Besides the faulting features outlined in seismic sections, important structural information is recorded in magnetic anomalies which reflects volcanite bodies in both the basin filling and the basement.

## 3.4. Magnetic anomalies

*Magnetic anomalies* (Figure 2) are most probably connected with volcanic rocks. In the area discussed, three types of them can be distinguished: magnetic highs (Udvari, Diósberény) and lows (Paks) within gravity lows and magnetic highs (Kurd, Tolna) on gravity highs.

The first type is represented by the magnetic high at Iregszemcse which has been related to Miocene andesites (BALLA 1995).

Northwest of Dunaföldvár, three magnetic highs are visible forming a higher range of E-W orientation, located between two NE-SW directed ridges. In the top area of the latter, at Nagykarácsony south of Mezőfalva, DÁVID (1995) suggested a volcanic center of Pannonian age. If that center consists of Pannonian basalts, the whole of the E-W oriented magnetic ridge can be related to them. The two other highs, Northwest of Mezőfalva and west of Dunaföldvár, strike in a NE-SW direction, different from the previous one. They are situated within gravity lows of the first type, and thus can be related to Miocene volcanites.

The Sárszentmiklós rhyolitic ignimbrites known from an outcrop are free of any magnetic anomaly. In the neighboring seismic profile (DU-15, DÁVID 1995) the Miocene appears at depths 400 m below the surface. The magnetic susceptibility of rhyolitic ignimbrites and tuffs is usually very low so that the absence of magnetic anomalies is not surprising. In any case, it indicates that the anomalies are not representative of volcanites in general but only those of them which are of felsic and mafic composition. The great depth to the Miocene top is perhaps due to presence of a fault between the Sárszentmiklós outcrop and the seismic profile with the outcrop on its hanging wall.

A seismic profile runs east of the Udvari-Diósberény magnetic high with no volcanic structure observable in it. Based on our experience in areas situated to the west, the high can be related to Miocene volcanites. A similar origin can be postulated for the magnetic high of the first type, south of Diósberény. Perhaps, Miocene volcanites are responsible for the Paks magnetic low, its negative source (second type) being unusual in basin areas.

Magnetic highs belonging to the third type are located on gravity highs, including those at Kurd, and as is known from boreholes, they can be related to Lower Cretaceous alkaline basalts. Magnetic highs southwest and northeast of Tolna are, probably, of the same origin.

### 3.5. Fault network

Faults in the Pannonian were mapped in the Paks area at the base of the sequence (SZABÓ-KILÉNYI 1994, BALLA 1995). From the seismic material for the Paks and Middle Transdanubian areas, the Pannonian fault map has also been compiled to cover the Mezőföld area. The map displays the structure of the base of the gently disturbed Miocene, and only when it is absent, that of the base of the Pannonian (Figure 4). The middle point of the faults crossing the base of the Miocene has been indicated in the map, and then the maximum width of the flower structures has been read at the highest level of those structures. The strip of flower structures has been drawn along the faults as their rejuvenation zone (Figure 4). If the accompanying faults are symmetrical relative to the main fault, the rejuvenation strip follows that fault from both sides, whereas if they are asymmetrical (Figure 3) the strip may be shifted to one flank of that fault.

The zone of the folded Paleogene through Lower Miocene beds has also been displayed in the map as well. On its southern boundary, clear traces of rejuvenation are visible, whereas the reactivating at the northern edge cannot be detected or rejected due to termination of the profiles in that zone. Miocene faults with no rejuvenation and the type of faults have been indicated as well.

Almost all the tectonic lines outlined above were rejuvenated except for the western continuation of the Middle Hungarian line (Figure 4, O). In the west, the Middle Hungarian line is only visible in some profiles although the Pannonian sequence and its base are clearly recognizable. The structure of the underlying Miocene sequence can be interpreted in various ways or not interpreted at all. DÁVID (1992) only indicated the base of the Miocene sequence in distinct sections of the profiles, this fact also pointing to the compressive style of the Miocene structure. The age of that compression, however, cannot be fixed. At the base of the Pannonian sequence, bending and faulting of beds is observable, these phenomena disappearing upwards. In the area in question, DÁVID (1992) suggested a thrust basement unit but with no ideas on its age.

Rejuvenation of the Balaton line (Ba) is clear from the cross sections (the limited extension in space is due to small number of profiles). The most markedly expressed flower structure accompanies the Tamási line (Figure 4, D). DÁVID (1992, 1993) explained it in terms of sinistral strike slip.

The position of the Buzsák line (Figure 4, A, Bu) should be discussed separately. Beyond the "strongly disturbed Miocene", far to the west of the Mezőföld area, the borehole Öreglak-1 to the south of Buzsák cut disturbed Miocene. Starting from this fact and accounting for the steeply (35°) dipping "Lower Miocene" sequence in borehole Som-1 BALLA *et al.* (1987) supposed a gently disturbed zone of Miocene with the Buzsák line on its southern edge. Based on the waves in the basement surface DÁVID (1992) indicated a fault (Figure 3, Bu), northwest of it. However, no disturbed Miocene is visible. Thus, the Buzsák line, as a boundary between two tectonic units, can be located on the southern boundary of the disturbed zone (Figure 4, A) with rejuvenation along almost the whole of the fault.

Tracing tectonic lines in the northeast is unconvincing due more to the decreasing resolution of the seismic profiles, than to the absence of faults. Tracing horizons in vol-

canites and elevated basement rocks is difficult, thus, the faults in the map are discontinuous in those areas.

### 3.6. Age of the rejuvenation

The most important question for the site exploration is that about the recent tectonic activity on the surface. The recent tectonic activity is connected mainly with displacements upon former faults due to their reactivating. The fact of the reactivating is clear from seismic sections, but it is problematical whether the reactivating lasted until recent times or not. The question can be correctly formulated as to what is the upper age limit for the flower structures in the Pannonian sequence.

The upper age limit of the flower structures in the Pannonian cannot be deduced from seismic sections since the sediments in them are displayed from a distinct level within the Pannonian, not from the surface. Accordingly, the age of those structures is questionable. HORVÁTH *et al.* (1990, 1993) regarded the flower structures as Quaternary in age. POGÁCSÁS *et al.* (1989) related their generation to the Pliocene-Quaternary. LŐRINCZ and SZABÓ (1992) defined multiphase strike slips from seismic profiles at Szolnok and related the last of them to the Pliocene-Quaternary as well. BALLA (1995) believed that the upper age limit of the tectonic rejuvenation is in general uncertain but within the Pliocene and Quaternary. In his opinion, the reactivating can be rather related to the Pliocene when usually hiatus and strongly reduced sedimentation were characteristic.

Looking now at the available facts, the *geomorphic analysis* describes the earth's surface. The position and orientation of the Pleistocene faults outlined from that analysis (JÁMBOR *et al.* 1993), however, are strikingly different from those in the Pannonian, and most of the faults deduced only from the topography can be questioned in general as well (BALLA *et al.* 1993a). For instance, the Tamási line in the map of Pleistocene faults (JÁMBOR *et al.* 1993) is shown differently from that in seismic profiles, and is uncertain northeast of Pincehely (where an earthquake occurred, see below) and along the topographic step of the Kapos valley.

*Joints* measured in the Pleistocene loess directly correspond to the surface as well. Abundant measurements (more than two thousand) were made in the Paks area. Frequency and orientation of the joints are independent of the faults in Pannonian sequence studied in seismic profiles, thus, a tectonic origin of them is highly doubtful (DUDKO and MAROS 1994, BALLA 1995).

*Shallow seismic profiles* relate to the Quaternary sediments but not directly to the earth's surface. Traces of Quaternary movements in the profiles at Paks are very restricted and uncertain (BALLA 1995).

*Drilling data* were collected and interpreted by JASKÓ and KROLOPP (1991) who demonstrated that the Quaternary fluvial sediments are thick below the Danube valley at Kalocsa but wedge out at Paks in the north. They explained this fact in terms of a dextral transcurrent fault along the E-W section of the Danube bend. North of that fault, however, the fluvial sequence is absent even in the east (in the direction of the assumed displacement) so that the fault cannot be regarded to bear any dextral strike slip. In underlying Pannonian sediments, a fault striking in a different (at 30°) direction was outlined at the Danube bend, thus, even the existence of the fault assumed by JASKÓ and KROLOPP (1991) seems to be doubtful.

Earthquakes are directly connected with the present-day tectonic activity. Due to their practical significance they will be discussed separately.

### 3.7. Seismicity and tectonics

As is known, earthquakes usually occur where fault zones have existed previously (SIBSON 1989). Earthquake populations in Hungary (BALLA *et al.* 1993b) fall on various lineaments, this fact demonstrating their connections with faults. The most of those faults form boundaries of Miocene basins and were rejuvenated after the Pannonian (DUDKO 1995). Experience from many countries (ALLEN 1975, SERVA 1994) shows that faults only appear on the surface in connection with high-intensity ( $M > 6$ ) earthquakes. Earthquakes in Hungary are weaker ( $M < 5$ , TÓTH 1995), thus, the recent rejuvenation most probably does not reach the surface.

The territory of Hungary belongs to a region of low seismicity. In the last fifteen hundred years 16 relatively strong, about 6–9° (intensity MSK-64) have been record-

ed. The hypocentral depth varied between 2–20 km, and most of the earthquakes occurred in the upper crust (SZEIDOVITZ and MÓNUS 1993).

In the study area, one strong earthquake was recorded. It happened on June 22, 1892, at Pincehely, its intensity was  $I_0 = 6.5$  (MSK-64) with a focal depth of about 2 km (SZEIDOVITZ and MÓNUS 1993). Southwest of it, several smaller earthquakes occurred which belong to the focal zone Nagyatád–Pincehely (BALLA *et al.* 1993b). The axis of that zone falls on the Tamási line with sufficient precision (Figure 8) although the epicenters are spread over a wide strip, most of them being located on the elevated block south of the Tamási line. It should be noted, however, that most of them were historical earthquakes with no instrumental data so that location of the epicenters is in reality very uncertain.

If Pincehely is accepted as the site of the earthquake (also historical) the hypocenter falls onto the rejuvenated fault  $F_1$  (Figure 6) within the block, not onto the Tamási line which is about 6 km in the north. The line  $F_1$  (Figure 6, D) seems to be insignificant when compared to the

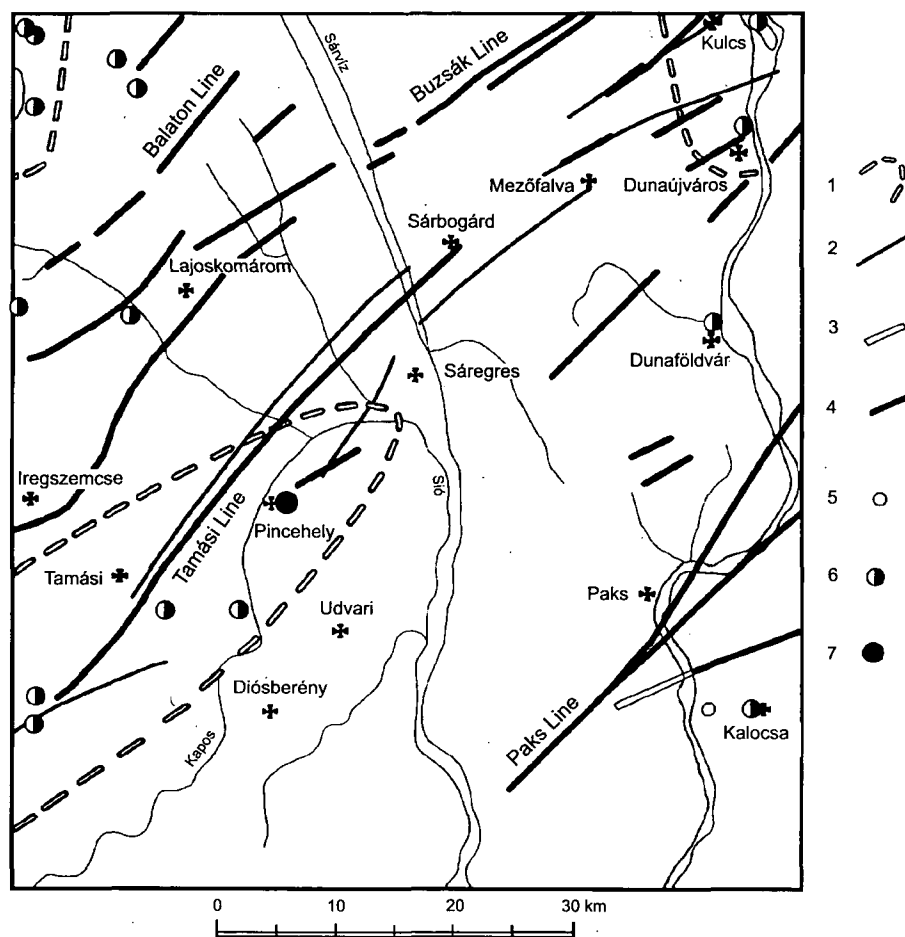


Figure 8. Earthquake populations, lineaments (BALLA *et al.* 1993b) and post-Pannonian faults

1 – contour of an earthquake population; 2–3 – lineaments: 2 – gravity gradient zone, 3 – fault in seismic section; 4 – post-Pannonian faults; 5–7 – earthquake epicenter with magnitude ( $m$ , after TÓTH 1995): 5 –  $m \leq 2$ , 6 –  $2 < m \leq 3$ , 7 –  $3 < m \leq 4$

### 8. ábra. Földrendés-fészekövek, lineamensek (BALLA Z. *et al.* 1993b) és pannóniai utáni törések

1 – földrendés-fészeköv határa; 2–3 – lineamensek: 2 – gravitációs gradiens-öv, 3 – törés szeizmikus szelvényben; 4 – pannóniai utáni törések; 5–7 – földrendés-epicentrum, magnitúdo-értékkel ( $m$ , TÓTH L. 1995 nyomán): 5 –  $m \leq 2$ , 6 –  $2 < m \leq 3$ , 7 –  $3 < m \leq 4$

Tamási line. Of course, it can be regarded as a secondary fault within that block which is related to the rejuvenation of the Miocene Tamási line. No direct data exists, however, on the seismic activity of the Tamási line.

#### 4. Conclusions

In the pre-Cenozoic basement of Mezőföld, five tectonic units, namely, the Bakony, Buda, Igal, Tolna and Mecsek units can be delineated. The Udvari-Diósberény area belongs to the Tolna unit bordered by the Tamási and Middle Hungarian lines. The zonal units within the basement were formed in the Oligocene and Early Miocene, the boundary faults were reactivated in Miocene.

Based on the reflection seismic network in the Middle Transdanubia and Paks area the Neogene structure of the Mezőföld has been outlined. Two compression stages have been revealed, one in Badenian, the other in Early Pannonian. Badenian compression took place along the boundary between the Buda and Igal units, Early Pannonian, in deep zones of the central depression in the Igal unit.

Most of the Miocene faults were rejuvenated. In the Pannonian sediments, this is marked by flower structures connected with sinistral strike slips. The south-eastern edge fault of the central depression, the Tamási line, is

accompanied by strong bending of the beds and by a wide zone of faults. The flower structure seems to be of compression origin.

Post-Pannonian rejuvenation of the Middle Hungarian line is only observable at Paks and to the east, while towards the west the rejuvenation ceases. In the Udvari-Diósberény area, a small Miocene basin is visible in the seismic profile with no post-Pannonian displacement.

The rejuvenation cannot be dated precisely in seismic profiles. Joints in the Pleistocene loess cannot be correlated with the faults in the underlying Pannonian sequences, so their tectonic origin is highly doubtful, and they cannot be used to confirm Quaternary faulting. Earthquakes reflecting present-day tectonic activity are obviously connected with faults, but the appearance of these on the surface is disputable.

#### 5. Acknowledgments

The author is very grateful to MARVIN G. GINSEL, vice president of the Coastal Oil and Gas Corporation, for permitting the use of seismic reports and the publication of the profiles. She also thanks SÁNDOR KOVÁCSVÖLGYI for compiling gravity and geomagnetic maps for the study area.

#### References

- ALLEN, C. R., 1975: Geological criteria for evaluating seismicity. — Geological Society of America Bulletin 86, pp. 1041-1057.
- BALLA, Z., 1982: Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: A new synthesis. — Tectonophysics 88 (1-2), pp. 61-102.
- BALLA, Z., 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. — Geophysical Transactions 30 (4), pp. 313-353.
- BALLA, Z., 1988: A paksi atomerőmű körzetének nagyszerkezeti helyzete (in Hungarian: Tectonic position of the Paks nuclear power plant). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., 1989: On the origin of the structural pattern of Hungary. — Acta Geologica Hungarica 31 [1988] (1-2), pp. 53-63.
- BALLA, Z., 1994: A telephely neotektonikai viszonyai. A KKÁT telephely általános földtani értékelése (in Hungarian: Neotectonics of the site. General geological assessment of the Temporary Repository of Spent Fuel). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., 1995: A paksi atomerőmű körzetének földtani felépítése. 7. kötet. Összesítő tanulmány (in Hungarian: Geology of the Paks nuclear power plant area, volume 7, Summary). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., 1997a: Kritikai megjegyzések „Magyarország szerkezetföldtani térképé”-hez (Critical remarks to the “Tectonic map of Hungary”). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992-1993/II. (in press).
- BALLA, Z., 1997b: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993-1996 (Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtudományi kutatás, 1993-1996). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- BALLA, Z., DUDKO, A., and TÁTRAI, M., 1987: A Közép-Dunántúli fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján (The young tectonics of Middle Transdanubia). — Magyar Állami Földtani Intézet 1986. Évi Jelentése, pp. 74-94 (194-195).
- BALLA, Z., MARÓSI, S., SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F., and SZEIDOVITZ, GY., 1993a: A paksi atomerőmű földrendésközpontjával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok (Tectonic and geomorphological investigation into earthquake hazard in the environs of the Paks nuclear power plant). — Földrajzi Értesítő 42 (1-4), pp. 111-140.
- BALLA, Z., SCHWEITZER, F., SZABÓ, Z., and SZEIDOVITZ, GY., 1993b: Magyarország földrendésveszélyes övei (in Hungarian: Zones of seismic hazard in Hungary). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BREZSNYÁNSZKY, K., and HAAS, J., 1985: The new tectonic map of Hungary. — Proceeding reports, XIIIth Congress Carpathian-Balkan Geological Association, Part I. Geological Institute, Cracow, pp. 174-177.
- BREZSNYÁNSZKY, K., HAAS, J., SZABÓ-KILÉNYI, É., and RUMPLER, J., 1986: Magyarország 1:500 000 méretarányú harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe (Geological map of Hungary without Cenozoic formations, scale 1:500,000). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről, pp. 15-21.
- CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F., and FODOR, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. — Tectonophysics 199 (1), pp. 73-91.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., and KOVAČ, M., 1992: Tertiary evolution of the Carpatho-Pannonian area: a model. — Tectonophysics 208 (1-3), pp. 221-241.
- DANK, V., and FÜLÖP, J., (editor-in-chief) 1990: Magyarország tektonikai térképe, 1:500 000 (Geological map of Hungary, scale 1:500,000). — Magyarország Földtani Atlasza, 3. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DÁVID, GY., 1992: A 16/92. sz. adatszolgáltatás az Igal-Sárbogárd-Kulcs kutatási területen 1991-ben végzett reflexiós mérésekről (in Hungarian: Data service on reflection seismic survey of the Igal-Sárbogárd-Kulcs area in 1991). — Manuscript, Hungarian Oil and Gas Co., Budapest.



- DÁVID, GY., 1993: A 17/93. sz. adatszolgáltatás a Középdunai-medence kutatási területen 1992-1993 években végzett reflexiós mérésekről (in Hungarian: Data service on reflection seismic survey of the Middle Transdanubian basin area in 1992-1993). – Manuscript, Hungarian Oil and Gas Co., Budapest.
- DÁVID, GY., 1995: A 3/95. sz. adatszolgáltatás a Sárbogárd-Mezőfalva-Csepel-Dél kutatási területen 1994-ben végzett reflexiós mérésekről (in Hungarian: Data service on reflection seismic survey of the Sárbogárd-Mezőfalva-Csepel-South area in 1994). – Manuscript, Hungarian Oil and Gas Co., Budapest.
- DUDKO, A., 1988: A balatonfő-velencei terület szerkezetalakulása (Tectonics of the Balatonfő-Velence area, Hungary). – *Földtani Közönlöny* 118 (3), pp. 207-218.
- DUDKO, A., 1995: A magyarországi földrendések és a velük kapcsolatos földtani jelenségek összesítése (in Hungarian: Earthquakes in Hungary and summary of related geological features). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DUDKO, A., and MAROS, GY., 1994: Közetrés-vizsgálat feltárásokban (in Hungarian: Joint studies in outcrops). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DUDKO, A., HORVÁTH, I., KIRÁLY, E., MAJKUTH, T., and STOMFAI, R., 1989: Új adatok a Balatonfő-Velencei-hegység DNy-i előterének szerkezetéről (in Hungarian: Contribution to the structural geology of the SW foreland of Balatonfő-Velence hills, Hungary). – *Általános Földtani Szemle*, pp. 127-134.
- ELGI 1995a: National gravimetric database (Országos gravimetriai adatbázis). – Computer data base, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- ELGI 1995b: National geomagnetic database (Országos földmágneses adatbázis). – Computer data base, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- FÜLÖP, J., and DANK, V., (editor-in-chief) 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, 1:500 000 (Geological map of Hungary without Cenozoic, scale 1:500,000). – *Magyarország Földtani Atlasza*, 2. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÜLÖP, J., BREZSNYÁNSZKY, K., and HAAS, J., 1987: The new map of basin basement of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 30 (1-2), pp. 3-20.
- HORVÁTH, F., 1990: Structural evolution of the Pannonian Basin: A progress report. – *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungaricae* 25 (3-4), pp. 243-255.
- HORVÁTH, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* 226 (1-4), pp. 333-357.
- HORVÁTH, F., CSONTOS, L., ERDÉLYI, M., FERENC, CS., GÁBRIS, GY., HEVESI, A., and SÍKHEGYI, F., 1990: Paks környezetének neotektonikája (in Hungarian: Neotectonics of the Paks area). – Manuscript, Paks N.P.P. Co., Paks.
- HORVÁTH, F., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P., WÉBER, Z., DRAHOS, D., NAGYMAROSY, A., SZÉKELY, B., TÍMÁR, G., GYÖRI, E., SZABÓ, A., VÁRKONYI, L., CSERNY, T., CZELLER, I., GOMBOS, CS., REMETE, L., SAMU, L., and BUNTERBARTH, G., 1993: Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani-geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján (in Hungarian: Tectonics and tectonic position of the Paks area from new seismic sections and integrated interpretation of other geological and geophysical data). – Manuscript, Paks N.P.P. Co., Paks.
- JÁMBOR, Á., BIHARI, D., CHIKÁN, G., FRANYÓ, F., KAISER, M., RADÓCZ, GY., and SÍKHEGYI, F., 1993: Magyarország pleisztocénben aktív törései (in Hungarian: Faults of Hungary active in Pleistocene). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JASKÓ, S., and KROLOPP, E., 1991: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledék-felhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között (Quaternary crustal movements and fluvial sedimentation in the Danube valley between Paks and Mohács). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 65-84.
- KÁZMÉR, M., and KOVÁCS, S., 1985: Permian-Palaeogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – *Acta Geologica Hungarica* 28 (1-2), pp. 71-84.
- KILÉNYI, É., and ŠEFARA, J., 1989: Pre-Tertiary basement map of the Carpathian Basin, scale 1:500,000. – *Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest*.
- LŐRINCZ, K., and SZABÓ, P., 1992: Többfázisú oldaleltolódásos tektonizmus vizsgálata a Szolnok-környéki szeizmikus szelvényeken (Seismic study of a multiphase wrench-faulting tectonism in the Szolnok area). – *Magyar Geofizika* 33 (2-3), pp. 70-79.
- NAGYMAROSY, A., 1990: Paleogeographical and paleotectonical outlines of some intra-Carpathian Paleogene basins. – *Geologický Zborník, Geologica Carpathica* 41 (3), pp. 259-274.
- POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., BARVITZ, A., VAKARCS, G., and FARKAS, CS., 1989: Pliocén-kvarter oldaleltolódások a Nagyalföldön (Pliocene-Quaternary transcurrent faults in the Great Hungarian Plain). – *Általános Földtani Szemle* 24, pp. 149-169.
- ROYDEN, L. H., 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System. – In L. H. ROYDEN and F. HORVÁTH (editors): *The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 45, pp. 27-48.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., and RUMPLER, J., 1983: Evolution of the Pannonian Basin system, 1. – *Tectonics* 2, pp. 63-90.
- SERVA, L., 1994: Seismotectonic model, seismogenic structures. – *Workshop on International Atomic Energy Agency Safety Guide 50-SG-S1 (Rev. 1)*, Slovak Republic, 22-25. March, 1994, Piešťany.
- SIBSON, R. H., 1989: Earthquake faulting as a structural process. – *Journal of Structural Geology* 11 (1), pp. 1-14.
- SZABÓ-KILÉNYI, É., 1994: Paks környéki mélyföldtani adatok elemzése (in Hungarian: Analysis of geological data on deep structure of the Paks area). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZEIDOVITZ, GY., and MÓNUS, P., 1993: A magyarországi földrendések eloszlása (in Hungarian: Distribution of earthquakes in Hungary). – Manuscript, ETV-Erőterv Rt., Budapest.
- TÓTH, L., 1995: A Kárpát-medence földrendései. 1:2 500 000 méretarányú térkép (Earthquakes in the Carpathian Basin, a 1:2,500,000 scale map). – *GeoRisk*, Budapest.
- WEIN, GY., 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 13 (1-4), pp. 399-436.



## A MEZŐFÖLD NEOGÉN TEKTONIKÁJA

DUDKO ANTONYINA

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

A mezőföldi terület prekainozoos aljzatában öt nagyszerkezeti egység különíthető el: a Bakonyi-, Budai-, Igali-, Tolnai- és Mecseki-egység. Udvari-Diószberény körzete a Tolnai-egységbe tartozik, amelynek határa É-on a Tamási- és délen a Közép-magyarországi-vonal. A szeizmikus reflexiós mérések alapján a területen két kompressziós szerkezet rajzolódik ki: egy bádai és egy alsópannoniai korú. A központi medencét lehatároló törések pannóniai utáni felújulása tapasztalható, ami a pannóniai összletet átszelő balos eltolódásokkal kapcsolatos virágszerkezetben nyilvánul meg. A miocén törések nagy része felújult, a Közép-magyarországi-vonal feléledése azonban csak Paksnál tapasztalható, Ny-ra megszűnik. Udvari-Diószberény környékén a szelvényben egy kisebb miocén medence körvonalazódik, határvetői mentén nem volt pannóniai utáni elmozdulás. A negyedidőszaki aktivitásra utaló földrengések törésekkel kapcsolatosak, amelyeknek felszíni megjelenése kérdéses.

## 1. Bevezetés

Udvari és Diószberény vidékétől É-ra és ÉNy-ra, a Közép-Dunántúlon, valamint K-re, Paks környékén volt regionális tektonikai elemzés. A Közép-Dunántúltra előbb gravitációs és mágneses anyagok, valamint néhány reflexiós szelvény értelmezésével (BALLA Z. et al. 1987), majd hálózatos szeizmikus reflexiós felmérés nyomán született átfogó kép (DÁVID GY. 1992, 1993, 1995). A Paks környéki adatokat több alkalommal is elemezték (BALLA Z. 1988, 1994, 1995, HORVÁTH F. et al. 1990, 1993, SZABÓNÉ KILÉNYI É. 1994). Udvari és Diószberény vidékén egyelőre csak egy szeizmikus szelvény fut át (DÁVID GY. 1993), összekötve a másik két területet, de rendelkezésre áll áttekinthető gravitációs és földmágneses térkép (KOVÁCSVÖLGYI S. által az ELGI 1995a-b adatbázisból kinyomtatva). Mindezen anyagok alapján kísérletet teszünk arra, hogy felvázoljuk az egész terület neogén szerkezetét és a pannóniai képződményeket érintő töréseket, s ennek alapján Udvari és Diószberény vidékét is értékeljük.

## 2. Tektonikai áttekintés

Felszíni elhelyezésről lévén szó (BALLA Z. 1997b), elsősorban a fiatal tektonikát kell figyelembe vennünk, ezért az alábbiakban főként az oligocén-alsómiocén és a neogén szerkezetet tárgyaljuk. Elsőként az erre vonatkozó ismereteket tekintjük át a szakirodalom alapján.

## 2.1. Oligocén-alsómiocén szerkezet

Magyarország mélyföldtani és tektonikai térképén (FÜLÖP J., DANK V. 1987, DANK V., FÜLÖP J. 1990) a kainozoikumnál idősebb képződmények kifejlődési típusa alapján két elsőrendű tektonikai egységet – Pelső- és Tiszafőegységet – különítenek el (BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J. 1985, BREZSNYÁNSZKY K. et al. 1986, FÜLÖP J. et al. 1987), határuk megegyezik a Zágráb-Kulcs-vonallal (WEIN GY.

1969). BALLA Z. felfogásában (1997a) ez a vonal három önálló töréses övből – a Kapos-, Tamási- és Kulcs-vonalból – áll össze.

BALLA Z. (1982, 1984, 1989) és ROYDEN, L., et al. (1983) szerint a Pannon-régió belüli elsőrendű nagyszerkezeti határ a Szolnoki-flisövre csatlakoztatható. BALLA Z. (1989) ezt a határt a Kapos-vonal mentén, majd annak KÉK-i folytatásában, Pakstól délre futtatva fordítja a Szolnoki-flisövre. Ez a Közép-magyarországi-vonal BALLA Z. (1989), továbbá CSONTOS L. et al. (1991, 1992) szerint a felsőeocén és alsómiocén eseményekben nagy szerepet játszott.

KÁZMÉR M. és KOVÁCS S. (1985) nyomán számos kutató úgy véli, hogy a Bakonyi-egység a paleogénben – esetleg az alsómiocénbe áthúzódóan – az alpi területről való kinyomódása során került a mai helyzetbe (BALLA Z. 1989, NAGYMAROSY A. 1990, CSONTOS L. et al. 1992). A Bakonyi-egység déli határát jobbos eltolódásként eleinte a Balaton-vonalban látták (KÁZMÉR M., KOVÁCS S. 1985, NAGYMAROSY A. 1990). BALLA Z. (1989) azonban úgy gondolta, hogy a Bakonyi-egység kb. 500 km-es elmozdulását széles övre kiterjedő nyírás kísérte, amelynek öve a Balaton-vonaltól egészen a Közép-magyarországi-vonalig terjedt. A nyírás következtében az alaphegységi övek szétnyomódtak, széthúzódtak, DNy felé „farkokat” alakítva, ezzel jött létre az aljzat pásztassága. Szerinte (BALLA Z. 1995) a Paks körzetében átfutó Közép-magyarországi-vonal az oligocénben erős jobbos nyírás, az alsó-középsőmiocénben pedig kompresszió és balos nyírás színtere volt. CSONTOS L. et al. (1991, 1992) szintén úgy gondolja, hogy a Balaton-vonal és Közép-magyarországi-vonal közötti térség nyírás helyszíne volt a felsőeocén-alsómiocén során.

## 2.2. Neogén szerkezet

A terület mai képeinek fő vonásai a későbbi miocénben alakultak ki, medenceképződéssel és vulkáni tevékenységgel egy időben. A miocén medencék kialakulására több modell létezik, lényegük a következő: a medenceképződés

annak a következménye, hogy a medencealjzat egységei a környezetben lejátszódó lemeztektonikai folyamatok eredményeképpen az európai kerethez viszonyítva K vagy ÉK felé nyomódtak, a Közép-magyarországi-övben balos elmozdulással (BALLA Z. 1984, HORVÁTH F. 1990, 1993, CSONTOS L. et al. 1991, 1992, ROYDEN, L., 1988).

A *Közép-Dunántúlon* BALLA Z. et al. (1987) szerint a paleogén és az idősebb miocén üledékek a Balaton-vonal övében diszlokációt szenvedtek, amely – BALLA Z. (1984) felfogásának megfelelően – az egységek összeütközésére és rotációra vezethető vissza.

A *Paks környéki* szeizmikus anyag elemzése nyomán HORVÁTH F. et al. (1993) úgy vélte, hogy a medencefejlődés sokkal bonyolultabb, mint korábban tűnt, gyakran változó stílusú, és több fázisú tektonikai aktivitást mutat. A korábban két elsődleges (szinrift és posztrift) medencefejlődési szakasszal szemben több fázist különített el: (a) transzteniós medencefejlődést az alsó-középsőmiocénben, (b) kompressziót a bádeniben, (c) süllyedést és medencefejlődést a felsőbádeni-szarmata időszakban, (d) kompressziót az alsópannóniaiban és (e) feltöltődést az alsó- és felsőpannóniaiban. Végül a negyedidőszakban kompressziót és tektonikai reaktivációt tételezett fel.

A Paks környéki szeizmikus és egyéb anyagok alapján SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) úgy látta, hogy a Paksnál DNY-ÉK-i irányban átfutó törés a hozzá DDNY-ÉÉK-i lefutással csatlakozó kísérő törésekkel együtt a középsőmiocénben balos eltolódásként működött, s a pannóniaiban szintén balosként újult fel. BALLA Z. (1995) szerint ez a törés a hazai elsőrendű nagyszerkezeti határra esik, negyedidőszaki felújulása vitatható.

### 3. A Mezőföld fiatal szerkezete

Fiatalnak a neogén és negyedidőszaki szerkezetet tekintjük, s úgy véljük, hogy az nagy valószínűséggel az idősebb, oligocén-alsómiocén szerkezet részleges felújulásával kapcsolatban jött létre. Megértéséhez tehát ismernünk kell ezt az idősebb aljzatszerkezetet, ezért a tárgyalást ezzel kezdjük.

A Mezőföld szerkezetének fő vonásai a neogénben alakultak ki. A neogén szerkezetet elsősorban geofizikai anyagok alapján jellemezzük, mivel erre vonatkozatható fűrés adat nagyon kevés van. A geofizikai anyagok három csoportba vonhatók össze: egyik az elsősorban az aljzatomborzat változásaira visszavezethető gravitációs kép, másik az aljzatomborzatot és az összletek szerkezeti rajzolatát leképező reflexiós szeizmikus szelvényesorozat és harmadik az intermedier-bázis vulkanitok térbeli eloszlását tükröző mágneses kép. Mivel vulkanitok egyes esetekben – fűrés hiányában – csak a szeizmikus szelvények alapján tételezhetők fel, a mágneses anomáliákat a szeizmikus szelvények után tárgyaljuk.

A geofizikai és fűrés adatok értékelése nyomán kirajzolódó töréshálóat külön jellemezzük, ezután a tektonikai felújulás korával kapcsolatos nézetünket ismertetjük. Végül röviden vázoljuk a szeizmitásra vonatkozó adatokat.

#### 3.1. Aljzatszerkezet

A mezőföldi terület *prekainozoos aljzatában* BALLA Z. (1989) felfogásának megfelelően (1. ábra) öt szerkezeti egység különíthető el. A Bakonyi-, a Budai- és az Igali-egység az Északi-főegység eleme. Területünkre a Bakonyi-

egységnek a nyírás során deformált pereme, a Budai-egységnek a kitolódás eredményeképpen létrejött „farka” és a Bükk-egység ilyen „farkát” képező Igali-egység esik. Ebben a felfogásban a Balaton-vonal nem az Északi-főegység nagyszerkezeti határa, hanem az oligocén-alsómiocén kori kitolódás egyik vonala, amely a velencei-hegységi gránittest Ságvártól Buzsákon és Gelsén át húzódó, ugyancsak elnyírt „farkának”, vagyis a Bakonyi-egységnek a déli határa. Tőle DK-re még az Északi-főegységhez tartozó budai fáci-esöv, pontosabban a Budai-egység elnyírt „farka” található. Ennek nyírásos eredetű déli határa a Buzsáki-vonal, ezen túl az Igali-egység következik. Területünkön az Igali-egységet DK-ról a Tamási-vonal határolja, amely ÉK-en enyhé íveléssel a Kulcs-vonalra csatlakozik. A Tamási-vonal másik oldalán a Tolnai-egység következik, amelynek mezozoos aljzatkifejlődései a Déli- és nem az Északi-főegységével rokoníthatók, azonban a fiatalabb, szenon-paleogén szerkezetben (amelynek meghatározó eleme a Szolnoki-flisöv) az ennek alapján várható képtől eltérően az Északi- és nem a Déli-főegységhez kapcsolódnak. Ezért a Tolnai-egységet a tektonikai felosztásban még az Északi-főegység részének tekintjük, s a két főegység határát az attól délre lévő Közép-magyarországi-vonalra tesszük. A Déli-főegységbe területünkön a Mecseki-egység tartozik. Udvari-Diósberény vidéke a Tolnai-egységbe tartozik.

#### 3.2. Gravitációs anomáliakép

A *gravitációs anomáliakép* első közelítésben az aljzatomborzatot tükrözi: maximumai kiemelkedéseknek, minimumai süllyedéseknek felelnek meg. A Mezőföld gravitációs anomáliaképében három maximumsáv különíthető el: egy északi, egy központi és egy déli (2. ábra), K-Ny-i irányban valamennyi két vagy több maximumból áll. Közöttük a központi és a déli minimumsáv húzódik.

Az *északi maximumvonulaton* belül a Ny-i anomália a Bakonyi-egység metamorf aljzatát képviselő Balatonfői-blokkra esik, az attól K-re lévő gravitációs maximum a se-regélyesi mezozoos blokk (Budai-egység) nyúlványával magyarázható. Ennek DNY-i folytatásába, a Som-1 fűrés irányába esik két kisebb maximum, amely viszonylag kiemelt blokkokat jelez.

Az Iregszemcse-Sárbogárd vonalába eső gravitációs minimumok tengelyvonala jelzi a *központi süllyedék* (BALLA Z. et al. 1987) vagy Naki-katlan (DÁVID GY. 1992) ÉK-i folytatását, amely Sárbogárdnál sekélyebbé válik és beszűkülő látszik. Az aljzattérség a központi medence mély részén 2,5–3,5 km-t ér el (KILÉNYI É., ŠEFARA, J., 1989).

A *központi kiemelkedés* Tolnanémedi körzetében jelenik meg és attól K-re húzódik. A tolnanémedi blokkban jura, a tőle K-re eső németkéri blokkban metamorf képződmények vannak közel a felszínhez. Sárbogárdtól K-re az aljzat-kiemelkedést jelző gravitációs anomáliák az iregszemcse-sárbogárdi gravitációs minimum tengelyvonalától délre esnek, de elkülönülnek a németkéri bloktól is. Itt tehát a központi süllyedék (iregyszemcse-sárbogárdi minimum) és a központi kiemelkedés (tolnanémedi-németkéri maximum) csatlakozása bonyolulttá válik. A dunaújvárosi kiemelkedés az Sza-1 fűrés metamorf palát tárt fel, a Mezőfalvától Ny-ra levő maximumon nincs fűrés.

Udvari-Diósberény körzete egy egészen Paksig húzódó *déli minimumvonulatra* esik.

A *déli kiemelkedést* a Kurd és Tolna körzetében lévő maximumok jelzik. Kurdon a fűrésok mecseki típusú alsókrétát, a tolnai blokkban gránitot harántoltak.

### 3.3. Szeizmikus szelvények

Hálózatos szeizmikus felmérés Paks körzetében és Udvaritól É-ra volt (2. ábra). A szelvények a területet eltérő sűrűséggel fedik le, a szelvényháló Sárbogárdtól Ny-ra sűrűbb volt, mint attól K-re. A közép-dunántúli és a paksi területet csak egy szelvény (a REG-2, DÁVID GY. 1993) köti össze.

A szeizmikus szelvényekben mind a pannóniai, mind a miocén képződmények fekvővonalára mentén az egész területen jól azonosítható különbség mutatkozott a reflexiók tulajdonságaiban, kivéve az ÉK-i részt (DÁVID GY. 1992, 1993, 1995). Minden szelvényben követték a pannóniai fekvő közelében lévő felületet (II) és az aljzat felszínét (I); ÉNy-on a diszlokált, meredeken dőlő reflexiókkal jelentkező paleogén felszíne „II”, a pannóniai fekvő pedig „III” jellel szerepelt.

A prekainozoos aljzat szerkezete a szelvényekben gyakorlatilag nem vehető ki. A központi medencét főleg pannóniai rétegsor tölti ki, az alatta levő miocén vastagsága háromszorta kisebbnek tűnik. A központi részen a reflexiók képen a miocén-pannóniai üledékek lerakódása folyamatosnak látszik, a peremeken diszkordancia tapasztalható. Az Udvaritól ÉK-re levő medencében a pannóniai és miocén üledékek között szintén erős diszkordancia mutatkozik.

Az alábbiakban a kompressziós szerkezeteket, a miocén medencék határtöréseit és a pannóniai összlet virág szerkezeit ismertetjük.

#### 3.3.1. Miocén kompressziós szerkezet

A terület ÉNy-i részén a legjellegzetesebb a több szelvényen keresztül, hasonló kép alapján követhető *diszlokált zóna*, amelyet BALLA Z. et al. (1987) három szeizmikus szelvény és fúrások alapján jelölt ki. A diszlokált zóna nagyon markánsan, meredek ÉNy-i dőlésű reflexiókkal jelentkezik (3. ábra, Pg). ÉNy-on a meredeken álló paleogén és a viszonylag nyugodtan települő miocén összlet határán DÁVID GY. (1992) erőzős diszkordanciát tételezett fel, s ennek alapján az egész övet paleogén zónának nevezte. Ennek a minősítésnek azonban ellentmond az a tény, hogy a Lajoskomárom Lk-1 fúrással feltárt kárpáti finomhomokos-agyagmárgás aleurolit a szeizmikus képen (LA-28 szelvény) hasonlóan meredek dőlésű reflexiókkal jelentkezik, miközben a fúrásban a dölések 15°-tól 85°-ig változtak, vagyis gyűrtek voltak (BALLA Z. et al. 1987). Nem világos, hogy a gyűrte összletet a szeizmikus szelvény miatt közel párhuzamos, meredek dőlésű reflexiókkal képezi le, annyi azonban megállapítható, hogy a fúrással feltárt idősebb miocén és az alatta feltételezett oligocén képződmények között a szeizmikus képen nincs diszkordancia, a rétegsor folyamatosnak látszik (DÁVID GY. 1992). Egyértelmű tehát, hogy nem csak a paleogén, de a miocénnek egy része (kárpáti, alsóbádeni) is diszlokált, BALLA Z. et al. (1987) megállapításával összhangban. A zónát a területen legújabbban a magánérőből mélyített Nagyberény-1 termálvízkutató fúrás tárta fel, amely 680-1674 m-ben meredeken dőlő középsőoligocén, Kisevelli Agyagmárgát harántolt, rajta a felsőbádeni, szarmata és pannóniai üledékek már nyugodtan települtek (JÁMBOR Á. szóbeli közlése).

A feltételezett paleogén-miocén összlet a kutatási terület ÉNy-i szélén a Balaton-vonaltól (Ba) délre egy ÉK-DNy-i irányban hosszasan elnyúló árokban, egy keskeny (4-8 km-es) sávban követhető (4. ábra). A diszlokált övet

feltehetően egy haránt irányú (ÉNy-DK-i) törés bonyolítja. Az árok déli határa jól követhető a szeizmikus szelvényekben, az É-i viszont – mivel az időszelvények egy része nem fut ki kellő hosszban az É-i peremre – csak némi bizonytalansággal rajzolódik ki. A déli határt DÁVID GY. (1992, 1993) balos eltolódásként tünteti fel. Ez a határ gyakorlatilag megegyezik a BALLA Z. et al. (1987) által kijelölt „erősen zavart településű paleogén-miocén zóna”-val. A „balos eltolódásos” jelleg csak a pannóniai összlet virág szerkezete alapján tételezhető fel, a miocénben a 4-8 km széles kompressziós zóna inkább feltolódásos jellegű lehetett. É-i határa a Balaton-vonallal csak a Ny-i területén, a Lajoskomárom környéki haránttörésig esik egybe, innen K-re már attól délre elhajlik (4. ábra).

A LA-37 szelvényen a meredek reflexiók zónája a pannóniai összlet alatt felismerhető a mezozoos seregélyesi bloktól K-re (5. ábra). A LA-37 szelvény megerősíti a Polgárdi-medencét keresztező GO-27-es szelvény értelmezését (DUDKO A. 1988, DUDKO A. et al. 1989). Nincs kizárva hogy itt is paleogén képződmények vannak, és nem alsó-miocén, ahogy korábban gondoltuk. A LA-37 tanúsága szerint a Polgárdi-töréstől (Po) DK-re van még egy törés, amely elhatárolja a Polgárdi-medencét a gránitpásztától (4-5. ábra, Po). A gránitot a Balaton-vonal (Ba) határolja, attól DK-re a területen a miocén korú Börgöndi-medence következik (DUDKO A. 1988, DUDKO A. et al. 1989). Ennek jól reflektáló miocén üledékei alatt reflexiómentes rész (esetleg velencei-hegységi eocén), majd alatta boltozó felszín következik. Itt a Velencei-hegységtől délre feltárt alsótriász, esetleg a dinnyési fúrásokból ismert permi képződmények jöhetnek számításba.

A diszlokált zónán kívül a szelvényekben más kompressziós jelenségek is mutatkoznak. A medence mély részén DÁVID GY. (1992, 1993) két párhuzamos, kompressziós törést jelölt, amelyek csak miocén üledékeket szelnek át (3-5. ábra, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>). A kompressziós törések több szelvényben reflexió-kimaradással és szélesebb zónával jelentkeznek (4-5. ábra). Mivel ezek a törések a szelvényekben elég meredeknek tűnnek, valószínűnek tartjuk, hogy eltolódásokkal kapcsolatban jöttek létre, vagyis transzpressziós eredetűek. A kompressziót DÁVID GY. (1992) a pannóniai összlet fekvésintjén lévő hajlatokban (3. ábra) is felismerte. Ez a kompresszió tehát a pannóniai korszak elején zajlott le, s a HORVÁTH F. et al. (1993) által a paksi területre leírt alsópannóniai kompresszió jelének tekinthető. Ennek a kompresszióknak nyomai a szeizmikus szelvényekkel lefedett egész területen mutatkoznak, és nemcsak a medence belsejében. A központi medence déli peremén meredeken dőlő miocén üledékek tapasztalhatók (5. ábra), hasonlóan az Udvaritól ÉK-re szeizmikus szelvényben kirajzolódó miocén medencéhez (6. ábra).

A tolnanémedi kiemelkedést BALLA Z. et al. (1987) kompressziós eredetűnek vélte, az ÉNy-i lehatároló törést vetőnek, a DK-i határt pedig feltolódásnak gondolva. A tolnanémedi blokk valószínűleg a miocén és részben pannóniai üledékek lerakódása során is kiemelt helyzetben volt, mivel a reflexiók nem hajlanak, s a kiemelkedésnek nekiütköznek (6. ábra). Tolnanémeditől DK-re a magas helyzetű aljzatszélén erősen tektonizált, miocén üledékek nincsenek rajta. A pannóniai üledékek fekvésének felszíne nagyon tagolt, nincs kizárva alsópannóniai kompresszió hatása. A tolnanémedi „ék-szerkezet” kialakulását a bádeni kompresszió következményének tekintő felfogás (BALLA Z. et al. 1987) tehát a fentiek szerint módosítandó.

### 3.3.2. Miocén medencék határtörései

A miocén medencék határai ezen a területen – valószínűleg későbbi kompresszió következtében – nem egyértelműen rajzolódhatnak ki. Akkor markánsak, ha a pannóniai rétegsort is törések szelik át. A központi medence ÉNy-i határtörése általában vetődésként jelentkezik (3. ábra, B), a DK-i határát balos oldaleltolódásként értelmezték (DÁVID GY. 1992, 1993, „Zágráb–Kulcs-vonal”). A medence aszimmetrikus, a legmélyebb pontjait összekötő tengelye a DK-i határhoz közelebb helyezkedik (4. ábra).

Az Udvaritól ÉK-re levő miocén medence határtörései egyértelműen vetők (6. ábra, G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>). Pannóniai felújulásuk nem észlelhető.

### 3.3.3. Virágszerkezetek a pannóniai összletben

A pannóniai (felsőmiocén) összletben szinte minden korábbi törés felett virágszerkezet tapasztalható, ami a tektonikai mozgások felújulását jelzi. Ezeket a virágszerkezeteket többnyire az aljazaton belüli eltolódásokkal hozzák kapcsolatba. A virágszerkezetek szelvénybeli képe igen változatos, szimmetrikus vagy aszimmetrikus ágakkal bonyolítva. A LA-28 szelvényben a központi medence DK-i határtörését, a Tamási-vonalat a pannóniai rétegekben erős meghajlás és széles, több törésből álló zóna kíséri (7. ábra). Úgy tűnik hogy a virágszerkezet itt ugyanúgy kompressziós jellegű, mint a diszlokált zóna feletti szimmetrikus virágszerkezet (3. ábra, A), ugyanakkor a medence ÉNy-i határának felújulása (B) ebben a szelvényben vetődéses, tágulós eredetűnek látszik. A paksi területre (SZABÓNÉ KILÉNYI É. 1994) hasonlóan nem világos az az erőter, amelyben ez a kép kialakult. Gyakran azonban maga a virágszerkezet jellege sem állapítható meg egyértelműen.

A pannóniai üledékösszletben látható törések és virágszerkezetek (4. ábra) az esetek döntő többségében a miocén és idősebb képződményeket átszelő törések felújulásával keletkeztek.

A szeizmikus szelvényekben körvonalazott törések jelenlége mellett fontos szerkezeti információt tartalmaz a mágneses anomáliakép, amelyben a medencéknek egyrészt kitöltésében, másrészt aljzatában lévő vulkanittesteket tükrözi.

### 3.4. Mágneses anomáliakép

A mágneses anomáliákat (2. ábra) nagy valószínűséggel vulkáni képződmények okozzák. Területünkön három típusuk különíthető el: (1) pozitív (Udvari, Diósberény), (2) negatív (Paks) mágneses anomáliák gravitációs minimumok tengelyvonalában vagy annak közelében és (3) mágneses maximumok gravitációs maximumokon (Kurd, Tolna).

Az első típusba tartozik az Iregszemcsénél lévő maximum, amely a korábbi elemzések alapján miocén andezit-vulkanitokkal (BALLA Z. 1995) kapcsolatos.

Dunaföldvártól ÉNy-ra három mágneses anomália jelentkezik: két ÉK-DNy-i irányú között egy magasabb értékű, közel K-Ny-i anomália helyezkedik el, amelynek tetővidékén – Nagykarcsony körzetében, Mezőfalvától délre – DÁVID GY. (1995) szeizmikus szelvények alapján egy pannóniai vulkáni centrumot tételezett fel. Ha ez a vulkáni centrum pannóniai bazaltokból áll, akkor a tárgyalt mágneses anomália annak tulajdonítható. A másik két maximum – Mezőfalvától ÉNy-ra és Dunaföldvártól Ny-ra – az előzőtől eltérően ÉK-DNy-i irányú. Gravitációs mini-

mumvonulaton belüli helyzetükre támaszkodva (első típus) mindkettő miocén vulkanitokkal hozható kapcsolatba.

A Sárbogárd mellett a felszínen ismert sárszentmiklósi miocén riolit-ignimbrit kibúvásán nincs mágneses anomália, a közeli szeizmikus szelvényben (DU-15, DÁVID GY. 1995) pedig a miocén felszíne kb. 400 m-ben van. A riolit-tufa szuszceptibilitása többnyire igen alacsony, így a mágneses anomália hiánya nem meglepő. Mindenesetre arra mutat, hogy az anomáliák nem általában vulkanitokat, hanem valószínűleg elsősorban intermedier és bázisos összetételűeket követnek. A nagy települési mélység talán azzal kapcsolatos, hogy a sárszentmiklósi kibúvás és szeizmikus szelvény között egy komoly törés húzódik, amelynek a szelvény a levett szárnyán van.

Az Udvari-Diósberény körzetében levő mágneses anomáliától a szeizmikus szelvény K-re van, abban vulkáni szerkezet nem látható. A nyugatabbi vidékek tapasztalata alapján miocén vulkanitokkal kapcsolható össze, helyzetéből ítélve (első típus) ilyen lehet a Diósberénytől D-re eső maximum eredete is. Talán miocén vulkanitok okozzák a paksi mágneses anomáliát is, azonban ennek negatív hatója (második típus) medenceterületen szokatlan.

A harmadik típusba tartozó (gravitációs maximumra eső) anomáliák közül a Kurdnál lévő – a fúrások tanúsága szerint – alsókréta alkáli bazaltokkal kapcsolatos, valószínűleg ugyanilyen eredetű a Tolnátlól DNy-ra és ÉK-re lévő anomália is.

### 3.5. Törésháló

A paksi területen a pannóniai összletet érintő törésekről a pannóniai fekére vonatkoztatott térkép készült (SZABÓNÉ KILÉNYI É. 1994, BALLA Z. 1995). A paksi és a közép-dunántúli szeizmikus anyag felhasználásával a Mezőföld területére is megszerkesztettük a pannóniai képződményeket harántoló törések térképét, ezúttal a kevésbé diszlokált miocén – s csak ennek hiányában a pannóniai – összlet fekéjére vonatkoztatva (4. ábra). A térképre a miocén összletet átszelő törések középpontját raktuk fel, majd a virágszerkezetek sávszélességét a szelvénybeli legmagasabb pontokon olvastuk ki, s ezt tüntettük fel törésmenti kiújulás sávjaként, amelyeket a főtörések mentén ábrázoltunk (4. ábra). Ha a melléktörések szimmetrikusak a főtöréshez képest, akkor a felújulási sáv a főtörés mindkét oldalán megvan, ha aszimmetrikusak, vagy pl. csak egy törés jelentkezik (3. ábra), akkor a főtörésnek csak az egyik oldalán.

A térképre felvittük a diszlokált paleogén-alsómiocén zónát (déli határán felújulással, északi határán a felújulást illető bizonytalansággal, amely a szelvényvégi helyzetből fakad), a fel nem újult miocén töréseket és a törések jellegét.

Majdnem minden korábban vázolt nagyszerkezeti vonal felújult, kivétel a Közép-magyarországi-vonal Ny-i folytatása (4. ábra, P). A terület Ny-i részén a Közép-magyarországi-vonal csak néhány szelvényben látható, de a pannóniai összlet és annak fekéje jól kirajzolódik. Az alatta levő miocén összlet szerkezete többféleképpen vagy egyáltalán nem értelmezhető. A miocén összlet fekéjét DÁVID GY. (1992) a szelvényeknek csak egyes szakaszain tudta jelölni, ez a körülmény is a miocén kompressziós szerkezetére utalhat. Ennek a kompresszióknak a kora azonban nem állapítható meg. A pannóniai összlet alsó részén a rétegek meghajlása és levétődése tapasztalható, felfelé azonban ezek a vetődések elhalnak. Ezen a területen a LA-29 vonal mentén DÁVID GY. (1992) egy feltolódott

medencealjzati egységet tételezett fel, amelynek korát nem tudta megállapítani.

A Balaton-vonal (Ba) felújulása a harántszelvényekben egyértelmű, s a felújulási sáv korlátozott térképi elterjedése a harántoló szelvények kis számával magyarázható. A legmarkánsabb virágszerkezet a Tamási-vonalat (4. ábra, D) kíséri. DÁVID GY. (1992, 1993) szerint balos eltolódásként értelmezhető.

Külön kell tárgyalnunk a Buzsáki-vonal helyzetét (4. ábra, A, Bu). A diszlokált zónától délre eső „erősen zavart településű miocén”-en túl – a mezőföldi területtől messze Ny-ra – Buzsáktól délre az Öreglak-1 fúrással harántolt miocén zavart települése és a Som-1 fúrásban az aljzat feletti, meredek (35°) dőlésű, alsómiocénnek vélt összlet alapján BALLA Z. et al. (1987) még egy gyengén diszlokált zónát tételezett fel, s ennek déli határa mentén vont meg a Buzsáki-vonalat. Az aljzatszintként értelmezett szint hajlata alapján DÁVID GY. (1992) törést (3. ábra, Bu) jelölt ki, e töréstől ÉNy-ra azonban nem látható diszlokált miocén. Ezért szerintünk a Buzsáki-vonal – mint két szerkezeti egység határa – a diszlokált zóna déli határára tehető át (4. ábra, A). Ezen a határon majdnem végig felújulás tapasztalható.

ÉK-en a szerkezeti vonalak követése bizonytalan, nem annyira a vonalak hiánya, mint inkább a szeizmikus kép romlása miatt. A vulkanitok és a kiemelt aljzat területén a szintek nehezen követhetők, ezért a törések a térképen ilyen helyeken igen szaggatottan jelentkeznek.

### 3.6. A felújulás kora

A telephelykutató szempontjából legfontosabb kérdés a jelenkori tektonikai aktivitás mértéke a felszínen. A jelenkori tektonikai aktivitás véleményünk szerint elsősorban korábbi törések mentén, azok felújulásával kapcsolatos elmozdulásokra vezethető vissza. A felújulás ténye a szeizmikus szelvényekből egyértelmű, problematikus viszont az, hogy ez a felújulás mennyiben vonatkoztatható a jelenkorra. A kérdés konkrétan úgy fogalmazható meg, hogy mi a pannóniai összletet átszelő virágszerkezetek korának felső határa.

A szeizmikus szelvényekből a pannóniai összletet átszelő virágszerkezetek kialakulásának felső korhatára nem állapítható meg, mivel a szelvények az üledékösszleteket nem a felszíntől, hanem többnyire valamilyen, a pannóniai összleten belüli szinttől kezdve képezik le. Ezért az illető szerkezetek kora eleve kérdéses. HORVÁTH F. et al. (1990, 1993) szerint a virágszerkezetek a negyedidőszakban keletkeztek, POGÁCSÁS GY. et al. (1989) létrejöttüket a pliocén-negyedidőszakra teszi. A Szolnok környéki szeizmikus mérésekből több fázisú eltolódásokat állapítottak meg, a legutolsó mozgást a pliocén-negyedidőszakra téve (LÓRINCZ K., SZABÓ P. 1992). BALLA Z. (1995) szerint a felújulásos tektonizmus felső korhatára a pliocénen és negyedidőszakon belül általában bizonytalan. Szerinte a felújulás inkább a pliocénre tehető, amelyre többnyire hiatus vagy erősen redukált üledékképződés jellemző.

A vélemények után vizsgáljuk meg a rendelkezésre álló tényeket. A felszínt jellemzi a *domborzati elemzés*. Az ennek nyomán kijelölt pleisztocén törések (JÁMBOR Á. et al. 1993) iránya és lefutása eltér a pannóniai után felújult törések irányától, s a domborzati elemek alapján kijelölt törések nagy része általában véve is megkérdőjelezhető (BALLA Z. et al. 1993a). Így pl. a pleisztocénben aktív törések térképén (JÁMBOR Á. et al. 1993) a Tamási-vonalnak más a

lefutása, mint az a szeizmikus szelvényekből következett: Pincehelytől ÉK-re ez a vonal bizonytalan jelöléssel szerepel, biztos törést a Kapos menti domborzati lépcsőnél jelölnék.

Közvetlenül a felszínre vonatkoznak a pleisztocén löszben mért *közetrések* adatai is. Ilyen mérések Paks környékén nagy számban (közel kétezer mérés) történtek. Menynyiségük és irányuk nem függ össze a pannóniai összletben szeizmikus szelvényekből megismert törésekkel, így tektonikus eredetük erősen kétséges (DUDKO A, MAROS GY. 1994, BALLA Z. 1995).

Már nem közvetlenül a felszínt, de még a negyedidőszaki üledékeket jellemzik a *sekélyszeizmikus szelvények*. Paks környékén ezekben a negyedidőszaki mozgások jelei csak igen korlátozottan és igen bizonytalanul jelentkeznek (BALLA Z. 1995).

*Fúrási adatok* összesítésével JASKÓ S. és KROLOPP E. (1991) kimutatta, hogy a negyedidőszaki folyóvízi összlet a Duna-völgy alatt Kalocsánál igen vastag, de É-on Paksnál hirtelen megszűnik. E megszűnést jobbos eltolódással magyarázta, amely a Duna-kanyar K-Ny-i szakaszát követi. Ettől északra azonban a nagy vastagságú folyóvízi összlet nincs meg keletebbre (a feltételezett elmozdulás irányában) sem, vagyis a törés nem tekinthető eltolódásnak. A szeizmikus szelvények alapján a pannóniai üledékösszletben itt egy 30°-kal eltérő irányú törés körvonalazható, ami a JASKÓ S. és KROLOPP E. (1991) feltételezte törés létezését is kétségesé teszi.

Közvetlenül a jelenkori tektonikai aktivitással kapcsolatosak viszont a *földrengések*, amelyeket gyakorlati jelentőségüknél fogva külön tárgyalunk.

### 3.7. Szeizmicitás és tektonika

Ismeretes, hogy földrengések általában ott alakulnak ki, ahol töréses zónák már korábban is léteztek (SIBSON, R. H., 1989). A hazai földrengések sűrűsödési övei (BALLA Z. et al. 1993b) különböző térképeken ábrázolt lineamentekhez kapcsolódnak, ami arra utal, hogy ezeket az öveket valamilyen módon törések határozzák meg. E törések döntő többsége miocén medencéket határol és a pannóniai korszak után felújult (DUDKO A. 1995). Nemzetközi tapasztalatok szerint azonban törések csak nagy intenzitású ( $M > 6$ ) földrengések során jelennek meg a felszínen (ALLEN, C. R., 1975, SERVA, L., 1994). A magyarországi földrengések ennél gyengébbek ( $M < 5$ , TÓTH L. 1995), így a jelenkori felújulás valószínűleg nem éri el a felszínt.

Magyarország gyenge szeizmicitású területnek számít. Az utolsó másfél évezredben 16 erősebb – az MSK-64 skála szerint 6-9° intenzitású – földrengést jegyeztek fel. A földrengések fészekmélysége 2-20 km között változott, a földrengések többsége a kéreg felső részén keletkezett (SZEIDOVITZ GY., MÓNUS P. 1993).

A kutatási területen egy nagy földrengést jegyeztek fel. Ez 1892. június 22-én történt Pincehelyen, intenzitása (MSK-64)  $I_0 = 6,5$ , fészekmélysége kb. 2 km volt (SZEIDOVITZ GY., MÓNUS P. 1993). Ettől DNy-ra több kisebb földrengés is volt, amelyek BALLA Z. et al. (1993b) szerint a Nagyatádtól Pincehelyig követhető fészekövébe tartoznak. Az öv tengelye kielégítő pontossággal esik egybe a Tamási-vonallal (8. ábra), de az epicentrumuk széles sávban szóródnak szét, többségük a Tamási-vonaltól délre levő kiemelt blokkban helyezkedik el. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy nagy részük történelmi földrengés volt, műszeres észlelés nélkül, így epicentrumuk helye valószínűleg igen bizonytalan.

Ha a pincehelyi (szintén történelmi) földrengés helyének Pincehelyet fogadjuk el, akkor a hipocentrum a blokkon belüli felújulásos  $F_1$  törésvonalra eshet (6. ábra) és nem a Tamási-vonalra, amely innen kb. 6 km-rel van ÉNy-ra. Az  $F_1$  vonal (6. ábra, D) a Tamási-vonalhoz képest jelentéktelennek tűnik. Természetesen blokkon belüli másodlagos törésként is felfogható, amely a miocén kori Tamási-vonal felújulásával kapcsolatos. Magának a Tamási-vonalnak a szeizmikus aktivitására vonatkozóan nincs közvetlen adatunk.

#### 4. Összefoglalás

A mezőföldi terület prekainozoos aljzatában öt szerkezeti egység különíthető el: Bakonyi-, Budai-, Igali-, Tolnai- és Mecseki-egység. Udvari-Diószberény vidéke a Tolnai-egységbe tartozik. A Tolnai-egység határa a Tamási- és a Közép-magyarországi-vonal. Az aljzatpászták az oligocén-alsómiocén során alakultak ki, lehatároló töréseik a neogénben felújultak.

A közép-dunántúli hálózatos szeizmikus reflexiók mérések és a paksi eredmények felhasználásával kirajzolódottak a mezőföldi vidék neogén szerkezetének fővonásai. A területen két kompressziós szerkezet rajzolódik ki, az egyik bádai, a másik alsópannóniai korú. A bádai kompressziós szerkezet a Budai-egység DK-i (az Igali-egység ÉNy-i) határa mentén, az alsópannóniai kompresszió a központi medence mély részén, az Igali-egységen belül rajzolódik ki.

A miocén törések többsége felújult, ami a pannóniai összletet átszelő balos eltolódásokkal kapcsolatos virág-szerkezetben nyilvánul meg. A központi medence DK-i háttörtörését, a Tamási-vonalat a pannóniai rétegekben erős meghajlás és széles, több törésből álló zóna kíséri. A virág-szerkezet kompressziós jellegűnek tűnik. A Közép-magyarországi-vonal pannóniai korszak utáni felújulása csak Paksnál tapasztalható, Ny-ra elhal. Udvari-Diószberény környékén a szelvényben egy kisebb miocén medence látható, amelynek határvetői mentén nem volt pannóniainál fiatalabb elmozdulás. A felújulás pontos kora a szeizmikus anyagból nem állapítható meg. Paks környékén a pleisztocén löszben mért kőzetrések nem függenek össze a pannóniai összlet szeizmikus szelvényekből megismert töréseivel, tektonikus eredetük ezért erősen kétséges, nem szolgálhatnak bizonyítékkal a negyedidőszaki törések létezésére. A jelenkori aktivitásra utaló földrengések törésekkel kapcsolatosak, a törések felszíni megjelenése azonban kérdéses.

#### 5. Köszönetnyilvánítás

A szerző hálás köszönetet mond MARVIN G. GINSELNEK, a Coastal Oil and Gas Corporation elnökhelyettesének a kutatási jelentések használatának engedélyezéséért, valamint KOVÁCSVÖLGYI SÁNDORNAK, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kutatójának a terület gravitációs és földmágneses térképének előállításáért és átadásáért.



## HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE UDVARI AND DIÓSBERÉNY SITES AND THEIR SURROUNDINGS

GYÖRGY TÓTH, KATALIN GONDÁR-SÓREGI, ÁGNES ROTÁR-SZALKAI,  
ISTVÁN HORVÁTH, ANNAMÁRIA NÁDOR and TEODÓRA SZÓCS

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

**Key words:** discharge, ground water, hydraulic conductivity, hydrodynamics, hydrogeology, hydrologic cycle, pollutants transport, potential field, recharge

The hydrogeological investigation of the Diósberény and Udvari areas resulted in a better understanding of the local groundwater flow systems. For this purpose natural drainages, hydraulic heads, the relief of the groundwater table and the hydraulic cycle of the upper part of the saturated zone were studied. Borehole data from the potential site of the nuclear waste repository gave information about the regional flow systems, the geological build-up which may modify the flow pattern and the hydrogeological parameters of the different lithological units. These data were integrated during the hydrodynamic and transport modeling. The modeling warned us that even more parameters are required to understand in detail the flow field, especially the connection between the recharge from the highest parts of the groundwater table and the regional flow field. This is indispensable to determine the processes of contaminant transport.

### 1. Introduction

The two areas selected for surface repositories are located within the water system of the Sió, Kapos and Sárvíz rivers. The geomorphology, climate, hydrology and hydrogeology of the two areas are very similar to each other, characteristic of the eastern part of the Tolna Hegyhát hills. Therefore the two areas were investigated together with the same methods, and the results of the different measurements, the hydrogeological parameters were compared with each other from time to time.

The aim of the hydrogeological investigation and hydrodynamic modeling carried out on the Udvari and Diósberény areas was to determine groundwater movements and the transport time of the possible contaminants. According to a hypothetical model, a certain part of the rainfall infiltrates and continues its way downward in the unsaturated (three-phase) zone. When it reaches the two-phase, saturated zone (groundwater level) the major part follows shallow, near-surface flows according to the hydraulic heads, determined by the relief. A minor part infiltrates deep into the regional groundwater flow system, *i.e.* to the confined ground waters. The water molecules, or the radionuclides which have infiltrated into the confined ground water, have the longest residence time in the flow system which gives enough time for the decay of the radionuclides, before they could reach the surface and are released to the biosphere again. This continuous groundwater flow system is determined by three major hydrogeological factors:

- hydrological cycle, *i.e.* recharge and discharge,
- hydraulic heads,
- geological build-up.

### 2. Hydrological cycle of the research area

Discharge, recharge and the human influence on the hydrological cycle are discussed in this section.

#### 2.1. Discharge

Field work started in the summer of 1995 and aimed at a preliminary investigation of the sites and the controlling of the hypothetical model based on the literature. Field work was based on 1:25,000 topographical maps which allowed us to outline more precisely the hydrogeology of the area compared to the previous models based on 1:100,000 scale. In order to determine the suitable repository sites an understanding of the local groundwater flow systems is essential. Therefore detailed base-flow measurements, water temperature and electrical conductivity measurements were carried out together with full geochemical sampling.

Hydrogeological field work was carried out in March and April of 1996 (TÓTH *et al.* 1996a). Due to the specific field conditions, we couldn't measure directly the discharge of the springs. Discharge measurements were possible before the entries of smaller streams, or on the natural, cleaned parts of the major streams. Therefore these are only approximate data. During the field work alluvial influent seepage was investigated in detail, in addition to the temperature and the electrical conductivity of the discharging waters. After the wet winter season, in spring, the alluvium was saturated and the ground water discharged in the form of effluent seepages. A wide, marshy, swampy zone developed in the valleys of the Bán creek and the Pél brook.

The shallow ground water is primarily drained by the springs, concentrated at the upper part of the valleys and by the tributary valleys through the influent alluvial seepage. The discharge of the streams in the tributary valleys

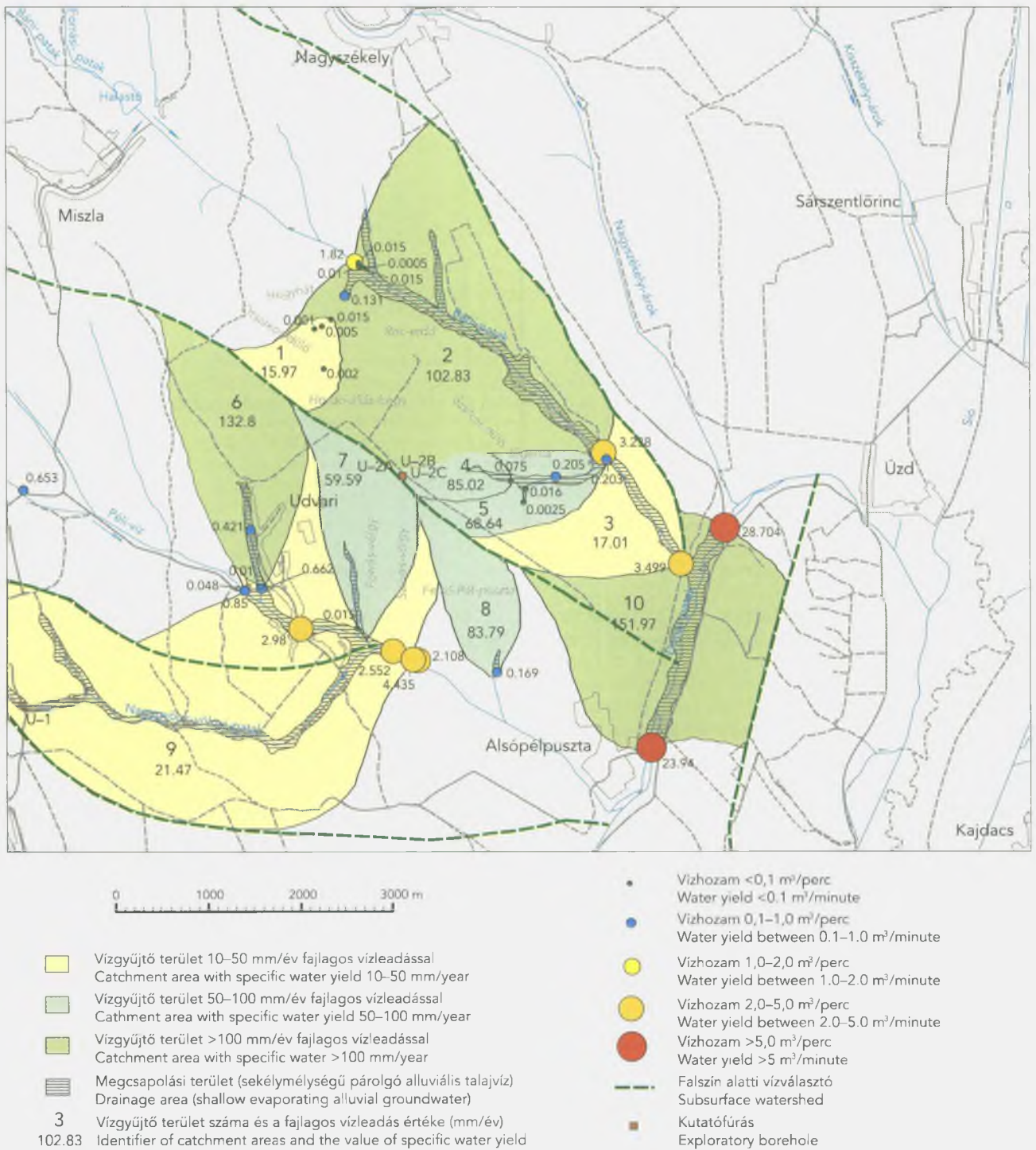


Figure 1. Map of the hydrological cycle of the Udvari area

1. ábra. Udvari térségének vízforgalmi térképe

increases downwards in the flow direction, because of the influent alluvial seepage.

In the surroundings of Udvari the smaller streams drain the ground water with approximately a total amount of 1.023 m<sup>3</sup>/min south from the subsurface groundwater divide towards the Pél brook, and with 0.334 m<sup>3</sup>/min north from the divide, towards the Bán creek. Due to the groundwater flow pattern, a certain amount of the water which infiltrates at the edge of the highest parts of the hills flows directly towards the major streams which provide the secondary drainage of the area. The discharge of these major streams is composed of two parts:

1. Alluvial influent seepage. Its rate is approximately 1.0 m<sup>3</sup>/min on the investigated parts of the recharge area of the Pél brook, 0.7 m<sup>3</sup>/min on the recharge area of the Bán creek and 2.0 m<sup>3</sup>/min on the recharge area of the Donát creek.
2. Inflow of the tributary valleys (data see above).

Results of the base-flow measurements in the Udvari area are summarized on the map representing the hydrological cycle of the area (Figure 1).

The most important discharges of the Diósberény area are the right-hand side tributary valley of the Csernyéd ditch (0.5 m<sup>3</sup>/min on average) and the Diósberény ditch (0.3 m<sup>3</sup>/min on average).

Evaporation is an important process which results in water loss on the drainage areas. As the evaporation of the ground water depends on many factors (thickness of the unsaturated zone, depth of the root-zone, distribution of the humidity *etc.*) which couldn't be examined during this work, data were collected from the archive of a monitoring network established on the gathering ground of the Pél brook (VITUKI 1971). Evaporation is efficient between May and August, and reaches its minimum in the winter season.

## 2.2. Recharge

Ground waters normally recharge through rainfall infiltration on a specific area. Rainfall data are provided by the measurements between 1968–1984 of a hydrological model area on the gathering ground of the Pél brook (VITUKI 1985) and the measurements of the Hőgyész meteorological station. According to these data the average rainfall on this area is 605 mm/year. During a one year period (1995 May – 1996 May) before the completion of the research the rainfall was 639 mm (TÓTH *et al.* 1996b).

An indispensable boundary condition for hydrodynamic modeling is recharge which maintains the whole flow system, and this can be directly calculated from the amount of rainfall. The maximum rate of infiltration is 14% of the average rainfall, *i.e.* maximum 84 mm/year on the Udvari-Diósberény area, based on calculations made using the USGS Netpath Program which takes into consideration evaporation factors calculated from the chloride content of the meteoric water (HORVÁTH *et al.* 1997).

The rate of infiltration was also based on base flow measurements carried out on the smaller streams. Using this method, first that proportion of the stream discharge has to be determined which directly recharges from the ground waters. Then this number has to be divided by the area of the subsurface recharge area which belongs to a certain discharge measurement point. This gives the number of the specific subsurface drainage. If the measurements include the whole discharge of the specific subsurface drainage, then the measured data are equivalent to the

infiltration. During the interpretation it must be taken into consideration that the stream can also be partly fed by surface drainage, and on the other side – especially on alluvial areas where the groundwater level is at a shallow depth (1–2 m), and during the summer periods of more intensive evaporation – ground water evaporates before it could reach the stream.

According to the base-flow measurements in March and April of 1996, the infiltration, calculated from the specific discharge was 74.8 mm/year on the Udvari area and 70.6 mm/year on the Diósberény area (Figure 1). As the winter of 1995–1996 was extremely humid, these data are considered to be above average. Therefore data provided for the hydrogeological models were corrected as follows. The infiltration was 40 mm/year (corrected for evaporation), as calculated from the measurements of the hydrogeological investigations during the summer of 1995 (TÓTH *et al.* 1995). After evaluating all the measurements on the Pél brook in November (VARGA *et al.* 1995), the infiltration was calculated to be:

- 50 mm/year in the Udvari area which is 8% of the annual rainfall,
- 54.75 mm/year in the Diósberény area which is 9% of the annual rainfall.

These values agree with the archive data. The average overland flow was 49.4 mm between 1968–1971 (VITUKI 1971) which is 9% of the average rainfall. In dry periods this value was 14 mm, while in humid years it was as high as 94 mm.

## 2.3. Human impacts

Human impacts which influence the balance of the hydrological cycle are the lack of water resulting from water production from wells on one hand, and the surplus coming from irrigation on the other hand. When people used ground water from dug wells for drinking water supply, irrigation and domestic purposes, the groundwater balance was more or less stable. Since the drinking water is supplied through pipes, the outlet water infiltrates through cesspools and increases the local groundwater level. This is shown by groundwater-level measurements, carried out in the surroundings of Udvari which have risen slightly since 1950. The lack of water and the surplus resulting from human impact is about 100–200 l/min which is 5% of the whole hydrological cycle. This can influence the local patterns of groundwater flow which must be taken into consideration during the hydrodynamic modeling.

## 3. Hydraulic heads

According to the classical model, the different horizons of the groundwater flow in aquifer layers which are separated from each other by aquicludes. The uppermost horizon is called the regime of shallow, unconfined ground waters, while the deeper zones are those of the confined ground waters. During the investigations we did not differentiate between these flow regimes, and used a uniform flow field characterized by different units of different hydraulic conductivity. The flow field can be divided into two parts: the unsaturated (three-phase) and the saturated (two-phase) zone. The unsaturated three-phase zone is the flow regime between the surface and the groundwater level, characterized by a certain potential/hydraulic head. In this zone the pores are not filled continuously by water,

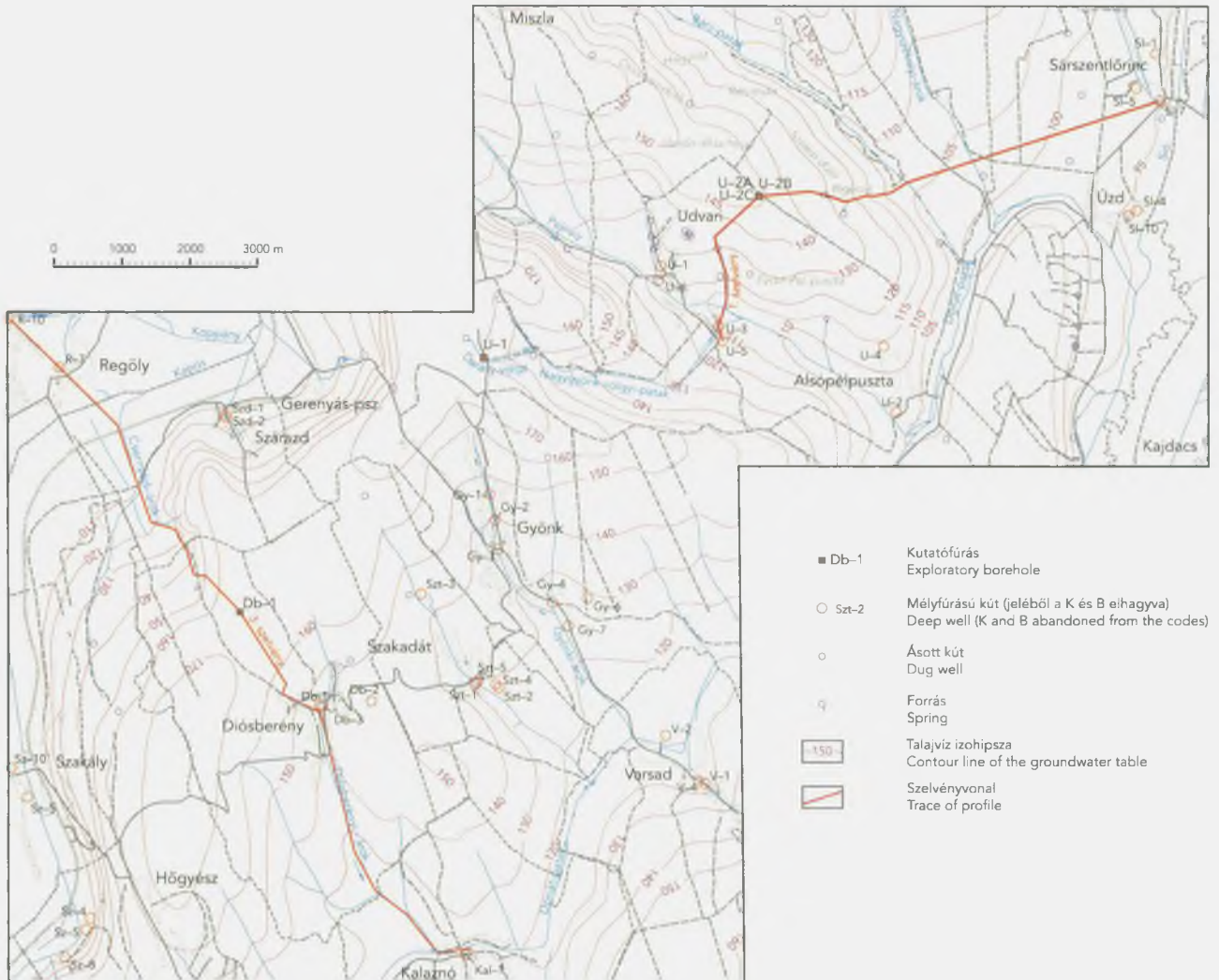


Figure 2. Groundwater level map of the Udvari and Diósberény areas

2. ábra. Udvari és Diósberény térségének talajvízszint térképe

only soil moisture exists. The flow field, where strata are saturated with water below the ground water table, is called the two-phase zone. Ground waters of this deeper regime are confined ground waters. There is a continuous transition between the unconfined and confined ground waters.

Local, perched water tables may exist in the three-phase zone above the groundwater table, depending on the different lithology. No evidence for perched water tables was found in the either Udvari or Diósberény areas during the investigations and the detailed survey in 1951 (MÁFI 1951). Therefore only the potentials of the two-phase, saturated zone are discussed below.

### 3.1. Unconfined ground waters

The upper boundary of the two-phase, saturated zone is the groundwater table itself whose position and flow directions are characterized by the map of the relief of the groundwater table (Figure 2).

On the *Udvari area*, bordered by the Pél brook, Bán creek and Donát creek, the highest hydraulic head is at 160–170 m a.s.l. at the top of the Macskás Hill, northwest

of Udvari. The lowest points of the potentials follow the local base levels, *i.e.* the Bán creek, Pél brook and Donát creek at 105 m a.s.l. The groundwater table follows the range of the Macskás Hill and Hordóállás Hill and the smaller hills southeast of this range.

In the center of the Udvari area, where the position of the groundwater table was less known on top of the hills, the Udvari-2B borehole, northeast of Udvari, reached the groundwater table at 30.98 m below the surface. At this point the potential was 146.59 m. On the potential site of the repository, around the borehole, the average hydraulic head is 140–145 m, while the groundwater table is 30–35 m below the surface. The near surroundings of the borehole are not at the highest parts of the groundwater table relief, but the hydraulic head is still minimal.

The NW–SE striking groundwater divide was defined on the basis of the relief of the groundwater table. The divide follows the surface topography and cuts the area into two parts. North of the groundwater divide the ground water flows to the northeast to the Bán creek, while south of the divide it flows to the southeast towards the Pél brook which is the major local drainage. At the

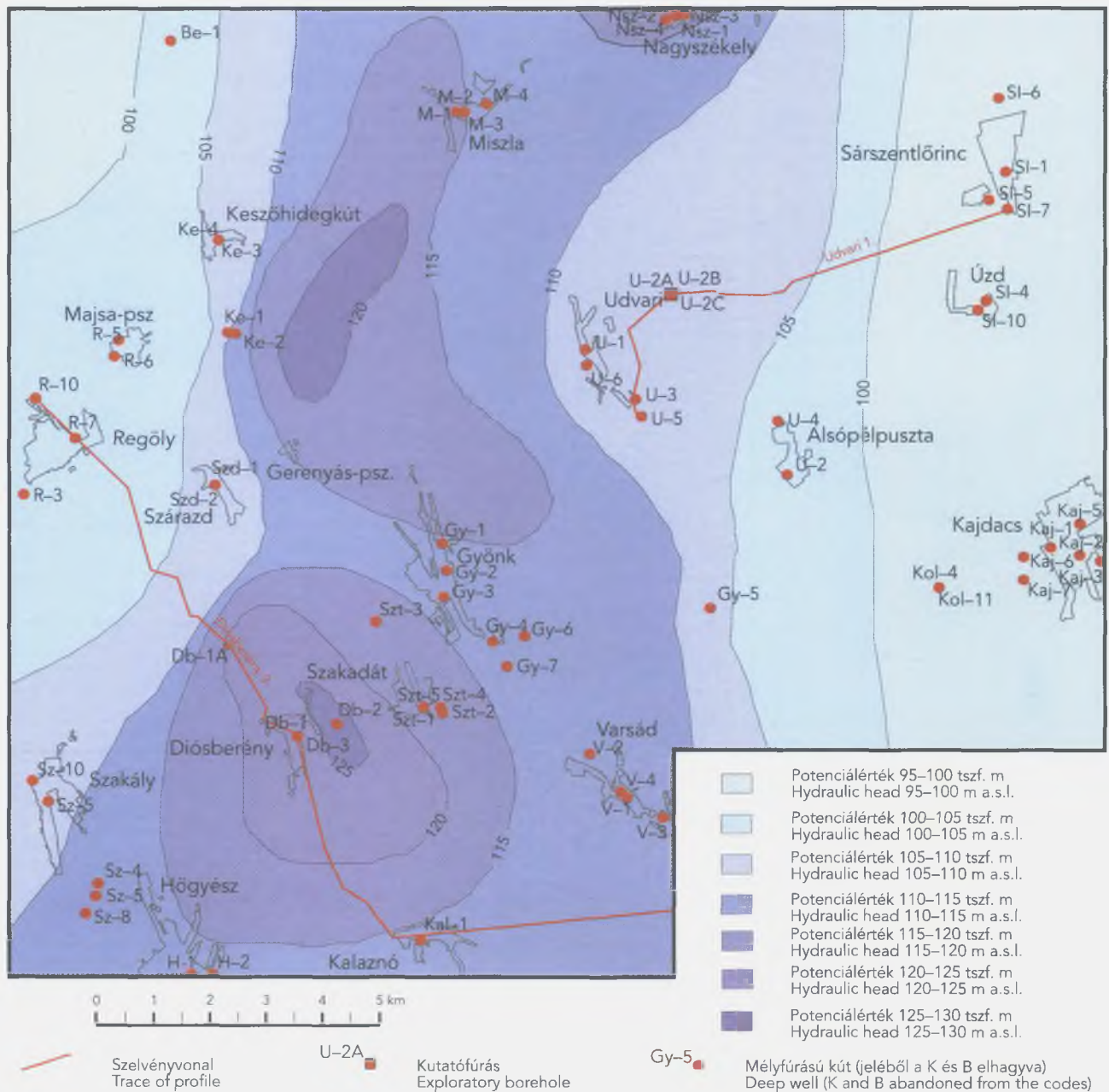


Figure 3. Potentials of the Diósberény-Udvari areas at a depth of 50 m above sea level

3. ábra. Potenciálviszonyok alakulása Diósberény és Udvari térségében tszf. 50 m mélységben

eastern boundary of the area the groundwater contour lines become parallel to the Donát creek, *i.e.* the ground water flows towards the east to the Donát creek. The springs which are part of the primary drainage discharge at 115–133 m a.s.l.

The three major streams, the Pél brook, the Bán creek and the Donát creek, and the tributary valleys with minor streams close to the Udvari-2A borehole are the natural outcrops of the groundwater body. The other tributary valleys of the area were dry which indicated that the groundwater table was at a lower position there.

On the *Diósberény* area the groundwater divide is along the Nagytörés balk and Új Hill at about 165 m a.s.l. Many data (drilling, geophysical measurements) prove the posi-

tion of the groundwater table at 165 m a.s.l. The lowest parts of the relief of the groundwater table are at the base levels (Kapos: 103 m, Donát creek: 115–125 m).

Ground water flows in two directions. Northwest of the groundwater divide the main discharges are the Csernyéd ditch and the Kapos River, while to the southeast the ground water flows towards the Donát creek.

### 3.2. Confined ground waters

Potentials for the deeper part of the two-phase, saturated zone (hydraulic heads of the confined ground water) were calculated for three levels (Figures 3–5), their distribution is also shown on the hydrogeological cross sections

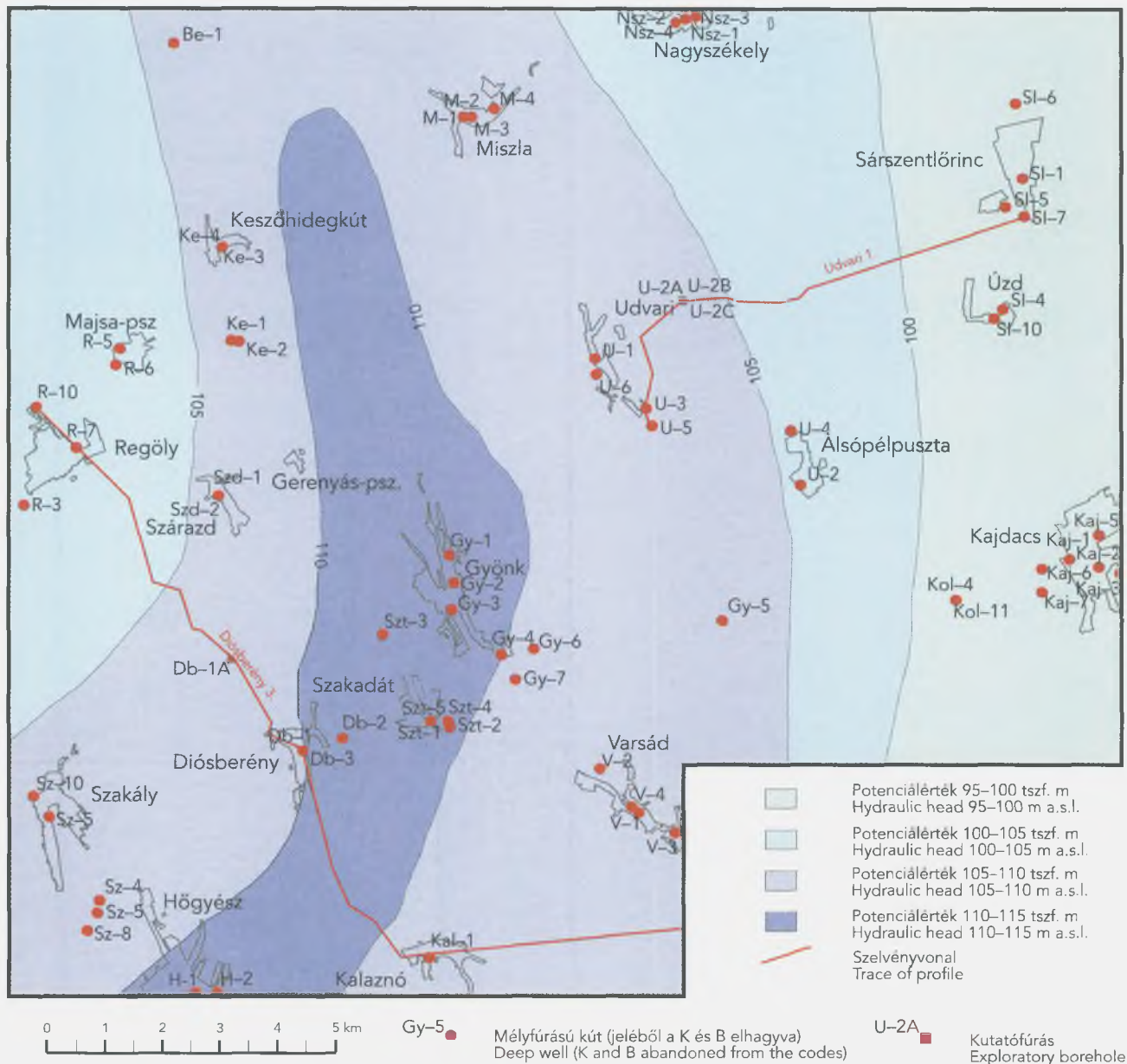


Figure 4. Potentials of the Diósbereány-Udvari areas at a depth of 0 m above sea level

4. ábra. Potenciálviszonyok alakulása Diósbereány és Udvari térségében tszf. 0 m mélységben

(Figures 6–7). To edit these maps, data of the drilled wells, results of the hydrogeological wells and data from the previous phases of the research were used.

Hydrodynamic investigations were carried out in the Udvari area, in the Udvari-2C borehole, and the following data for hydraulic heads were obtained. The piezometric surface is:

- between 71.5–81.51 m at 31.83 m a.s.l.,
- between 144.5–151.88 m at 70.02 m a.s.l.

The Udvari-2C borehole crossed the groundwater table, close to the highest point of its relief where the horizontal head is small. Below the groundwater table the potential values are high, decreasing slowly with depth (negative potential gradients). Based on the Udvari boreholes, the vertical component of the potential gradient is 0.017. There is a significant decrease in the potential

(0.57) in the variegated clay, crossed by the borehole. The decrease in the piezometric levels of the strata beneath this layer is smaller again and has a value of 105 at a depth of 100 m. The hydraulic heads of the deeper strata increase again. Moving away from the borehole, the hydraulic head of the near-surface strata decreases and reaches its minimum at the Siő-Sárviz area. In this flow regime a well-determined trend of decreasing hydraulic head can be observed from the recharge towards the discharge areas. Meanwhile the potential maps (Figures 3–5) clearly show that a range of high potentials crosses the Diósbereány area in all of the three investigated horizons. The flow fields are supposed to have a vertical orientation here, while the horizontal component becomes more and more significant on the slopes of this range.

In the Diósbereány area no hydrodynamic investigations

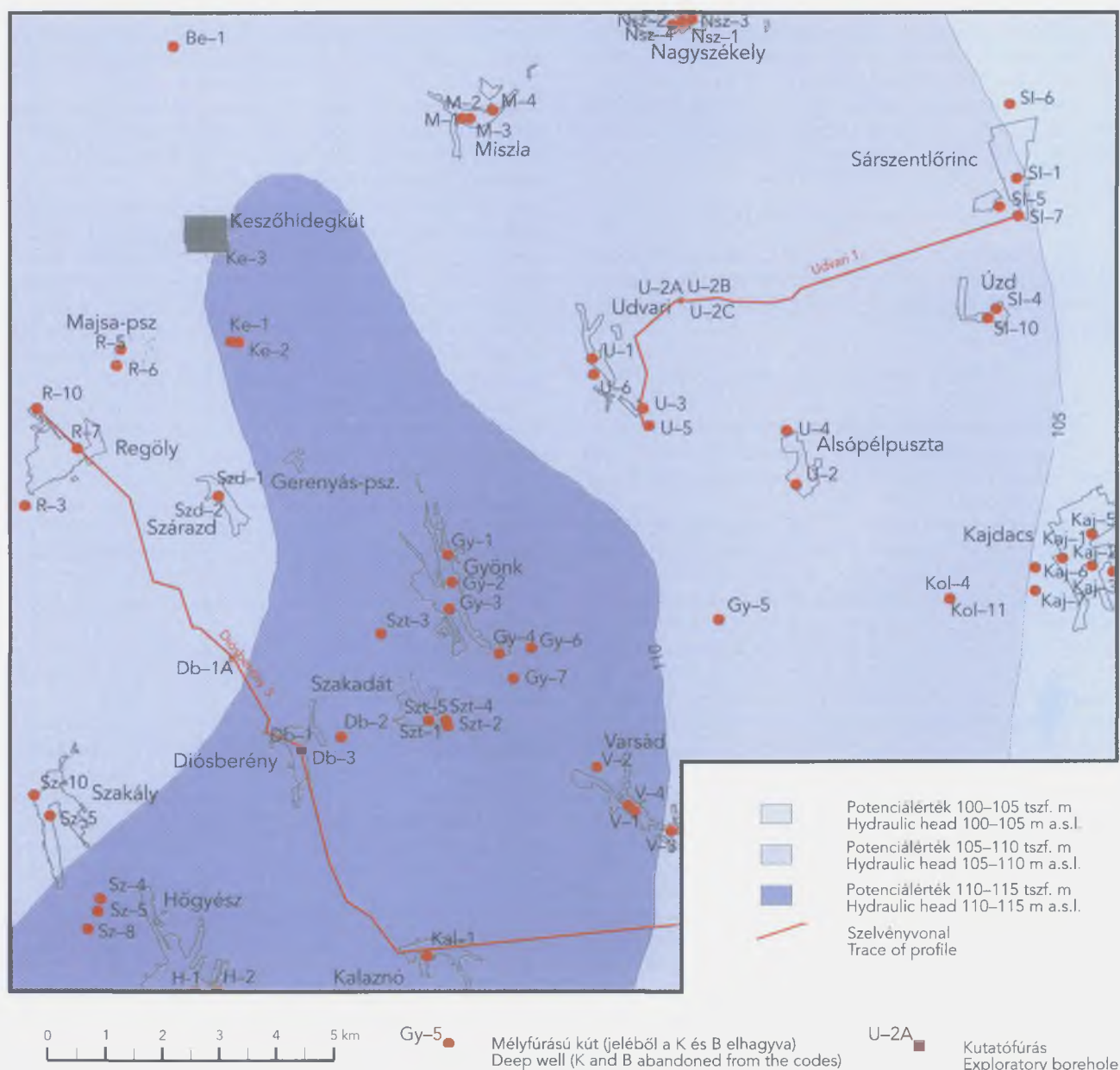


Figure 5. Potentials of the Diösberény-Udvari area at a depth of 75 m below sea level

5. ábra. Potenciálviszonyok alakulása Diösberény és Udvari térségében tsza. 75 m mélységben

were carried out in the borehole. The smaller potentials were in the horizon situated between 10 m a.s.l. and 20 m b.s.l. as was shown by the hydrogeological profile #3 (Figure 7) which cuts the Db-1A borehole. The sand bodies of this horizon have a good hydraulic conductivity, and they drain both the overlying and the underlying strata. The 0.44 value of the vertical potential gradient in the Db-1A borehole indicates that the hydraulic conductivity of the strata, perpendicular to the bedding, is very small. At the highest parts of the hills (which coincide with the highest parts of the relief of the groundwater table and the high potentials) the infiltrating water moves downwards. The sand bed between 120–130 m a.s.l. provides a favorable horizontal pathway for a part of the infiltrating water. The other part infiltrates down to the confined ground water where a W-E flow is supposed. The horizontally

drained ground water is partly discharged by the close springs, partly by the more distant drainage areas of smaller potentials (Kapos valley, Donat creek).

#### 4. Hydrogeology of the lithological units

The flow field, governed by the potential energy of the water, is also determined by the geological build-up. The flow directions change in the different geological units characterized by different hydraulic conductivities. In the less pervious layers the flow is vertical. The pervious layers function as channels and provide horizontal flow paths along the bedding. An anomaly in the hydraulic head develops in both cases whose rate depends on the thickness of the bed, its hydraulic conductivity and geometry.

Therefore it is essential to know the geometry and geology of the different units (pervious, semi-pervious layers, three-phase zone) which can be considered uniform from a hydrogeological point of view. In the following we describe the hydrogeology of these units and also introduce their hydrodynamic parameters.

#### 4.1. Hydrogeological description

To demonstrate the geometry of the hydrogeologically uniform units hydrogeological profiles with the potentials were constructed (Figure 6-7). The major units are the following:

##### 4.1.1. The unsaturated (three-phase) zone

The thickness of the unsaturated, three-phase zone, *i.e.* the flow regime between the surface and the groundwater table is variable because of the different hydraulic heads, discussed above.

The thickness of the zone of soil moisture in the *Udvari area* is practically zero at the streams close to the Udvari-2A borehole, and at the springs and swampy areas. The stream levels, the Udvari-2B borehole, the Udvari 401 and 402 geophysical profiles (STICKEL *et al.* 1997), the groundwater-level map (Figure 2) and the hydrogeological profile (Figure 6) show that, except for the valleys, the thickness of the soil-moisture zone is 20-30 m. Except for the uppermost 0-1.0 m, the unsaturated zone is built up of standard loess, while there are loess-type slope sediments on the surface.

On the *Diósberény area*, close to the Diósberény-1A borehole, and on the swampy areas the thickness of the soil-moisture zone is practically zero. The groundwater outcrops northeast of the borehole in the Csernyéd ditch and in the Új Csernyéd ditch and north of the borehole in the right-hand-side tributary valley of the Csernyéd ditch. South and southwest of the borehole, in the surroundings of the streams which reach Diósberény from west and north, the thickness of the three-phase zone can also be neglected. The other valleys of the area are dry which indicates that the groundwater table is deeper there. At the groundwater divide the groundwater table is at 165-170 m a.s.l., while the surface is between 190-250 m a.s.l., so here the three-phase zone is more than 20 m thick. In the Diósberény-1A borehole, at 202.5 m, the three-phase zone is about 36 m thick based on well logs and the regional groundwater-level map (Figure 2). This zone pinches out towards the valleys.

The three-phase zone in the Diósberény area is subdivided by three fossil soil horizons and by a sand layer. Based on the geological literature of the area and on the geological profiles and borehole data, the loess which builds up the unsaturated zone is not homogenous, as there are some minor clay, clay-sand lenses and intercalations (MARSÍ 1997, CHIKÁN *et al.* 1996). This lithological heterogeneity provides favorable conditions for perching groundwater tables, although none of them were identified during the research.

##### 4.1.2. The saturated (two-phase) zone

The upper part of the two-phase zone is in *Pleistocene loess* in both areas.

In the Udvari area, according to the Udvari-2A bore-

hole data, the thickness of the loess is 97.0 m (KOLOSZÁR 1997), while it is a maximum of 60 m thick on the Diósberény area. From a hydrogeological point of view, the most important factor is that the well-sorted, homogenous, unbedded silty loess with medium hydraulic conductivity (Figures 6-7, 20) is subdivided by fossil soil layers of silt-clay composition (Figures 6-7, 22-25). The clay content of the fossil soils increase downwards, *i.e.* their hydraulic conductivity decreases with depth. The fossil soils are considered to be formations with bad hydraulic conductivity. They cut short the downward infiltration, and in this way modify the whole flow pattern.

On the Diósberény area some near-surface sand bodies of good hydraulic conductivity exist in the loess which may horizontally channel the infiltrating waters.

Below the loess there are *Pliocene-Pleistocene continental variegated clay*, red clay and sandy clay of bad hydraulic conductivity.

In the Udvari area its thickness was 53.3 m in the borehole. Moving away from the borehole it pinches out over 3-5 km, or has a maximum thickness of just a few meters. Based on the differences in lithology, the continental clastic sediments can be divided into the following units:

- between 97.0-103.0 m - clay, interpreted as a fossil soil horizon (26),
- between 103.0-130.1 m - variegated clay (26),
- between 130.1-145.8 m - clay, silty clay, fine-grained sandy clay, silty sand (27).

The hydraulic conductivity of the sequence increases downwards. While the uppermost clayey and variegated clayey parts have bad hydraulic conductivity and are interpreted as impervious layers which modify significantly the flow pattern of the area, the good hydraulic conductivity of the lowermost sand layer is identical with that of the Pannonian sand bodies.

Figure 6. Hydrogeological profile Udvari #1

#### 6. ábra. Udvari I. vízföldtani szelvény

1 - folyóvízi képződmények (alacsony ártér): kőzetliszt, 2 - folyóvízi-mocsári képződmények általában, 3 - folyóvízi-proluviális képződmények általában, 4 - folyóvízi-proluviális képződmények: kőzetliszt, 5 - proluviális-deluviális képződmények, 6 - folyóvízi képződmények (alacsony és magas ártér): kőzetliszt, 7 - folyóvízi képződmények (magas ártér): homok, 8 - folyóvízi képződmények (magas ártér): kőzetliszt, 9 - deluviális képződmények általában, 10 - deluviális képződmények: homok, kőzetliszt, 11 - folyóvízi-proluviális képződmények általában, 12 - folyóvízi-proluviális képződmények: homok, 13 - folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp) általában, 14 - folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): homok, kavicsos homok, 15 - folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): homok és kőzetliszt váltakozása, 16 - folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): finom- és középszemcsés homok, 17 - folyóvízi képződmények (terasz, hordalékkúp): homok, 18 - folyóvízi képződmények: agyag, kőzetliszt, 19 - futóhomok, fluvioeolikus homok, 20 - eolikus képződmények: lösz, 21 - fosszilis talajok általában, 22 - fosszilis talajok: kőzetliszt, 23 - fosszilis talajok: agyagos kőzetliszt, 24 - fosszilis talajok: kőzetlisztes agyag, 25 - fosszilis talajok: agyag, 26 - szárazföldi tarkaagyag, vörösgagyag, 27 - agyagos homok, 28 - homok,  $V_{20-50}$  - aleurit, homokos aleurit, homok (20-50% homoktartalommal) -  $V_{50-70}$  - aleurit, homokos aleurit, homok (50-70% homoktartalommal), H - homok (70-100% homoktartalommal), V - adat hiányában nem bontható képződmények (felsőpannoniai s. l.), Pa<sub>1</sub> alsópannoniai agyagmárga, aleurolit





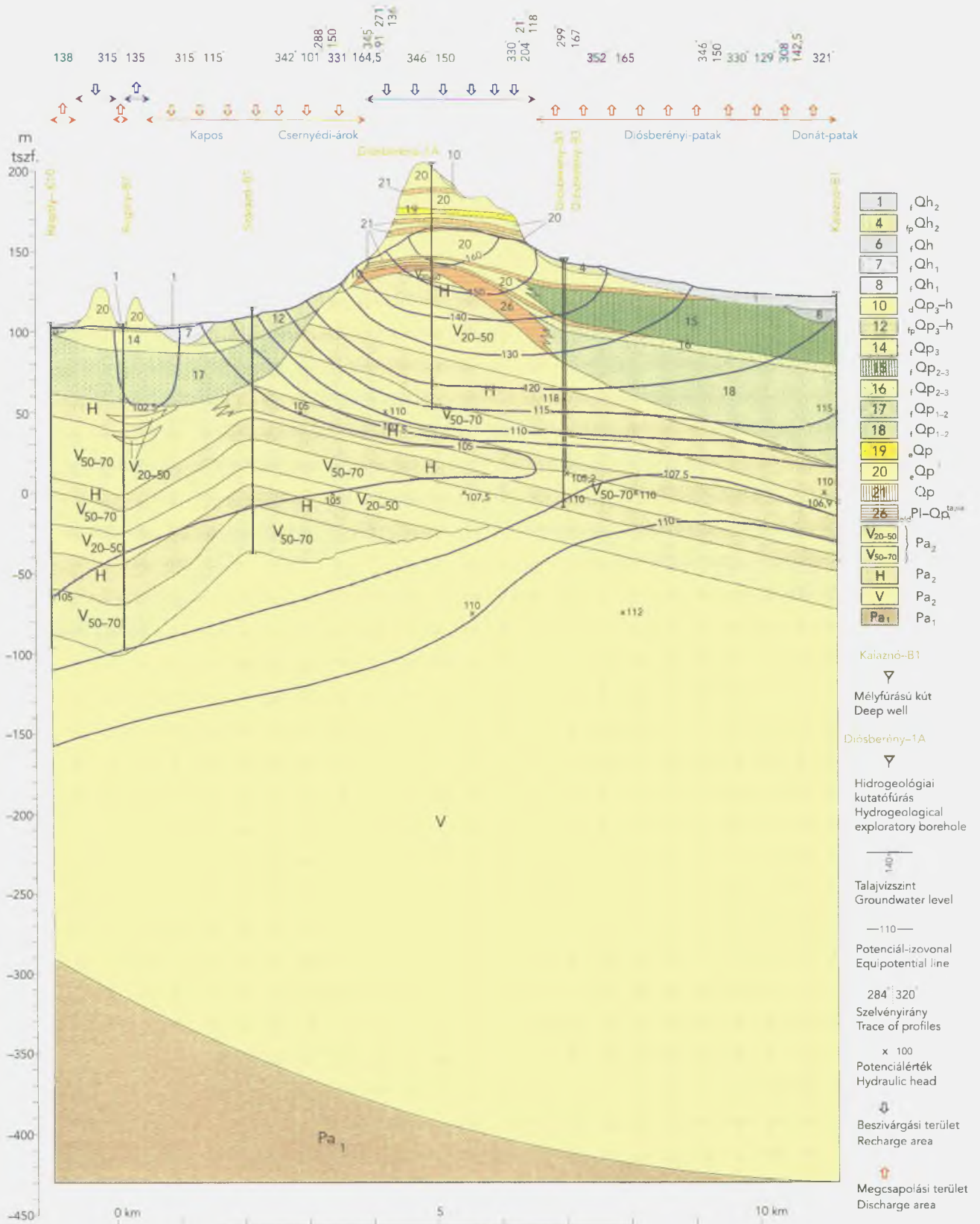


Figure 7. Hydrogeological profile Diósbereény #3

For captions, see Figure 6

7. ábra. Diósbereény 3. vízföldtani szelvény

Jelmagyarázat a 6. ábrán

The underlying strata of the variegated clays is at 130 m a.s.l. in the Diósberény area. Due to the few borehole data, it is extremely difficult to determine the distribution of the clayey, terrestrial formations.

The next layer downwards is a 5–10 m thick fine-grained *Pliocene-Pleistocene sand* (28). Due to its horizontal position, it outcrops in the highest parts of the Diósberény area. It has a good hydraulic conductivity which may drain horizontally the infiltrating waters.

The *Upper Pannonian sequence* is built up of silt and sand. It is situated between 300 m b.s.l. and 40 m a.s.l. (even above 100 m a.s.l. on the western part of the Pél brook and on the southern side of the Donát creek). The Pannonian sequence has a good hydraulic conductivity as it is composed of fine-grained clastic sediments: silt, sandy silt and sand. The subdivision of the Upper Pannonian sediments is the following:

- sand with good hydraulic conductivity (H),
- beds with 50–70% sand content with good to medium hydraulic conductivity ( $V_{50-70}$ ),
- beds with 20–50% sand content with medium hydraulic conductivity ( $V_{20-50}$ ),
- lowermost part of the Upper Pannonian sequence which was considered to be uniform because of the lack of data (V).

Due to the good hydraulic conductivity of the Upper Pannonian sequence, the wells for drinking water supply of the area exposed drain the sandy layers between 0–50 m a.s.l. The horizontal distribution of the Pannonian sequences are at the same level over large areas.

The *Lower Pannonian clayey marl-silt sequence* have a bad hydraulic conductivity. It is situated at a depth of 250–350 m below the sea level, and data for the sequence are collected from distant boreholes and some index maps. There are no borehole data from the investigated area about the Lower Pannonian clayey marl and silt sequence ( $Pa_1$ ), deposited on the crystalline basement. Its regional distribution and bad hydraulic conductivity may be also characteristic for this area.

#### 4.2. Hydrodynamic parameters

Hydrodynamic parameters are outlined below separately for the unsaturated (three-phase) and saturated (two-phase) zones.

##### 4.2.1. The unsaturated (three-phase) zone

During this phase of the research, only a few data were collected to determine the hydrodynamic parameters of the loess which is situated above the groundwater table. During the engineering geophysical sounding close to the Udvari-2 borehole, the hydraulic conductivity was  $5.8 \times 10^{-2}$  m/d (STICKEL *et al.* 1997) between 16.15–16.65 m. The hydraulic conductivity ranging between  $7 \times 10^{-2}$  and  $3 \times 10$  m/d, calculated from the borehole logs of the Udvari-2A borehole and considering the porosity and saturation (KASZA *et al.* 1996), are very high values for the loess. The probable reason is that this calculation method was developed for other types of sediments during hydrocarbon prospecting. If this area will be further investigated, the undisturbed samples of the Udvari-2B dry borehole will provide reliable data to determine the porosity in the laboratory and to measure the pF and hydraulic conductivity.

##### 4.2.2. The saturated (two-phase) zone

Based on some data from the national (BALLA 1997, JUHÁSZ *et al.* 1989) and international (GIBBS and HOLLAND 1960) literature, we used the following hydraulic conductivity for the Udvari and Diósberény areas: loess –  $n \times 10^{-2}$  m/d, sand layers of the Pannonian sequence – 1.4 m/d, Upper Pannonian silt-sand layers (horizontal) –  $n \times 10^{-1}$  m/d and Upper Pannonian silt-sand layers (vertical) –  $n \times 10^{-4}$  m/d.

The *well logs* of the Udvari-2A and Diósberény-1A boreholes made it possible to determine the hydrogeological parameters of the different units by geophysical methods (LIEBE and GÁLFY 1981). The hydraulic conductivity was determined on the basis of both the resistivity logging and the virtual porosity. The hydraulic conductivity calculated from the resistivity logs of the Udvari-2A and Diósberény-1A boreholes are shown on Figures 8–9.

The hydraulic conductivity calculated from the virtual porosity, were also determined for the loess and clay of less hydraulic conductivity. The results were compared with the hydraulic conductivity determined by other methods from similar areas, and with the data measured in the Udvari-2B borehole (KASZA *et al.* 1996). Although the calculation method was not originally developed for loess, it can be concluded that the hydraulic conductivity decreases towards the depth by approximately one order of magnitude between 30–90 m. Due to the clayey composition, the hydraulic conductivity of the fossil soil horizons in the loess is smaller by one order than it is in their surroundings. The calculated hydraulic conductivity of the Pliocene-Pleistocene variegated clay, clay with loess and fine-grained sandy clay sequence between 90–144 m is  $10^{-4}$ – $10^{-3}$  m/d. The hydraulic conductivity of the Pliocene-Pleistocene sand between 144.5–155.5 m is 1–2 m/d which agrees with the data of other measurements. The hydraulic conductivity of the lowermost Pannonian sand-silt, sand sequence is  $n \times 10^{-1}$  m/d.

During the *engineering geophysical sounding* close to the Udvari-2A borehole (STICKEL *et al.* 1997) the hydraulic conductivity was determined by injection in two screened intervals. The measurements showed that there is no significant difference in the hydraulic conductivity in the intervals between 16.5–16.65 m ( $k = 5.82 \times 10^{-2}$  m/d) and between 37.75–38.25 m ( $k = 7.07 \times 10^{-2}$  m/d). Both screened intervals were in loess, the upper was in the unsaturated, three-phase zone, the lower one in the saturated, two-phase zone.

*Hydrodynamic testing* was carried out at two places in the Udvari-2C borehole and at one place at the bottom of the Udvari-2B dry borehole (TUNGLI and GYALOG 1997). The hydraulic conductivity values calculated from the hydrodynamic testing are shown in Table 1.

After interpreting the geological data of the area, the

Table 1

Results of hydrodynamic testing in the Udvari-2 boreholes

Borehole	Investigated interval	Lithology	Piezometric level (m a.s.l.)	Hydraulic conductivity (m/d)
Udvari-2B	30.98–33.14	loess	146.59	0.019–0.034
Udvari-2C	71.42–79.52	loess	145.80	0.0073
	144.54–149.60	fine-grained sand	107.61	0.8–1.4

Table 2  
Parameters of the hydrogeological model in  
the Udvari and Diósberény areas

Lithology	Code on the geological profiles (Figures 6-7)	kh (m/d)	Anisotropy
fluvial sand	11	10-30	50-100
Pannonian sand	28, H	0.5-5	10-50
sand, fluvial sand	V <sub>50-70</sub>	0.25-0.5	100
fluvial terrace, alluvial fan	15, V, V <sub>20-50</sub>	0.1-0.25	500
deluvial sediments	9, 9a	0.05	10
loess, proluvial sediments	20, 4	0.05-0.01 (towards the depth)	0.5-1 respectively 1-(2-5)
fluvial overbank deposits	1, 7, 17	0.05-0.1	100
clayey loess	22, 23	$8 \times 10^{-4}$	1
clay	24, 25	$5 \times 10^{-4}$	1
clay	26, 27	$5 \times 10^{-4}$	1-10
clay	Pa <sub>1</sub>	$5 \times 10^{-5}$	1
clay	Pa <sub>1</sub>	$10^{-4}$	10

horizontal and vertical *hydraulic conductivity* (Table 2) of the lithological units were initially determined by the Flotrans model. These parameters were the basis for the hydrodynamic modeling (MEZŐ and SZILÁGYI 1997).

### 5. Hydrodynamic and transport modeling

The hydrodynamic modeling was made along the hydrogeological profiles Udvari #1 and Diósberény #3 through the boreholes and in the flow directions. First the simpler and quicker Flotrans model was used which makes possible more attempts. By this model we determined more precisely the parameters and the boundary conditions. These data were provided for a more detailed hydrodynamic modeling carried out by the Rockflow program (MEZŐ and SZILÁGYI 1997). Due to the relatively short time, we used simultaneously the two models in order to be able to determine the geological-hydrogeological build up of the investigated areas.

The results of the Flotrans, two-dimensional modeling are summarized below (TÓTH and ROTÁR-SZALKAI 1996). A net, built up of cells of  $10 \times 250$  m, was generated along the profiles. Then the net was condensed in the surroundings of the boreholes over a distance of 400 m. The model required a simplified geological build-up. During the first stage of the modeling, a homogenous, but anisotropic lithology was supposed along the whole profile. In the next stage, hydrogeologically uniform units were differentiated: Quaternary loess, alluvial sandy layers from the Kapos valley, Quaternary alluvial sediments, and Pliocene variegated clay, also cut by the borehole. The different Pannonian beds were used as a uniform sequence. We assumed the presence of sand layers below the Pliocene variegated clay, also crossed by the borehole, and two other, independent sand layers at the lower boundary of the profile. To create a potential distribution which is similar to the one which was calculated before, the Pannonian sequence along the Kapos river was separated as a sequence of better hydraulic conductivity. During the later phase of modeling, the presence of a unit with bad hydraulic conductivity was also supposed far from the borehole, however, it is not indicated on the geological profile.

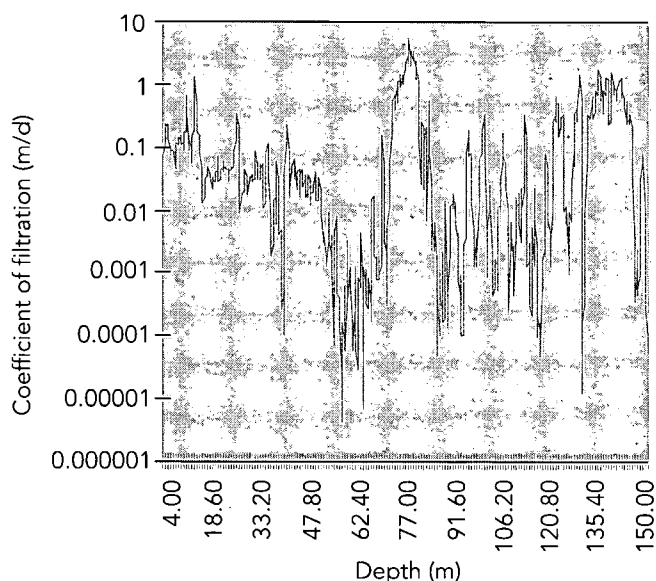


Figure 8. Hydraulic conductivity calculated from the electric resistivity logs of the Udvari-2A borehole

8. ábra. Az Udvari-2A fúrás karotázsszelvényének ellenállásgörbéje alapján számított szivárgási tényező-értékek

During the modeling a constant value of  $1.5 \times 10^{-5}$   $m^3/m^2/d$  was supposed on the recharge areas. The sites of the springs and the streams were fixed as points of constant potentials. The boundaries and the bottom of the profile were assumed to be no-flow areas, then we indicated some points of fixed potentials. The porosity was fixed at 15%. The hydraulic conductivity values were modified until the distribution of the potentials became similar to that of the previously calculated pattern (Figure 10). In the Diósberény area a potential distribution, similar to the previously calculated one, could not be generated. The most probable reason is that the two-dimensional model could not simulate the complicated three-dimensional processes (Figure 12).

During the transport modeling we supposed the contamination source as a point, and the transport as a constant flux (CAUCHY-type boundary conditions). To simulate the transport processes the following parameters were also used: diffusion coefficient –  $10^{-5}$  m/d, longitudinal dispersion – 3 m and transversal dispersion – 0.1 m.

The pollutants were first considered as conservative sources, later as pollution which decay by time. In both cases the concentrations were considered as constant values (Figures 11 and 13).

### 6. Subsurface hydrogeochemistry

Samples collected from streams, springs, dug wells and some others from the engineering geophysical sounding provided information about the hydrogeochemistry of the ground waters. Calcium-magnesium hydrocarbonate ground waters characterize the hills built up of loess. There is no significant difference in the chemistry of these waters, the only difference may occur in the nitrate, chlo-

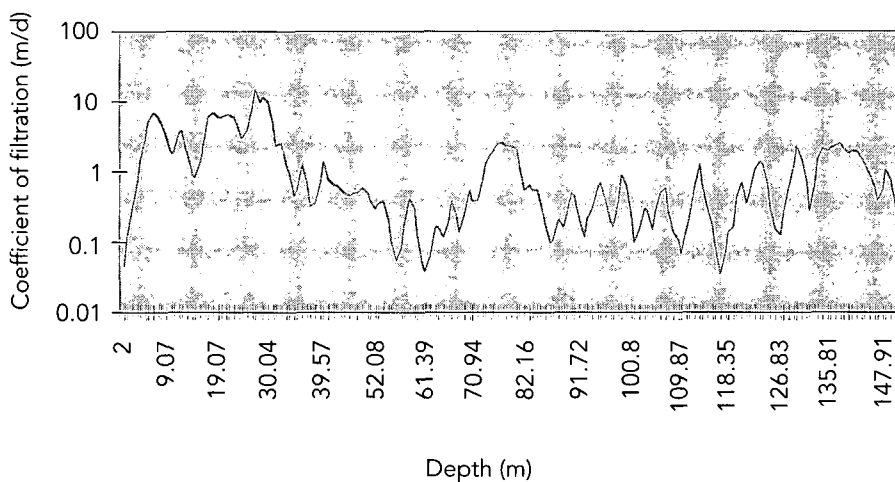


Figure 9. Hydraulic conductivity calculated from the electric resistivity logs of the Diósberény-1A borehole

9. ábra. A Diósberény-1A fúrás karotázsszelvényének ellenállásgörbéje alapján számított szivargási tényező-értékek

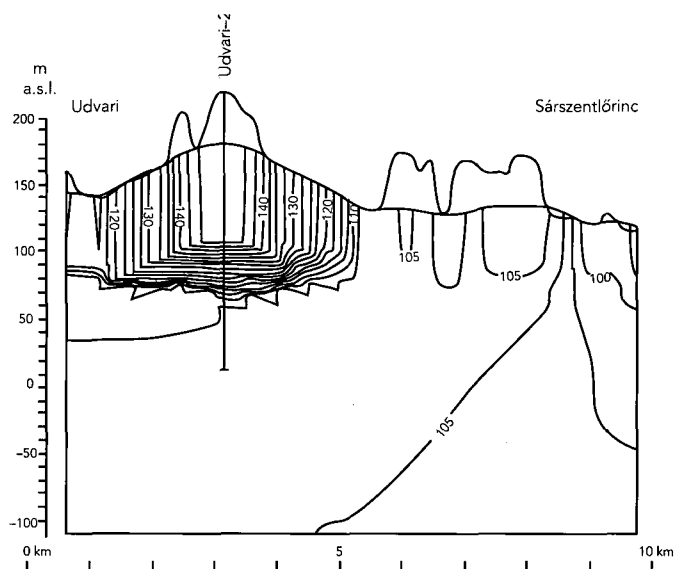


Figure 10. Distribution of the potentials along the profile Udvari #1 based on model calculations

10. ábra. Modellezéssel számított potenciáeloszlás az Udvari 1. szelvény mentén

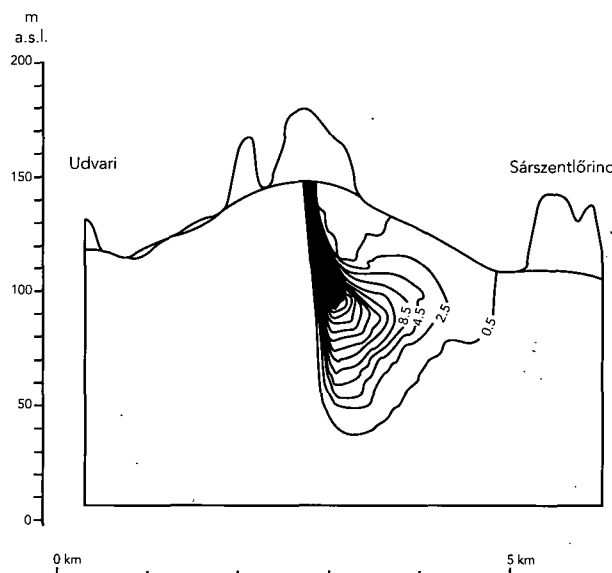


Figure 11. Pollutants concentrations after 600 years along the profile Udvari #1

Initial concentration – 100 units, background concentration – 0 mg/l, coefficient of diffusion –  $10^8 \text{ m}^2/\text{d}$ , longitudinal dispersion – 30 m, transversal dispersion – 0.1

11. ábra. Szennyezőanyag koncentrációja 600 év elteltével az Udvari 1. szelvény mentén

Kezdeti koncentráció – 100 egység, háttérkoncentráció – 0 mg/l, diffúziós együttható –  $10^8 \text{ m}^2/\text{nap}$ , longitudinális diszperzió – 30 m, transzverzális diszperzió – 0,1

ride, sulfate and sometimes in the potassium content which are all more or less artificial components of the ground waters.

The nitrate content of the ground water can exceed 20–30 mg/l which is a result of agriculture. The lower values indicate a secondary decay, they are of natural origin. The interpretation of the high nitrate content of the ground waters as contamination can be accepted only with some limitations in the investigated areas. Compared with the results of the tritium analyses, it can be concluded that the nitrate content of the high-tritium-content “young” ground waters is also high.

We did not identify a deep origin for the upwelling ground water which is characterized by a different water chemistry.

The exchange of Ca and Mg with Na and K was a general trend towards the depth (between 50–300 m). The chloride content also increased downwards in this interval. The differences can be explained by the local modifications of the flow field.

The waters with low chloride content indicate meteoric infiltration with little evaporation (HORVÁTH *et al.* 1997).

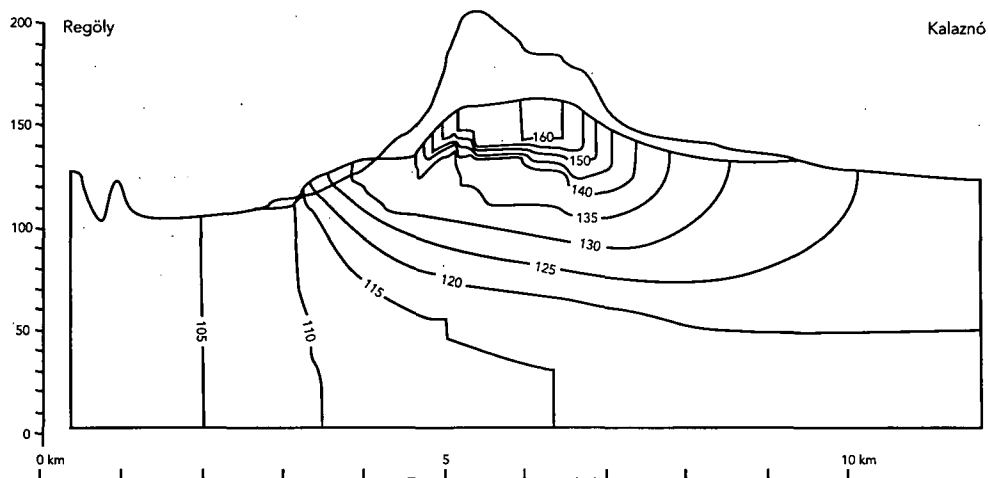


Figure 12. Distribution of the potentials along the profile Diósberény #3 based on model calculations

12. ábra. Modellezéssel számított potenciáeloszlás a Diósberény 3. szelvény mentén

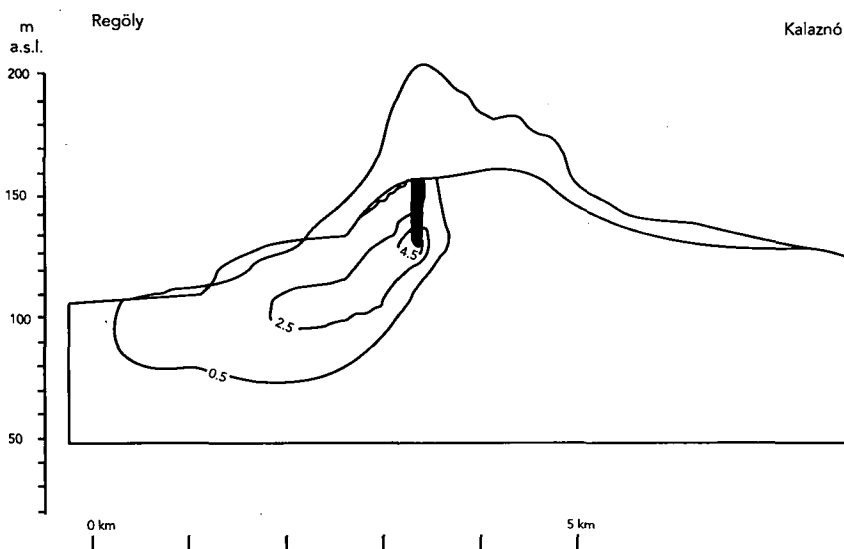


Figure 13. Pollutants concentrations after 600 years along the profile Diósberény #3

Initial concentration – 100 units, background concentration – 0 mg/l, coefficient of diffusion –  $10^8 \text{ m}^2/\text{d}$ , longitudinal dispersion – 30 m, transversal dispersion – 0.1

13. ábra. Szennyezőanyag koncentrációja 600 év elteltével Diósberény 3. számú szelvény mentén

Kezdeti koncentráció – 100 egység, háttérkoncentráció – 0 mg/l, diffúziós együttható –  $10^8 \text{ m}^2/\text{nap}$ , longitudinális diszperzió – 30 m, transzverzális diszperzió – 0.1

## 7. Conclusions

On the basis of the hydrodynamic and transport modeling (Figure 10), the results of the research, and the geochemical survey (HORVÁTH *et al.* 1997), the flow field of the *Udvari area* can be characterized as follows.

At the top of the relief of the groundwater table (close to the Udvari-2A borehole) the recharge, calculated from the specific subsurface drainage, is 50 mm/year. 47% of the hydrological cycle is on the surface or in the near-surface, 53% is at the side boundaries of the profile. Within this field the potentials are mainly downward or directed

sideways (MEZŐ and SZILÁGYI 1997). The infiltrating water moves in the loess, in the undersaturated, three-phase zone, with 20–30 cm/year, based on the distribution of the tritium-rich horizon (HORVÁTH *et al.* 1997). The infiltrating water reaches the boundary between the unsaturated and saturated zones at 30.98 m below the surface (based on the data of the Udvari-2A borehole). In the saturated zone, but still in the loess, the infiltration slows down. The corrected result of the  $^{14}\text{C}$  dating of the water was 19,300 years (uncorrected 22,000 years) in the Udvari-2C borehole between 71.5–81.5 m. The results of the D and  $^{18}\text{O}$  stable-isotope measurements also indicated infil-

tration during a cold climatic interval. From these data, the vertical component of the groundwater movement in the two-phase zone can be calculated (2.4 mm/year) which is the minimum of the real speed of the water movement (HORVÁTH *et al.* 1997).

The Pliocene-Pleistocene variegated clay – red clay beds between 97.0–130.1 m below the surface are impervious layers. This clayey sequence guides sideways all the infiltrating waters which discharge in springs (Forrás valley spring, the two springs in the valley below the Széles balk, a spring in the valley below the Ótsarkos balk, a spring of the second valley west of Alsópépuszta, and a spring of the stream in the western part of Udvari). A smaller part of the infiltrating water outflanks, or infiltrates, through the Pliocene variegated clay and reaches the regional flow from west to east.

This flow pattern is also supported by the geochemical data, *i.e.* two repeated  $^{14}\text{C}$  dating of the ground waters from a sand layer of a screened interval between 145.0–149.0 m in the Udvari-2C borehole gave 8800 years (11,000 and 11,500 years uncorrected). There is a very limited flow connection between the layers at 70–80 m and 145–149 m, based on the  $^{14}\text{C}$  data, the differences in nitrate content and the results of the D and  $^{18}\text{O}$  stable-isotope measurements. The lower aquifer layer is recharging out from the surroundings of the borehole. The results show that in the surroundings of the Udvari-2C borehole the uppermost 50 m of the saturated zone (in the loess, above the red clay) is characterized by a decreased flow velocity, and a certain “dead space” develops. Therefore there is a significant difference (40 m) in the potentials between the horizons at 72 and 145 m which makes possible only a restricted infiltration downwards. This is also supported by the inversion in the age of the ground waters (HORVÁTH *et al.* 1997).

According to the model, there is an undisturbed regional flow field below the clay layer, independent of the local flows. The water which infiltrates through the clay reaches the Upper Pannonian sands of good hydraulic conductivity. Then the direction of the flow changes from vertical to nearly horizontal, and ground waters flow towards the Sió

and Sárvíz. At this depth the confined ground waters belong to a W–E regional flow system whose recharge area is at Diósberény–Miszla. Only a few percent of the surface infiltration reaches this flow.

The waters which infiltrate at the edge of the hilltops, close to the slopes, do not infiltrate through the Pliocene variegated clays, but they are discharged at the closest areas (Pél brook, valley of the Bán creek). This is the shortest and most unfavorable flow which may quickly channel the potential contaminants to the surface.

According to the detailed transport modeling (MEZŐ and SZILÁGYI 1997) the shortest time needed for the possible contamination to reach the surface is 380–440 years in the worst case.

At the same time – if 100 units of non-decaying contamination are supposed – 1 unit of contamination will reach the surface after 600 years (Figure 11). Calculating with the radioactive decay of the contamination, 0.1 unit of contamination would move further downwards after 600 years (TÓTH and ROTÁR-SZALKAI 1996).

In the *Diósberény area* there was no hydrogeological borehole, so there is no data about the potentials and hydrogeochemistry of the deeper strata. Therefore the flow field cannot be outlined in a way similar to the Udvari area. The hydrodynamic and transport model (Figure 12) reflects the fact that recharging waters discharge quickly through the Kapos River; while some other parts are channeled to deeper flows systems. The flow field is basically determined by the hydrogeological properties of the Upper Pannonian sand layer. Even a minor change in the hydrological parameters of this layer significantly modifies the flow directions.

If we suppose the contamination source as a point, and the concentration of the contamination as 100 units, 0.5 units of contamination from the borehole would reach the surface in 600 years, but 2 units of contamination do not reach the surface within this time (Figure 13). Based on the  $^3\text{H}$  and  $^{90}\text{Sr}$  isotope measurements, the contamination decays before it could reach the surface during the 600 years transport time under the same conditions.

## References

- 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., KOLOSZÁR, L., and MARS, I., 1996: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Udvari környékének kiegészítő terepi vizsgálata. A földtani reambuláció eredményei (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Complementary field studies in surroundings of Udvari. Results of geologic reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GIBBS, H. J., and HOLLAND, W. J., 1960: Petrographic and Engineering Properties of Loess. – United States Bureau of Reclamation Engineering, Monograph No. 28, 186 p.
- HORVÁTH, I., DEÁK, J., HERTELENDI, E., and SZÖCS, T., 1997: Hydrogeochemical investigations in the Tolna hills area (Vizgeokémia vizsgálatok tolnai dombvidéki területeken). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- JUHÁSZ, J., (editor) 1989: Összefoglaló jelentés az ófalui tervezett radioaktív hulladéktároló telep kutatásáról (in Hungarian: Summary report on the radioactive waste repository designed at Ófalu). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- KASZA, Z., RIGLER, GY., LACH, ZS., LENDVAY, P., and SZONGOTH, G., 1996: Udvari-2A. és -2C. fúrások mélyfúrás-geofizikai mérései és kiértékelése (in Hungarian: Geophysical well log and interpretation of boreholes Udvari-2A and -2C). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- LIEBE, P., and GÁLFI, J., 1981: Az elektromos fajlagos ellenállás és a szivárgási tényező kapcsolata a törmelékenes vízáadó kőzetekben (Correlation of specific electric resistivity and hydraulic conductivity in clastic aquifers). – Vízügyi Közlöny 1981 (3), 437 p.
- MÁFI 1951: Talajvizkutak országos felmérése, 1:25 000 (in Hungarian: National inventory for shallow groundwater wells, scale 1:25,000). – Manuscript, National Geological Archives, Budapest.

- MARSI, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1997: Numerical modeling of pollutant transport in the Tolna hills (Szennyezőanyag-terjedés numerikus modellezése a tolnai dombvidéken). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- STICKEL, J., SÓRÉS, L., PRÁCSEK, E., DUDÁS, J., NEMESI, L., MAGYAR, B., and FEJES, I., 1997: Results of geoelectric and engineering geophysical investigations in the Diósberény-Udvari and Üveghuta area (Goelektromos és mérnökgeofizikai kutatások eredményei Diósberény-Udvari és Üveghuta körzetében). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TÓTH, GY., and ROTÁR-SZALKAI, Á., 1996: Kis és közepes radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Az Udvari-2. (Ud-2.) sz. fúrás zárójelentése. II. kötet. A hidraulikai vizsgálatok értékelése (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Final report on the borehole Udvari-2, volume II. Interpretation of hydrodynamic tests). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÖREGI, K., HORVÁTH, I., KÖNCZÖL, A., MAROS, GY., NÁDOR, A., NAGY, P., PALOTÁS, K., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZŐCS, T., and VENKOVITS, I., 1995: Terepi előkészítő munkálatok kis és közepes radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló telephelyek megkutatásához. Objektumok vízföldtani dokumentációja (in Hungarian: Preliminary field reconnaissance for exploration of sites for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeological description of objects). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GELLÉR-MIKLÓSSY, M., GONDÁR-SÖREGI, K., HORVÁTH, I., JERABEK, CS., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., NAGY, P., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZILÁGYI, F., SZŐCS, T., TURTEGIN, E., and VENKOVITS, I., 1996a: Kis és közepes radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Hidrogeológiai reambuláció (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeologic reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÖREGI, K., HORVÁTH, I., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., ROTÁR-SZALKAI, Á., and SZŐCS, T., 1996b: Kis és közepes radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Potenciális telephelyek vízföldtani értékelése Diósberény, Udvari és Üveghuta körzetében. Gondolati modell és paraméterezés, hidrogeokémia és egyéb izotópvándorlás, hidrodinamika és transzport modellezés (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeological assessment of potential sites at Diósberény, Udvari and Üveghuta. Conceptual model and parameters, hydrogeochemistry and isotope migration, hydrodynamics and transport modeling). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TUNGLI, GY., and 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- VARGA, GY., PAPP-URBÁN, J., and LISZI, J., 1995: Kis és közepes radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Hidrológiai reambuláció (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrologic reconnaissance). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- VITUKI 1971: A hegy- és dombvidéki vízrendezés alapjainak fejlesztése (in Hungarian: Development of groundwater management strategies on mountain and hilly areas). – Manuscript, Hydroeconomical Scientific Research Institute (Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet), Library, Budapest.
- VITUKI 1985: A Péli-völgyi kísérleti vízgyűjtőn észlelt adatok hidrológiai hasznosítása (in Hungarian: Hydrological interpretation of data of the Pél valley experimental catchment area). – Manuscript, Hydroeconomical Scientific Research Institute (Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet), Library, Budapest.



## AZ UDVARI ÉS DIÓSBERÉNYI KUTATÁSI TERÜLET HIDROGEOLOGIAI VISZONYAI

TÓTH GYÖRGY, GONDÁRNÉ SÓREGI KATALIN, ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES,  
HORVÁTH ISTVÁN, NÁDOR ANNAMÁRIA, SZÓCS TEODÓRA

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

Az udvari és diósberényi kutatási területen végzett hidrogeológiai reambuláció elsősorban a lokális áramlási rendszer megismerését eredményezhette: pontos képet kaptunk a természetes megcsapolások elhelyezkedéséről, potenciálviszonyairól, a talajvíz helyzetéről és a kétfázisú zóna felső részének vízforgalmáról. A regionális áramlási rendszer megismerésére, az áramlási irányokat módosító földtani képződmények települési viszonyaira és vízföldtani sajátosságaira a potenciális radioaktív hulladéklerakó helyén mélyített kutatófúrások adtak információt. A fenti módszerekkel meghatározott paramétereket a hidrodinamikai és transzportmodellezés során kapcsoltuk össze. A modellezés rávilágított arra, hogy még több paraméter ismeretére lenne szükség ahhoz, hogy az áramlási rendszerről – különösen a talajvízdomb legmagasabb potenciálértékű területeiről beszivárgó víz és a regionális áramlási rendszer kapcsolatáról – pontos képet kapjunk a szennyeződések térbeli mozgásának és sebességének meghatározásához.

### 1. Bevezetés

A két felszíni elhelyezésre javasolt kutatási terület a Sió-Kapos-Sárvíz vízrendszeren belül helyezkedik el. A területek geomorfológiája, éghajlati adottságai, vízháztartási és vízföldtani viszonyai a tolnai Hegyhát K-i részére tájjellemzően hasonlítanak, így a hidrogeológiai reambuláció során azonos módszerrel vizsgáltuk, illetve folyamatosan összehasonlítottuk a kapott mérési adatokat és paramétereket.

Az udvari és diósberényi kutatási területen végzett hidrogeológiai reambuláció és modellezés célja az volt, hogy a potenciális szennyező forrás területéről beszivárgó vízrézszecke, illetve szennyező anyag lehetséges szivárgási útvonaltól és sebességét meghatározza. A kiindulási alap az a gondolati modell, mely szerint a lehullott csapadék egy része a felszín alá jut, majd a kőzetek vízzel még telítetlen zónájában (háromfázisú zóna) szivárog lefelé. A kétfázisú zónát (talajvíz) elérve jelentős része a felszín közelében, főleg a domborzat potenciálviszonyai által meghatározott, lokális áramlási rendszerbe kerül. A talajvízdombi helyzetből beszivárgó víz kisebb hányada a regionális áramlási rendszerbe, vagyis a rétegvizekbe szivárog le. A rétegvizekbe beszivárgó vízrézszecke, illetve szennyező anyag teszi meg az áramlási rendszerben a leghosszabb utat, ez ad lehetőséget a radioaktív elemek lebomlására, mielőtt ismét a felszínre jutnának és a bioszférába kerülnének. Az így kialakult folyamatos áramlást alapvetően három fő vízföldtani tényező alakítja ki:

- a vízforgalom, vagyis a beszivárgási és megcsapolási viszonyok,
- a potenciálviszonyok,
- a földtani felépítés.

### 2. Területi vízforgalom

Ebben a fejezetben a megcsapolási és beszivárgási viszonyokat, valamint a vízforgalomra ható emberi tevékenység következményeit ismertetjük.

### 2.1. Megcsapolási viszonyok

A térségben először 1995 nyarán tartottunk terepi bejárást, melynek célja a kijelölt objektumok előzetes felmérése, a felszín alatti vízáramlásra a megelőző szakirodalmi vizsgálat során kialakított gondolati modell ellenőrzése volt. Bár az 1:25 000 méretarányú terepi vizsgálataink a korábbi 1:100 000 méretarányú szakirodalmi kutatás során felvázolt hidrogeológiai képet nagymértékben pontosították, a telephely kijelöléséhez szükséges lokális vízföldtani ismeretekhez részletes alapvízhozam-, hőmérséklet- és vízvezetőképesség-mérésekre, valamint geokémiai mintázásra volt szükség.

A hidrogeológiai reambulációt Udvari és Diósberény térségében 1996. márciusában és áprilisában végeztük el (TÓTH GY. et al. 1996a). A források vízhozamát a terepi adottságok miatt nem tudtuk közvetlenül mérni. Vízhozam-mérésre lehetőség általában a kisebb patakok torkolat előtti szakaszán, illetve a nagyobb patakokon csak bizonyos, kitisztított, nem kiépített mederszakaszokon volt lehetőség. A mérések eredményeit ezért csak megközelítő értékeknek tekinthetjük. A terepi felmérés során részletesen vizsgáltuk – a fakadó vizek hőmérséklet- és vezetőképesség-mérésével egyidejűleg – az alluviális hozzászivárgást is. Tavasszal, a csapadékos tél után az allúvium telítődött, és a talajvíz szivárgások formájában a felszínre lépett.

A talajvíz elsődleges megcsapolói – a koncentrált forrásfakadások és az alluviális hozzászivárgás révén – a mellékvölgyek. A mellékvölgyekben az alluviális hozzászivárgás miatt a vízfolyások hozama folyásirányban természetesen növekszik.

Udvari térségében a kisebb felszíni vízfolyások a felszín alatti vízváltástól dél felé, a Péli-víz irányában áramló talajvizet összesen kb. 1,023 m<sup>3</sup>/perces, a felszín alatti vízváltástól észak felé, a Báni-patak irányában áramló talajvizet 0,334 m<sup>3</sup>/perces hozammal csapolják meg. Az áramlási viszonyok miatt a dombtetők peremi részein beszivárgó víz egy része közvetlenül a másodlagos megcsapoló nagyobb vízfolyások felé áramlik. Ezen fő vízfolyások hozama így két részből tevődik össze:

1. Alluviális hozzászivárgásból; ennek mértéke a Péli-víz kutatási területre eső szakaszán közelítőleg 1,0 m<sup>3</sup>/perc, a Báni-patak kutatási területre eső szakaszán kb. 0,7 m<sup>3</sup>/perc, a Donát-patak kutatási területre eső szakaszán kb. 2,0 m<sup>3</sup>/perc.
2. A mellékvölgyek vízfolyásainak hozzáfolyásaiból (adatok ld. előbb) származó hozamból.

Az Udvari térségében a hidrogeológiai reambuláció után végzett vízhozam-számítások eredményeit a vízforgalmi térkép (1. ábra) foglalja össze.

A diósberényi kutatási terület két legfontosabb megcsapoló kisvízfolyása a Csernyédi-árok jobboldali ága (átlagosan 0,5 m<sup>3</sup>/perc) és a Diósberényi-árok (átlagosan 0,3 m<sup>3</sup>/perc).

A megcsapolási területeken számolni kell az allúviumból párolgással távozó talajvíz mennyiségével. Mivel a talajvízből való párolgás több olyan tényező (háromfázisú zóna vastagsága, gyökérszóna mélysége, nedvességtartalom eloszlása stb.) függvénye, melyre a jelen felmérés keretében nem áll részletes információ a rendelkezésünkre, a párolgás mennyiségére a Péli-víz tájleírás vízgyűjtőterületén felállított észlelő- és mérőhálózat archiv méréseiből kaphatunk információt (VITUKI 1971). A párolgással ténylegesen május-augusztus hónapban kell számolni, a téli hónapokban a párolgás minimális.

## 2.2. Beszivárgási viszonyok

A felszín alatti vizek természetes utánpótlásukat a területen beszivárgó csapadékból kapják. A csapadék mennyiségére vonatkozóan a Péli-víz vízgyűjtőjén létesített hidrologiai kísérleti területen 1968–1984 között mért adatok (VITUKI 1985), valamint a hőgyézi meteorológiai állomás mérései álltak rendelkezésünkre. A kutatási területen a csapadék évi átlaga 605 mm. A kutatás befejezését megelőző egy éves periódusban (1995. május – 1996. május) a területen lehullott csapadék mennyisége 639 mm volt (TÓTH Gy. et al. 1996b).

A hidrodinamikai modellezés végrehajtásához nélkülözhetetlen határfeltétel az áramlási rendszert fenntartó beszivárgás (infiltráció), amely közvetlenül számítható a lehullott csapadék mennyiségéből. A beszivárgás mértéke az USGS Netpath-programmal végzett számítások, vagyis a csapadékvíz kloridtartalma alapján kapott evaporációs faktorok figyelembe vételével (HORVÁTH I. et al. 1997) Udvari-Diósberény térségében maximálisan az átlagos csapadékmennyiség 14%-a, vagyis maximum 84 mm/év lehet.

A beszivárgási intenzitást a kisvízfolyások alapvízhozamának mérése alapján is becsültük. E módszernél az adott területről elfolyó vízfolyások vízhozamának a felszín alatti vízforgalomból származó részét kell meghatározni, majd a vízhozammérő szelvényekhez tartozó felszín alatti vízgyűjtő területtel való osztás után megkapjuk a fajlagos felszín alatti lefolyás értékét. Amennyiben mérésünk tartalmazza a felszín alatti elfolyás teljes hozamát, akkor a mért adat megadja a beszivárgás értékét. Az eredmény értékelésekor azonban figyelembe kell venni, hogy egyrészt a mérendő vízfolyásban benne lehetnek a felszínen lefolyó vizek is, másrészt a felszín alól származó víz – különösen alluviális, sekély (1–2 m mély) talajvízszintű vízfolyásoknál az intenzívebb párolgással rendelkező időszakban (nyár, kora ősz) – még a vízfolyásba érése előtt a talajvízpárolgással elvész.

Az 1996. március–áprilisi alapvízhozam-méréseink alapján az udvari kutatási területen a fajlagos vízleadás alapján számított beszivárgás 74,8 mm/év, míg a diósberényi kutatási területen 70,6 mm/év volt (1. ábra). Ezeket az

értékeket az 1995–96-os rendkívül csapadékos tél miatt mértékadóan magasnak kell minősíteni. Ezért a vízföldtani modellek számára az 1995. évi nyári mérésekből származó (talajvízpárolgással korrigált) 40 mm/év (TÓTH Gy. et al. 1995), valamint a Péli-vízen végzett novemberi mérések (VARGA Gy. et al. 1995) adatait is figyelembe véve a beszivárgás mértékéül az alábbi értékeket vesszük:

- az udvari kutatási területen 50 mm/év, ami a lehullott csapadék 8%-a,
- a diósberényi kutatási területen 54,75 mm/év, ami a lehullott csapadék 9%-a.

A hidrogeológiai reambuláció során kapott érték megegyezik az archiv adatokkal. A területen az átlagos lefolyás 1968–71 között archiv adatok (VITUKI 1971) szerint 49,4 mm volt, ami az átlagos csapadék 9%-a. Ez az érték 14 mm (csapadékszegény évben) és 94 mm (csapadékos évben) között mozgott.

## 2.3. Emberi tevékenység következményei

A vízforgalom emberi tevékenység által befolyásolt eleme egyrészt a terület vízműveinek víztermeléséből származó hiány, másrészt a víz elszikkasztásából, öntözésre használatából származó többlet. Amíg a települések lakói ásott kutakból nyert talajvizet használták ivóvíznek, háztartási célokra és öntözésre, a talajvízháztartás közelítőleg egyensúlyban volt. A vezetékes ivóvíz bevezetése óta az elhasznált vízmennyiség a szikkasztókon keresztül elszivároghva lokálisan megemeli a talajvízszintet. Ezt mutatja az Udvari területén mért talajvízszint is, amely az 1950-es évekhez képest kissé megemelkedett. Az emberi tevékenység nyomán jelentkező vízhiány illetve víztöbblet értéke nagyságrendileg 100–200 l/p-re becsülhető, vagyis a teljes vízforgalom kb. 5%-a lehet. A későbbi részletes modellezésnél ennek helyi áramlásmódosító hatását számításba kell venni.

## 3. Potenciálviszonyok

Vizsgálatainkban nem használtuk a klasszikus talaj- és rétegvíz fogalmat, amely szerint a felszín alatti vizek egymástól vízzáró rétegekkel elkülönített vízadó szintekben áramlanak és amely szerint ezek közül a szintek közül a legfelső a talajvíz, a többi pedig a rétegvizek szintje. Jelen kutatásaink során nem számolunk összefüggő vízzáró oszletekkel, csak különböző szivárgási tényezőkkel, és így egy egységes áramlási térrel, amelyben különböző vízáramlási sebességekkel rendelkező rétegek vannak. Az áramlási teret két részre, három- és kétfázisú zónára osztjuk. Háromfázisú, telítetlen zónán a felszín és az első, potenciálértékekkel jellemezhető, összefüggő vízszint közötti teret értjük, ahol nem beszélhetünk a porusokat összefüggően kitöltő felszín alatti vízről, csak talajnedvességről. Ezt a vízszintet, ameddig a háromfázisú zóna tart, nevezzük talajvíztükröknek. Ez az utóbbi megfelel a klasszikus értelemben vett talajvíz felszínének. A talajvíztükrő alatti, vízzel telített áramlási teret kétfázisú zónának nevezzük. A mélyebb szintekben áramló vizeket nevezzük rétegvíznek. A talaj- és rétegvíz között folyamatos az átmenet.

A közettani inhomogenitásból adódóan előfordulhat ugyan a regionális talajvízszint felett, a háromfázisú zónában elhelyezkedő függő talajvíz, de sem az 1951-ben végzett részletes talajvízszint felmérés (MÁFI 1951) adatai között, sem a kutatás jelenlegi fázisában, a hidrogeológiai reambuláció során nem találtunk erre utaló bizonyítékot

vagy nyomot Udvari és Diósberény térségében. Ezért az alábbiakban csak a kétfázisú zóna potenciálviszonyait tárgyaljuk, ezen belül előbb a talajvizet, utána a rétegvizeket.

### 3.1. Talajvizek

A kétfázisú zóna felső határának (a talajvíztükörnek) térbeli helyzetét és áramlási irányát a vizsgált területek talajvíz-domborzati térképe jellemzi (2. ábra).

Az udvari területen, a Péli-víz, a Báni-patak és a Donát-patak által bezárt területen a legmagasabb talajvízpotenciál-érték, tszf. 160–170 m az Udvaritól ÉNy-ra található Macskás-hegy tetején alakult ki. A legalacsonyabb talajvízpotenciál-érték az erózióbázisok, vagyis a Báni-patak, a Péli-víz és a Donát-patak által meghatározott tszf. 105 m körüli magasságához igazodik. A talajvízdomb a Macskás-hegy-Hördő-állás-hegy vonulatában és az ezektől DK-re fekvő dombháton húzódik.

A kutatási terület központjában, a talajvízviszonyok szempontjából a legkevésbé ismert dombháti területen, Udvaritól ÉK-re az Udvari-2B száraz kutatófúrás a felszíntől számított 30,98 m mélyen érte el a talajvízszintet. Ebben a pontban a talajvíz-potenciál értéke tszf. 146,59 m volt. A kutatófúrás környezetében, a lehetséges telephelyen a talajvíz-potenciál értéke átlagosan tszf. 140–145 m körül van, a talajvízszint itt átlagosan 30–35 m mélységben várható. A kutatófúrás közvetlen környéke már nem teljesen a talajvízdomb tetején helyezkedik el, de a talajvíz esése még minimálisnak mondható.

A talajvízdomborzat alapján szerkesztett ÉNy-DK irányú felszín alatti vízválasztó – a felszíni domborzathoz igazodva – szinte kettémetszi a területet. A felszín alatti vízválasztótól É-ra a talajvíz a Báni-patak felé ÉK-i irányban, a felszín alatti vízválasztótól D-re a Péli-víz felé DK-i irányban, a két fő megcsapoló felé áramlik. A terület K-i határán a talajvíz-izohipszák párhuzamosakká válnak a Donát-patak irányával, vagyis itt a talajvíz a Donát-patak irányába, K felé áramlik. A talajvizet elsődlegesen megcsapoló források tszf. 115–133 m-es térszínen fakadnak.

A három nagyobb vízfolyás, a Péli-víz, Donát-patak és a Báni-patak, valamint a felir leírt, az Udvari-2A fúrás felé eső rövidebb-hosszabb vízfolyással rendelkező mellékvölgyek gyakorlatilag a terület összefüggő talajviztestének természetes feltárásai. A terület többi mellékvölgye száraz volt, jelezve, hogy ott a talajvíz már mélyebben helyezkedik el.

A diósberényi területen a felszín alatti vízválasztó a Nagytörés-dűlő, Új-hegy dombháton húzódik, kb. tszf. 165 m magasságban. A tszf. 165 m magasságú talajvízszintre már számos mérési adatunk van (földtani fúrás, geofizikai szondázások), így ennek helyzete viszonylag nagy biztonsággal szerkeszthető meg. A talajvízdomborzat legalacsonyabb szintjei az erózióbázisok (Kapos – 103 m, Donát-patak – 115–125 m) magasságához igazodnak.

A Nagytörés-dűlő, Új-hegy alkotta széles dombháton húzódó tszf. 160–170 m magasságú talajvízdomb alkotta felszín alatti vízválasztótól két irányba áramlik a talajvíz: ÉNy-ra a fő megcsapoló a Csernyédi-árok majd a Kapos, illetve DK felé a Donát-patak.

### 3.2. Rétegvizek

A kétfázisú zóna mélyebb szintjeinek (a rétegvizeknek) a potenciálviszonyait a három szintre szerkesztett potenciáltérképek (3–5. ábra) és a vízföldtani szelvény mutatják be (6–7. ábra). A szerkesztéshez felhasználtuk a térség

mélyfúrású kútjainak adatait, a hidrogeológiai fúrások vizsgálati eredményeit és a korábbi kutatási fázisban szerkesztett térképeket és szelvényeket.

Az udvari területen az U-2C kutatófúrásban végzett hidrodinamikai vizsgálatok során a mélyebb zónákra a következő potenciál-adatakat nyertük. A nyugalmi vízszint (felszíntől számítva):

- a 71,5–81,51 m közötti intervallumban – tszf. 31,83 m,
- a 144,5–151,88 m közötti intervallumban – tszf. 70,02 m.

Az Udvari-2C kutatófúrás talajvízdombot harántolt, annak legmagasabb pontja közelében, ahol a talajvíz horizontális esése kis mértékű. A talajvízdomb alatt a környezethez viszonyítva magas potenciál-értékek figyelhetők meg a mélység felé lassan csökkenő értékkel (negatív nyomásgradiens). Az udvari fúrások függvényében a potenciálgradiens vertikális komponense a lösz-összletben 0,017. Jelentős potenciálesés (0,57) a magfúrás által harántolt tarkaagyagban figyelhető meg. Az egyre mélyebben elhelyezkedő rétegvizek piezometrikus szintjének csökkenése ezt követően ismét kisebb, majd tsza. közel 100 m mélységben eléri a 105-ös értéket. Az ennél mélyebben fekvő rétegekben a potenciál-értékek már újra növekednek. A kutatófúrástól távolodva a felszín közeli rétegek nyomásszintje egyre kisebb. Minimum-értékét a Sió-Sárvíz területén éri el. Az így jellemezhető áramlási rendszerben a beszivárgás helyétől a megcsapolás helyéig határozott nyomásesés figyelhető meg.

A diósberényi területen a Db-1A kutatófúrásban nem voltak hidrodinamikai vizsgálatok. A kutatófúrásán is átmenő 3. számú vízföldtani szelvény szerint (7. ábra) ezen a területen a tszf. 10 m és tsza. 20 m közötti mélységben voltak a legkisebb potenciál-értékek, jelezve, hogy az ebben a tartományban található homokrétegek – viszonylag jó vízvezető-képességük miatt – mind a felette, mind az alatta lévő rétegek számára drénező felületet képeznek. A Diósberény-1A fúrára adódó 0,44-es, nagy függőleges potenciálgradiens érték pedig azt jelzi, hogy a rétegződésre merőlegesen az összletek szivárgási tényezője igen kicsi. A dombtetőkön (ahol a talajvízdombok is találhatóak, illetve a potenciál-értékek is magasabbak), a beszivárgó víz lefelé szivárog. A tszf. 120–130 m között található homokréteg a lefelé szivárgó víz egy részét oldalirányba elvezeti, egy része azonban továbbbszivárog a rétegvizek irányába, ahol már egy Ny-K-i áramlást feltételezhetünk. Az oldalirányba kényszerített víz részben a közeli megcsapolásokban, forrásokban jelenik meg, részben a távolabbi kisebb potenciálú megcsapolási területek (Kapos völgye, Donát-patak völgye) felé mozog.

## 4. Vízföldtanilag egységesen kezelhető összletek

A víz helyzeti energiája által létrehozott áramlási rendszert a földtani felépítés is meghatározza. A kevésbé vízátteresztő rétegekben az áramlás főleg függőleges irányú. A jó vízvezető-képességű rétegek mintegy csatornaként működnek, lehetőséget adva a víz réteg menti áramlására. Mindkét esetben nyomásanomália alakul ki, melynek mértéke függ a réteg vastagságától, vízvezető-képességétől és geometriájától. Ezért pontosan ismernünk kell a vízföldtanilag egységesen kezelhető összletek (vízvezető, féligáteresztő képződmények és háromfázisú zóna) térbeli helyzetét és földtani minősítését. Az alábbiakban a vízföldtanilag egységesen kezelhető összletek vízföldtani jellemzését adjuk, majd hidrodinamikai paramétereiket ismertetjük.

#### 4.1. Vízföldtani jellemzés és geometria

A vízföldtani szempontból egységesen kezelhető összletek geometriájának ábrázolására – a potenciálszintek feltüntetésével – vízföldtani szelvényt (6–7. ábra) szerkesztettünk. Az alábbiakban az így elkülönített összleteket jellemezzük.

##### 4.1.1. Háromfázisú zóna

A háromfázisú zóna, vagyis a felszín és a „talajvíztükör” közötti áramlási tér vastagsága az előző fejezetben részletesen taglalt potenciálviszonyok miatt változó.

Az udvari kutatási területen az Udvari-2A mélyfúrás környezetében lévő állandó vízfolyásoknál, forrásoknál és a mocsaras, vizenyős területeken a talajnedvesség zónájának a vastagsága gyakorlatilag zérus. Az állandó vízfolyások szintje, az Udvari-2B fúrás, az Udvari 401 és 402 geofizikai szelvény (STICKEL J. et al. 1997), a talajvíz-domborzati kép (2. ábra) és a vízföldtani szelvény (6. ábra) alapján megállapítható, hogy a völgyek környezetét kivéve, a területre 20–30 m vastag talajnedvességi zóna jellemző. A háromfázisú zónát – a felső 0–1,0 m-t kivéve – típusos lösz építi fel, míg a felszínén lösszerű lejtőüledékek találhatók.

A diósberényi kutatási területen a talajnedvességi zóna vastagsága a Diósberény-1A fúrás környezetében lévő állandó vízfolyások mentén és a vizenyős területeken gyakorlatilag nulla. A fúrástól ÉK-re a Csernyédi-árok és a vele nagyjából párhuzamos Új-Csernyédi-árok, É-ra pedig a Csernyédi-árok jobboldali mellékvölgye az, ahol a talajvízszint a felszínre bukkan. A fúrástól D-re és DNY-ra, a Diósberénybe NY-ról és É-ról tartó vízfolyások környezetében a háromfázisú zóna vastagsága elhanyagolható. A terület többi völgye száraz, jelezve, hogy a talajvízszint itt már mélyebben helyezkedik el. A vízválasztó alatt a talajvíz szintje tszf. 165–170 m található, és a térszín 190–250 m tszf. között változik, ezért itt a háromfázisú zóna vastagsága meghaladja a 20 m-t. A 202,5 m térszínen mélyült Diósberény-1A fúrásnál a karotázsszelvény ellenállás-változása és a regionális talajvízszint-térkép (2. ábra) alapján egyaránt 36 m vastagságú háromfázisú zónát tételezünk fel, amely azonban a völgyek környezetében kiékelődik.

A háromfázisú zónát a diósberényi kutatási területen három fosszilis talajszint és egy homokrét tagolja. A teltetlen zónát döntően alkotó lösz irodalmi adatok, valamint a földtani szelvények és a fúrás alapján nem tekinthető homogén képződménynek, benne kisebb agyag-, agyag-homokrétegek, és -lencsék települnek (MARS I. 1997, CHIKÁN G. et al. 1996) E közettani heterogenitásból adódóan a löszben függő talajvíz szintek is kialakulhatnak, de erre bizonyítékot vizsgálataink során nem találtunk.

##### 4.1.2. Kétfázisú zóna

A kétfázisú zóna felső szakasza mindkét kutatási területen a pleisztocén lösz-összletben található.

Az udvari kutatási területen az Udvari-2A kutatófúrás szerint (KOLOSZÁR L. 1997) a pleisztocén összlet 97,0 m, míg a diósberényi kutatási területen maximálisan 80 m vastag. Vízföldtani szempontból lényeges tényező, hogy a jól osztályozott, homogén, rétegtelen, közepes vízvezetőképességű, kőzetliszt összetételű, vastag, homogén, típusos lösz-összlet (6–7. ábra, 20. jel) kőzetliszt-agyag összetételű fosszilis talajszintek (uo., 22–25) tagolják. A fosszilis talajszintek agyagtartalma lefelé nő, vagyis lefelé csökken a

vízvezető-képességük. A fosszilis talajszintek csökkent, illetve rossz vízvezető-képességű képződményeknek számítanak. A lefelé szivárgó vizet visszaduzzasztják, az áramlási képet módosítják.

A diósberényi területen számolni kell az áramlási irányokat módosító, a lefelé szivárgó vizet oldalirányban a felszínre vezető, a löszben több helyen a felszín közelében települő, pár méter vastagságú homokrétegekkel is.

A lösz-összlet alatt rossz vízvezető-képességű, *pliocén-pleisztocén szárazföldi tarkaagyag*, *vörösagyag* illetve homokos agyag települ.

Udvari térségében a képződmény vastagsága a fúrás tengelyében 53,3 m. A fúrástól távolodva egy kb. 3–5 km-es sugarú körzeten kívül megszűnik vagy néhány m-re vékonyodik. A szárazföldi törmelékes üledékes összlet a közetani bélyegek alapján az alábbi részekre osztható:

- 97,0–103,0 m között – fosszilis talajhorizontnak tekinthető agyag (26),
- 103,0–130,1 m között – tarka agyagos sorozat (26),
- 130,1–145,8 m között – agyag, kőzetlisztes agyag, finomhomokos agyag, kőzetlisztes homok (27).

A diósberényi kutatási területen a tarkaagyag-rétegek fekéje kb. tszf. 130 m-en van. Az agyagos teresztrikus képződmények regionális elterjedésének meghatározása igen nehéz a rendelkezésre álló kevés fúrás adat alapján.

Az összlet vízvezető-képessége összességében lefelé nő. Míg a felső agyagos-tarkaagyagos sorozat a legrosszabb vízvezető-képességű, vízzáró képződmények közé sorolható, és a kutatási terület áramlási viszonyainak alakításában a legjelentősebb tényező, addig a legalsó homokrét tag a pannóniai homokrétegek jó vízvezető-képességével rendelkezik.

Még lejjebb kb. 5–10 m vastagságú finomszemű *pliocén-pleisztocén homok* (28) következik. Horizontális elterjedése kb. azonos lehet a felette lévő agyagos összletével. Közel vízszintes települése miatt Diósberény térségében a kiemelt térszínű területeken mindenhol megtalálható. Vízvezető réteggént alkalmas lehet arra, hogy a beszivárgó vizet rövid úton a felszínre vezesse.

A *felsőpannóniai sorozat* szinttartó aleurit-homok váltakozásából áll, s kb. a tsza. 300 és a tszf. 40 m közötti intervallumban (a Péli-víz Ny-i és a Donát-patak D-i oldalán a tszf. 100 m szint felett is) található. A pannóniai üledéksort a vízvezetés számára kedvezően finomszemű, törmelékes közettípusok – aleurolit, homokos aleurolit, homok – alkotják. A felsőpannóniai képződményeket a következőképpen tagoltuk:

- jó vízvezető-képességű homok (H),
- jó-közepes vízvezető-képességű, 50–70% homokot ( $V_{50-70}$ ) tartalmazó összlet,
- közepesen jó vízvezető-képességű, 20–50% homokot ( $V_{20-50}$ ) tartalmazó rétegösszlet,
- a felsőpannóniai sorozat adathiány miatt egységesnek tekintett alsó része (V).

Jó vízvezető- és vízadóképessége miatt a felsőpannóniai üledékösszlet regionális elterjedésű, tszf. 0–50 m közötti mélységben települő homokos rétegeibe mélyültek a területen a működő vízműutak. A pannóniai rétegekről általában megállapítható, hogy szinttartóak és nagy területen megtalálhatók.

Az *alsópannóniai agyagmárga-aleurolit összlet* rossz vízvezető sorozat, mely csak távolabbi fúrások adataiból szerkesztett áttekintő térképek alapján becsülhető a tsza. 250–350 m-nél nagyobb mélységekre. A kristályos aljzatra települő alsópannóniai agyagmárga-aleurolit-összletről ( $Pa_1$ ) nincsen a területen fúrásból származó információ,

de országos elterjedtsége és mindenütt rossz vízvezető-képessége területünkön is érvényes lehet.

#### 4.2. Hidrodinamikai paraméterek

A hidrodinamikai paramétereket ugyanúgy vízföldtani szempontból egységesen kezelhető összellenként tárgyaljuk, mint a geometriát.

##### 4.2.1. Háromfázisú zóna

A talajvíztükör feletti lösz-összlet hidrodinamikai tulajdonságainak meghatározásához a jelen kutatási fázisban csak néhány adat megszerzésére volt mód. Így az Udvari-2 fúrás mellett létesített mérnökgeofizikai szondázás nyeletése során a 16,15–16,65 m közötti szakaszra  $5,8 \times 10^{-2}$  m/nap szivárgási tényező értéket mértek (STICKEL J. et al. 1997). Az Udvari-2A fúrás karotázsméréseiből számított porozitás és víztelítettség figyelembevételével becsült telített állapotú,  $7 \times 10^{-2} - 3 \times 10^0$  m/nap vízvezetőképesség-értékek (KASZA Z. et al. 1996) a lösz-összletre nagyon magasnak tűnnek (ennek oka az lehet, hogy a használt becslési eljárást a szénhidrogén-kutatásnál fejlesztették ki más üledék-típusokra). Amennyiben a terület továbbkutatásáról döntenek, mód nyílna az Udvari-2B száraz fúrás zavartalan mintáiból megbízhatóbb laboratóriumi porozitás-, pF- és szivárgási tényező-értékek mérésére.

##### 4.2.2. Kétfázisú zóna

A hazai (BALLA Z. 1997, JUHÁSZ J. 1989), valamint külföldi irodalmi adatok (GIBBS, H. J., HOLLAND, W. J., 1960) alapján Udvari és Diósberény térségére az alábbi szivárgási tényező-értékek alkalmaztuk: lösz –  $n \times 10^{-2}$  m/nap, pannóniai sorozat homokrétegei – 14 m/nap, felsőpannóniai aleurit-homok sorozat – (horizontális)  $n \times 10^{-1}$  m/nap, felsőpannóniai aleurit-homok sorozat – (vertikális)  $n \times 10^{-4}$  m/nap.

Az Udvari-2A és a Diósberény-1A fúrásban végzett karotázsmérések lehetővé tették a vízföldtani paraméterek geofizikai görbék alapján történő meghatározását (LIEBE P., GÁLFI J. 1981) A rétegek elektromos ellenállása alapján, illetve a látszólagos porozitás alapján egyaránt meghatároztuk a szivárgási tényező értékét. Az Udvari-2A és a Diósberény-1A fúrás karotázsszelvényének ellenállásgörbéje alapján számított szivárgási tényező-értékeket – amelyek általában a homokra adnak jó megközelítést – a 8-9. ábra mutatja be.

A látszólagos porozitás alapján meghatározott szivárgási tényező-értékeket kisebb vízvezető-képességű rétegekre, vagyis a löszre illetve az agyagra is meghatároztuk. A kapott értékeket analóg területen más módszerrel meghatározott, valamint az Udvari-2B kutatófúrásban mért értékekkel összehasonlítottuk (KASZA Z. et al. 1996). Bár a használt módszert nem löszre dolgozták ki, mégis annyi megállapítható, hogy a 30-90 m szakaszban a mélység felé a szivárgási tényező kb. egy nagyságrendet csökken. A löszben lévő fosszilis talajok agyagosabb kifejlődésük miatt kb. egy nagyságrenddel kisebb értéket adtak környezetüknél. A 90-144 m közötti pliocén-pleisztocén tarkaagyag, löszök agyag, finomhomokos agyag sorozatra  $10^{-4} - 10^{-3}$  m/nap értékeket számítottunk, a 144,5-155,5 m közötti pliocén-pleisztocén homok a többi módszerrel megegyezően 1-2 m/nap értékű, az alatta lévő pannóniai homokos aleurit, homokösszlet pedig  $n \times 10^{-1}$  m/nap értékű volt.

Az Udvari-2 fúrás  
hidrodinamikai vizsgálatának eredményei 1. táblázat

Fúrás	Vizsgált szakasz	Litológia	Nyugalmi vízszint, tszf. m	Szivárgási tényező (m/nap)
Udvari-2B	30,98-33,14	lösz	146,59	0,019-0,034
Udvari-2C	71,42-79,52	lösz	145,80	0,0073
	144,54-149,60	finomhomok	107,61	0,8-1,4

Vízföldtani modell paraméterei  
Udvari és Diósberény térségében 2. táblázat

Földtani képződmény	Földtani szelvényen (6-7. ábra) alkalmazott jelölés	kh (m/nap)	Anizotropia
folyóvízi homok	11	10-30	50-100
homok	28, H	0,5-5	10-50
homok, folyóvízi homok	V <sub>50-70</sub>	0,25-0,5	100
folyóvízi terasz, hordalékkúp	15, V, V <sub>20-50</sub>	0,1-0,25	500
deluviális üledékek	9, 9a	0,05	10
lösz, proluviális üledékek	20, 4	0,05-0,01 (mélység felé)	0,5-1 ill. 1-(2-5)
folyóvízi ártéri képződmények	1, 7, 17	0,05-0,1	100
agyagos lösz	22, 23	$8 \times 10^{-4}$	1
agyag	24, 25	$5 \times 10^{-4}$	1
agyag	26, 27	$5 \times 10^{-4}$	1-10
agyag	Pa <sub>1</sub>	$5 \times 10^{-5}$	1
agyag	Pa <sub>1</sub>	$10^{-4}$	10

A vizsgált területen az Udvari-2A kutatófúrás közelében mérnökgeofizikai szondázás során (STICKEL J. et al. 1997) két szűrőzött szakaszon, nyeletéses módszerrel határozták meg a szivárgási tényezőt. A mérésekből megállapítható, hogy a felszíntől 16,5-16,65 m-es és a 37,75-38,25 m-es mélységekhez tartozó k tényező között lényeges különbség nincs, értékük  $5,82 \times 10^{-2}$  m/nap, illetve  $7,07 \times 10^{-2}$  m/nap). Mindkét szűrő a löszbe került, a felső szakasz a háromfázisú zónát, az alsó a kétfázisú zónát jellemzi.

Hidrodinamikai vizsgálatokat az Udvari-2C jelű fúrásban két mélységközben és az Udvari-2B száraz fúrás alján egy szintben végeztek (TUNGLI GY., GYALOG L. 1997). A hidrodinamikai vizsgálatok során kapott szivárgási tényező-értékeket az 1. táblázat mutatja.

A terület földtani ismereteinek feldolgozása után az azonos litológiájú egységek egymáshoz viszonyított horizontális és vertikális szivárgási tényező értékeit (2. táblázat) az előzetes modellezés keretében, a Flotrans modell segítségével pontosítottuk. Az így megadott paraméterek a későbbi hidrodinamikai metszetmodellezés (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997) bemeneti értékei.

#### 5. Hidrodinamikai és transzportmodellezés

A hidrodinamikai modellezést az Udvari 1. és a Diósberény 3. számú vízföldtani szelvény mentén, a kutatófúrásokon keresztül, áramlási irányban végeztük. Elsőként az egyszerűbb; de gyorsabb és több „trial and error” próbálkozást lehetővé tevő Flotrans modell segítségével a bemeneti paramétereket valamint a határfeltételeket pontosítottuk. Az így előkészített adatokkal (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997) egy részletesebb modell, a Rockflow használatával

készült hidrodinamikai modellezés. A rendelkezésre álló idő rövidege miatt csak a két modell párhuzamos használatával tudtunk több földtani-vízföldtani helyzetet is megvizsgálni.

Az alábbiakban a Flotrans kétdimenziós végeselemes modellező programmal végzett modellezés eredményeit foglaljuk össze (TÓTH GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 1996). A szelvények mentén  $10 \times 250$  m-es cellákból álló hálót generáltunk, amelyet a kutatófúrástól mindkét irányban 400 m távolságig besűrítettünk. A modellezéshez a földtani felépítés egyszerűsítésére volt szükség. A kiindulási szakaszban az egész szelvény mentén homogén, de anizotróp összetételt vizsgáltunk; majd vízföldtanilag egységesen kezelhető összeteteket különböztettünk meg. A modellezéshez a földtani szelvényt egyszerűsítettük. A megszerkesztett szelvény alapján megkülönböztettünk negyedidőszaki lösz-rétegeket, Kapos-völgyi folyóvízi homokos képződményeket, kvarter folyóvízi összetételt, illetve a fúrásban is harántolt pliocén tarkaagyagot. A változó összetételű pannóniai rétegeket egységesen kezeltük. A pliocén tarkaagyag alatt a fúrás által is harántolt, illetve a szelvény alsó peremén két egymástól elkülönülő homokrétet feltételeztünk. A megszerkesztetthez hasonló potenciálkép előállítására a pannóniai sorozatot a Kapos mentén egy jobb vízvezető-képességű egységként különítettük el. A modellezés későbbi szakaszában a földtani szelvényen nem jelölt, rossz vízvezető sajátsággal rendelkező képződmény jelenlétét is feltételeztük a kutatófúrástól távoli területeken.

A modellezés során a beszivárgási területeken állandó,  $1,5 \times 10^{-5}$  m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>/nap terhelést tételeztünk fel. A források helyét, valamint a vízfolyások nevezetes pontjait állandó nyomású pontként rögzítettük. A szelvény peremét, illetve alját kezdetben áramlásmentesnek („no-flow”) tételeztük fel, majd állandó nyomású pontokat vettünk fel. A porozitás értéke végig 15% volt. Udvari térségében a szivárgási tényezőket addig módosítottuk, míg a megszerkesztett potenciál-eloszláshoz hasonlót nem kaptunk (10. ábra). Diósberény térségében a szerkesztett potenciálszelvényhez hasonló potenciál-eloszlást nem sikerült előállítanunk, valószínűleg a kétdimenziós modellesomaggal nem szimulálható három dimenzióban lejátszódó folyamatok bonyolultsága miatt (12. ábra).

A transzportfolyamatok vizsgálatánál pontszerű szennyező forrást és állandó fluxusú anyagáramlást (CAUCHY-féle határfeltétel) tételeztünk fel. A transzportfolyamatok szimulációjához az alábbi paramétereket használtuk még: diffúziós együttható –  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/nap, longitudinális diszperzió – 3 m, transzverzális diszperzió – 0,1 m.

A szennyeződést kezdetben konzervatív szennyezőként, később idővel lebomló szennyezőként vizsgáltuk. Mindkét esetben a szennyező forrás koncentrációját állandónak tekintettük (11. és 13. ábra).

## 6. Felszín alatti vízgeokémia

A talajvizek kémiai alkotánának megismerésére patakokból, forrásokból, ásott kutakból és néhány mérnökgeofizikai szondázásból gyűjtött minta szolgált. A Ca-Mg-hidrogénkarbonátos vizek a löszös dombvidéken általánosan jellemzők. E vizek között érdemi különbséget a nem vagy csak részben természetes eredetű alkotók – nitrát, klorid, szulfát, esetenként kálium – megjelenése és mennyisége okoz.

A vizek nitráttartalma a mezőgazdasági tevékenység

hatására a 20–30 mg/l-t általában lényegesen meghaladja. Az alacsonyabb értékek utólagos nitrátlebontást jeleznek, természetes eredetűek. A talajvizek nitráttartalmának szennyeződésként értelmezése az eddigi gyakorlattól eltérően mind a három vizsgált potenciális telephely körzetében csak jelentős megszorításokkal fogadható el. A tríciumvizsgálatok eredményével összevetve, megállapíthatjuk, hogy a magas tríciumtartalmú „fiatal talajvizek” nitráttartalma is általában magas.

Összetételében eltérő, mélységi feláramlásból eredeztethető felszíni vízkibukkanást nem találtunk.

A mélység szerinti vízösszetétel változás a Ca, Mg cserélődése Na-ra, K-ra illetve a kloridtartalom növekedése a vizsgált 50–300 m közötti intervallumban általános. Az eltérések nagyobb része az áramlási rendszerbeli helyzettel magyarázható.

Az alacsony kloridtartalmú vizek a csapadékvíz kis párolgási veszteség mellett történő beszivárgására utalnak (HORVÁTH I. et al. 1997).

## 7. Összefoglalás

A kutatási eredményekre alapuló hidrodinamikai és transzportmodellezés (10. ábra), valamint az áramlási képet alátámasztó geokémiai kutatás eredményeit (HORVÁTH I. et al. 1997) felhasználva foglaljuk össze az udvari kutatási terület áramlási viszonyait.

A talajvízdombtetőn (az Udvari-2A kutatófúrás közelében) a fajlagos felszín alatti lefolyás alapján számítva 50 mm/év a beszivárgás. A vízforgalom kb. 47%-a a felszínen, illetve annak közelében zajlik, 53%-a pedig a metszet oldalhatárain bonyolódik. E vízforgalom mellett egy uralkodóan lefelé és oldalirányba mutató potenciál-eloszlás alakult ki (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997). A lefelé szivárgó víz a lösz összetételű háromfázisú zónában a tríciumhorizontból itélve mintegy 20–30 cm/éves sebességgel szivárog (HORVÁTH I. et al. 1997), majd az Udvari-2A fúrás alapján a felszíntől számítva 30,98 m mélyen eléri a háromfázisú zónát. A kétfázisú zónában, még a lösz-összleten belül a szivárgás sebessége lelassul. Az Udvari-2C fúrásban vizsgált 71,5–81,5 m közötti szakaszban a <sup>14</sup>C vízkormeghatározás korrigált eredménye 19 300 (korrigálatlan 22 000) év. A D és <sup>18</sup>O izotópvizsgálati eredmények is hideg időszakban történő beszivárgást jeleznek. Ebből az értékből a kétfázisú zónában számolható függőleges vízmozgás sebesség – 2,4 mm/év – a valóságos sebesség minimumát jelentheti (HORVÁTH I. et al. 1997).

A felszíntől számítva 97,0–130,1 m között települő pliocén-pleisztocén tarkaagyag-vörösiságyag összlet teljesen vízzáróként viselkedik, és az áramlási rendszert döntően meghatározza. A lefelé áramló vízmennyiség csaknem egészét ez az összlet oldalirányú mozgásra kényszeríti. A víz így forrásokon keresztül felszínre jut. Kisebb hányada a pliocén tarkaagyagot megkerülve, részben azon átjutva a Ny-ról K felé áramló regionális rendszerbe jut és főleg oldalirányban, a Sió és a Sár víz irányába áramlik. Az agyag-összlet vertikális szivárgási tényezőjének kismértékű megváltoztatása azonban az egész áramlási képet módosíthatja.

Ezt igazolják a geokémiai adatok is, miszerint az Udvari-2C fúrás 145–149 m között beszűrődött homokrétéből két független mintázásból elvégzett <sup>14</sup>C kormeghatározás megismételve is 8800 éves (korrigált, 11 000 illetve 11 500 év korrigálatlan) vízkort adott. A fúrás 70–80 és 145–149 m-es szakaszában megismert vizek között csak

nagyon jelentéktelen közvetlen áramlási kapcsolat tételezhető fel a  $^{14}\text{C}$  adatok, a nitráttartalom eltérései és a  $^2\text{H}$ - $^{18}\text{O}$  eredmények alapján. Az alsó vizadó réteg a fűrés körzetén kívülről kell, hogy utánpótlást kapjon. A vizsgálati eredmények együttese azt mutatja, hogy az Udvari-2C fűrés közvetlen környezetében a vastag vörösayag feletti löszösszetben (vastagsága 90 m), a talajvíz felszín alatti 50 m-es zónájában igen lecsökkent sebességgel jellemezhető áramlási „árnyék” jelentkezik. Ennek következtében a 72 m-es és 145 m-es szintek között lévő nagy (40 m) potenciálkülönbség ellenére csak igen mérsékelt leáramlás lehet. Ezt erősíti a korokban mutatkozó inverzió is (HORVÁTH I. et al. 1997).

A modell szerint az agyaráreg alatt háborítatlan regionális áramlási tér van, amely a helyi áramlási tértől független. Az agyagon átszivárgó víz eléri a jó vízvezetőképességű felsőpannóniai homokot. Ezután az áramlás iránya függőlegről közel vízszintesre vált, s a talajvizek a Sió és a Sárvíz felé folynak. Ebben a mélységben a rétegvíz egy Ny-K irányú regionális áramlási rendszerbe tartozik, amelynek beszivárgási területe Diósberény-Miszla körzetében van. A felszíni beszivárgásnak csak néhány százaléka éri el ezt az áramlási rendszert.

A dombtető domboldalhoz közeli részén beszivárgó víz már nem jut át a pliocén tarkaagyag-rétegeken, s a legközelebbi megcsapolási területen (a Péli-víz, illetve a Báni-patak völgyében) a felszínre jut. Ez a legrövidebb, legkedvezőtlenebb áramlási útvonal, amelynek során a potenciális szennyező anyag a felszínre juthat.

A részletes modellezési eredmények (MEZŐ GY., SZILÁGYI G. 1997) szerint a transzportfolyamatok vizsgálá-

ta alapján megállapítható, hogy a lehetséges tároló közeléből induló áramvonalak kedvezőtlen esetben 380–440 év alatt a felszínre érhetnek.

Ugyanakkor – nem lebomló szennyeződést és 100 egység kezdeti koncentrációt feltételezve – 600 év elteltével 1 egység koncentrációjú szennyeződést kaptunk a felszínen (11. ábra). A szennyeződés radioaktív bomlását figyelembe véve úgy találtuk, hogy egy 0,1 egység koncentrációjú szennyeződési front 600 év elteltével még a mélyebb rétegek irányába, lefelé haladhat (TÓTH GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 1996).

A diósberényi kutatási területen nem mélyült hidrogeológiai kutatófűrés, így a mélyebb szintek potenciálviszonyairól, illetve a mélységi vizek geokémiai összetételéről nincsen pontos ismeretünk. A Flotrans hidrodinamikai és transzportmodell (12. ábra) jól tükrözi, hogy a kiemelt területeken beszivárgó víz a Kapos irányában rövid úton a felszínre jut, míg máshol a mélyebb rétegekbe jutva hosszabb áramlási pályára kerül. Itt említjük meg, hogy az áramlási képet döntően a legfelső pannóniai homokréteg vízföldtani tulajdonsága határozza meg. E réteg paramétereinek kis mértékű változtatása is az áramlási irányok jelentős megváltozását okozta.

Pontszerű konzervatív szennyező forrás és 100 egység kezdeti koncentráció feltételezésével az így kialakult áramlási rendszerben a kutatófűrés tengelyéből származó 0,5 egység koncentrációjú szennyeződés 600 év alatt a felszínre jut, a 2 egység koncentrációjú szennyeződés azonban még nem éri el a felszínt (13. ábra). Ugyanilyen feltételek mellett  $^3\text{H}$  és  $^{90}\text{Sr}$  izotópok lebomlását vizsgálva azt kaptuk, hogy 600 év alatt a szennyeződés jóval a felszínre érés előtt elbomlik.





## NUMERICAL MODELING OF POLLUTANT TRANSPORT IN THE TOLNA HILLS

GYULA MEZŐ and GÁBOR SZILÁGYI

Mining & Environment Engineering Bureau Ltd., H-1037 Budapest, Mikoviny S. u. 2-4.

**Keywords:** ground water, Hungary, numerical models, pollutants transport, radioactive waste, site exploration

Site selection and site characterization investigations for disposal of low and intermediate level nuclear wastes from the Paks nuclear power plant require numerical modeling of pollutant transport near to potential repositories. The aim of modeling is to study whether pollution leaving a planned repository by accident could reach the biosphere within a time span short enough to generate environmental impact, and consequently, whether further investigations are required or not. Numerical model calculations had to be performed within the framework of these investigations, on the basis of existing geologic and hydrogeologic knowledge, surface mapping, and drilling exploration, which enabled satisfactory answers to be given to these questions in the investigation. Four aspects need to be considered: the basic conditions, the principles and techniques of modeling, the process and main results of model calculations and some methodological conclusions drawn from the results of model calculations.

### 1. Basic conditions

Basic conditions include site selection and hydrogeological modeling.

#### 1.1. Site selection

The characterization of potential sites passed through pre-selections searches for simultaneous fulfillment of two conditions of a geologic and hydrogeological nature:

1. The potential repository should be located in a region where the ground water tends to move downwards for streamlines which starts in the vicinity of the repository and are directed to flow paths through deep formations. This provides the potential pollutants with sufficient time for adsorption and decay.
2. Large volumes of aquicludes or aquifuges (impervious formations) should be present in the vicinity of the repository which are able to retard the pollutants, thus increasing travel times in the subsurface.

These two conditions mean that places suitable for waste disposal are likely to be located near hill-tops above a clayey or silty formation (or formations) of large thickness.

The repository located in an underground massive rock formation should fulfill the condition that it is located in an undisturbed zone without any faults.

#### 1.2. Hydrogeological modeling

In order to perform numerical model calculations for the characterization of sites meeting geologic and hydrogeological requirements, we had to choose such a structure and size for models that:

- the groundwater system was easy to survey, *i.e.* the hydraulic head distribution of the groundwater system, the connection between recharge and discharge areas,

and the main components of the water budget could be reconstructed,

- the type of boundary conditions and their effect on the modeled domain could be safely calculated,
- the spatial distribution of hydraulic properties (mainly the hydraulic conductivity) of the various formations could be modeled by means of either interpolation or extrapolation of the observed values.

The criteria for site selection, including model calculations, have been provided by geologic and hydrogeological mapping, and the subsequent drilling program (BALLA *et al.* 1997, TÓTH *et al.* 1997).

### 2. Principles and techniques

Among principles and techniques the mathematical model of groundwater flow and pollutant transport, the numerical methods used in hydrogeology and the program system Rockflow are described below.

#### 2.1. The mathematical model of groundwater flow and pollutant transport

Water in an aquifer flows through channels consisting of networks of pores, fissures or karstic cavities. On a microscopic scale the flow of water through channels, which are fully saturated with the single fluid, is governed by the NAVIER-STOKES equation. The equation can be solved subject to boundary conditions determined by the geometry of the fluid-solid interface. However, this approach is usually impractical due to our inability to describe the complex geometry of this boundary. Moreover, even if we could solve the equations for scale values of variables such as pressure, we could not verify these solutions by measurements at this level.

We can overcome these difficulties by means of formulating the problem on a macroscopic scale. According to this approach, the real water-rock system is replaced by a continuum model in which macroscopic scale variables are obtained by averaging the microscopic scale variables over an elementary volume. Thus macroscopic scale variables are continuous functions of the space co-ordinates. After performing the averaging, the geometry of the channel network can be described by the introduction of macroscopic *coefficients* (e.g. porosity or hydraulic conductivity). The numerical values of these coefficients have to be determined experimentally for any given situation in the laboratory or by field observations. The volume for which the continuum approach is applicable, with respect to the given physical process is referred to (after BEAR 1972), as the representative elementary volume (REV).

The principles of mass conservation (continuity equation) and moment conservation are applied to the ground-water system in order to solve problems arising in hydrogeologic practice. From these two equations, which, due to the continuum approach, are partial differential equations, one can determine the distribution of the hydraulic head and the velocity field over the domain of interest. In case of laminar flow, the motion equation follows DARCY'S law:

$$\vec{v} = -\mathbf{k} \text{ grad } h, \quad (1)$$

where  $\vec{v}$  represents the specific discharge,  $\mathbf{k}$  is the hydraulic conductivity (which is a tensor quantity in general),

$$h = z + p/\rho g, \quad (2)$$

is the hydraulic head,  $z$  is the elevation of the point of interest above an arbitrary datum level,  $p$  is the pressure,  $\rho$  is the density of water and  $g$  is the acceleration due to gravity. Note, that the relation between the specific discharge and the *pore velocity*  $\vec{u}$  may be written as

$$\vec{u} = \vec{v}/n_o, \quad (3)$$

where  $n_o$  denotes the effective porosity.

In order to obtain unique solutions for the above equations several conditions have to be satisfied along the boundary of the flow field. These conditions, namely the boundary conditions, hold information about the geometry of the flow field and express the way it interacts with its environment. The boundary conditions can be classified into three categories:

- boundary conditions of the first kind wherein the value of the hydraulic head is known along some parts of the boundary;
- boundary conditions of the second kind, which describe the case when the flux is specified along some parts of the boundary. The specific case is the no-flow boundary condition when the flux is equal to zero;
- boundary conditions of the third kind, which, in mathematical terms, can be written as the linear combination of the latter two. In practice one describes the interconnection of ground water and a river with a clogged bed.

In order to obtain a unique solution when examining transient processes, one has to specify initial conditions, i.e. the distribution of the hydraulic head  $h(x, y, z, 0)$  at some initial time taken as  $t = 0$ .

The basic equation for solute transport calculations is provided by the principle of mass conservation. The spreading of pollution in ground water is influenced by several physicochemical processes, of which the most important ones are:

- *advection*, expressing the flux of the mass of a dissolved material carried by ground water at the latter's average pore velocity;
- *mechanical dispersion*, expressing an additional flux resulting from the fluctuating velocity in the vicinity (i.e. within the REV) of the considered point;
- *molecular diffusion*, which expresses a flux due to spatial differences of the concentration;
- electrical and chemical interactions between the pollutant and the solid surface, e.g. *adsorption* and *ion exchange*;
- *chemical interactions* among species inside the water or various *decay phenomena* (e.g. radioactive decay).

Three kinds of boundary conditions can be applied, as in the case of the flow equation:

- boundary conditions of the first kind express a defined concentration along various parts of the boundary, or at certain points inside the domain (the latter describes point sources of constant concentration);
- boundary conditions of the second kind specify the derivative of the concentration in a direction perpendicular to the boundary i.e. the dispersive flux; a specific case is the no-flow boundary where zero flow rate and thus zero advective flux is provided by the hydrodynamic model; therefore in the transport model one has to specify the vanishing of the dispersive flux only;
- total flux can be specified by boundary conditions of the third kind.

For time-dependent processes the initial conditions, i.e. the distribution of the concentration at the instant  $t = 0$ , must also be specified.

A detailed discussion of the above mentioned equations is not given here: the interested reader is referred to papers such as BEAR and VERRUIJT (1987).

## 2.2. Numerical methods used in hydrogeology

If a mathematical model is constructed in terms of the most important variables, it must be solved for practical cases. The solution is usually sought in analytical form, because a closed-form function is continuous in space and time, and further, it can be applied for a range of situations to be considered or to be avoided. The main drawback of analytical methods is that closed-form solutions can be obtained only for groundwater regions with relatively regular geometry and simple boundary conditions. In practice, therefore, numerical methods are used for the solution of the mathematical model.

The common features of several numerical methods are:

- the solution is sought for numerical values of the state variables in discrete points of the space-time domain defined by the problem in question;
- the partial differential equations representing the balance of extensive quantities (e.g. mass of water, mass of pollutant, etc.) are replaced by a system of linear algebraic equations in terms of discrete state variables which must be determined in discrete points of space and time;
- the solution is obtained for a specific set of numerical values of the model coefficients instead of a general function of the coefficients;
- due to the large number of equations to be solved simultaneously, the solution can be obtained making use of a computer program.

Approximate solutions of the flow and transport equations can be obtained by employing several numerical techniques. The most popular of them is the *method of finite differences*, in which the derivatives are replaced by finite differences. Detailed discussion of this method can be found in a basic text by KINZELBACH (1986). The method of finite differences is reliable, easily programable and wide-spread. However, it has serious drawbacks. The most important ones are rigidity in treating boundaries, inflexibility in employing an unevenly distributed grid and difficulties in calculations with tensor quantities.

For these reasons the use of the *finite element method* has become more popular. Detailed discussion of the finite element method is beyond the scope of this paper, instead, the reader is referred to literature by ALLEN *et al.* (1988) and PINDER and GRAY (1977), which go into details of the mathematical principles of this method, and by BEAR and VERRUIJT (1987) and KINZELBACH (1986), regarding the application of this method to groundwater flow and pollutant transport problems.

In the finite element method the region of interest is subdivided into elements, the shape of each of which is such that it is possible to follow closely the boundaries of the entire domain as well as the boundaries of the various subdomains if present. The number and size of the elements, however, depends on the accuracy requirements of the approximate solution. The approximate solution is sought in such a form that it could be written as a linear combination of piecewise continuous functions (*i.e.* continuous over each element), which can be expressed by relatively simple mathematical formulae. The resulting function contains a large number of unknown parameters, which can be determined by application of minimum principles to a weak form of the basic equations.

The main advantage of the finite element method is the considerable flexibility in modeling aquifer formations with complex geometry. The same flexibility yields the drawbacks of this method, namely:

- the subdivision of domains with complex geometry needs the use of special pre-processing programs (mesh generators);
- the matrix structure of the system of equations to be solved is much more difficult than that of the finite difference method, therefore the process of the solution demands more resources;
- the order of the approximation error cannot be estimated in advance.

The program system Rockflow was used in our hydrodynamic calculations to model the flow processes taking place in the groundwater system with respect to site selection for nuclear wastes (*i.e.* to obtain the distribution of the hydraulic head and the velocity field).

The advective transport of the pollutant was modeled by means of a self-developed program which uses the velocity field calculated by Rockflow to determine the location of the pollutant front along the characteristics (*i.e.* streamlines) in space and time.

### 2.3. Program system Rockflow

The program system Rockflow has been developed at the Institute for Fluid Mechanics of the University of Hannover (Germany) for Federal Institute for Geosciences and Raw Materials (*Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*) to examine hydrodynamic and transport

processes in fissured rocks (with special attention to problems arisen in radioactive waste disposal). Subsequent versions of the program system have been commercialized, and the development is continuous.

The program system consists of several modules, each of which can be used for different modeling tasks. In early 1993 the following modules were available:

- flow modules for incompressible fluids and for compressible fluids (gases);
- transport modules for fluids of constant density (diluted solutions), for fluids with density dependence in space and time and for particle tracking in fracture networks;
- coupled flow and transport model (density dependence of concentration (or temperature); iterative coupling of the flow and the transport models);
- pre- and post-processing modules: interactive mesh generator, fracture generator and graphical post-processing package.

Common features of each module are that (i) GALERKIN's method is applied for spatial discretization, (ii) anisotropic hydrodynamic and transport parameters can be handled, (iii) three-dimensional, transient processes are modeled, (iv) transient first and second order boundary conditions can be incorporated, (v) 1D, 2D and 3D elements can be used separately or simultaneously, (vi) 2D elements are triangles or quadrilaterals, (vii) 3D elements are hexahedrons, triangular prisms or tetrahedrons, (viii) input file of ASCII text format and (ix) binary (for graphics package) and ASCII (optional) output files.

A special feature of the flow model is that non-linear flow patterns can be considered and special motion equations have been incorporated for fracture elements. The transport model can handle the following processes and properties: advection, dispersion, molecular diffusion, fast, reversible adsorption, radioactive decay and tortuosity.

## 3. The process of model calculations

The process of model calculations started with selection of the number of dimensions and physical processes examined. It was followed by mesh generation, parameter allocation and defining boundary conditions. Then model validation and transport modeling were performed, and the study was terminated by sensitivity analysis.

### 3.1. Number of dimensions

In the early stage of exploration, geologic models including flow fields have been formulated in the form of cross sections along suitable paths. Therefore numerical flow models have been constructed in the framework of two-dimensional, vertical cross sections.

In a practical sense it means that velocity components perpendicular to the plane of the section are neglected in the flow field. The resulting planar flow field is not identical, obviously, with a section of the real three-dimensional flow field taken along the same path. However the distortion has been reduced by tracing the section lines along representative flow paths of the entire flow fields (including recharge areas and base levels) after a careful consideration of hydrogeological circumstances.

Naturally, three-dimensional models representing a spatial structure cannot be replaced by two-dimensional sections, but section models, due to the aspects of selec-

tion described above, are able to display the vertical flow fields in a near realistic manner, thus providing in practice reliable results from travel times calculations.

The need for two-dimensional sections is supported by the lack of a three dimensional geologic model which could serve as the basis for a three-dimensional seepage model, without geometrical limitations.

Streamlines and travel times obtained from a two-dimensional model probably would not be far from the results obtained for three-dimensional models, but due to the hydrogeologically representative character of the selected sections, 2D results presumably yield shorter streamlines and thus shorter travel times compared to 3D results.

### 3.2. Physical processes examined

At the recent (early) stage of exploration the physical processes to be modeled have been selected (limited) as follows:

1. In porous formations and in fissured rocks the motion of diluted solutions has been considered, *i.e.* the characteristics of the flow field are regarded as independent of fluid density and viscosity.
2. The groundwater flow is governed by gravity alone (including infiltration from the surface and the presence of springs on the surface) under fully saturated conditions which means that the unsaturated flow regime near the surface has been discarded and the thermohydrological processes (to be considered mainly at the granitic site) arising in greater depths have also been neglected.
3. The advective component of the transport processes in ground water has been calculated alone. Dispersion and retarding due to adsorption and radioactive decay have been neglected for the moment.

These assumptions and limitations (the exclusion of several processes) are based on common consent of experts with special regards to the early stage of the exploration.

Any radioactive pollutant leaving the planned repository by accident in sedimentary areas may reach the unsaturated zone between the surface and the groundwater table. This possibility raises the question whether the assumption of saturated flow is correct for the requirements of site characterization. Despite the lack of unsaturated calculations the model results would probably satisfy the requirements of the safety assessment, because, on the one hand, the thickness of the unsaturated zone possibly covers only a small portion of the total flow path, while on the other hand, the velocities of flow processes taking place in saturated media usually exceed those resulting from unsaturated conditions. Consequently the results of saturated model calculations, with respect to transport of pollutants leaving the repository by accident, yield higher values of velocity and smaller values for travel times. In short, the replacement of the unsaturated process by a saturated one has been regarded as a safety factor.

### 3.3. Mesh generation

From the first stage of modeling, which started from geologic sections (TÓTH *et al.* 1996a-b), geometrical simplifications have been performed in order to make the modeling easier, trying to discard unnecessary details with respect to hydrodynamics. The inevitable, yet reasonable simplifications yielded sections which were suitable for mesh generation.

During the mesh generation for the granitic site we considered the possibility of the incorporation of fault zones crossing the granite into the model as marked flow paths. The weathered granite covering the granitic bedrock (with a thickness of 20 m) has also been treated with special attention, as a formation which can hydrodynamically affect the flow field.

For the sedimentary sites the upper part of the model was subdivided by a finer mesh, following the variability of stratification, in order to gain a higher accuracy in simulating the flow field and pollutant transport near the repository located on or close to the surface. For the other parts of the models a coarser mesh was applied based on the degree of knowledge of the various geologic formations.

### 3.4. Parameter allocation

For modeling preliminary data for the hydraulic properties of several geologic formations, namely estimated values for lower and upper limits of horizontal hydraulic conductivity, estimated values for lower and upper limits of vertical hydraulic conductivity and values for effective porosity were received. These values resulted from hydrogeological knowledge of the near and far fields with respect to potential sites.

### 3.5. Boundary conditions

The following boundary conditions have been applied at the geologic cross sections (TÓTH *et al.* 1996a-b) slightly modified:

1. The bottom of each model has been considered as impervious (*i.e.* a no-flow boundary).
2. Parts of the upper boundaries belonging to creek beds and presumed seepage faces, have been specified as constant head boundaries, while other parts, belonging to recharge areas, have been specified as prescribed flow rate (*i.e.* infiltration) boundaries.
3. The vertical sides of the models have been determined as
  - no-flow boundaries for the granite,
  - “open” boundaries, that is consisting of prescribed head nodes which hold the value of the hydraulic head constant while maintaining the flow through the boundary.

At the sedimentary sites the bottom boundary has followed the boundary of the Lower Pannonian and Upper Pannonian formations and is considered as impervious assuming that no considerable flow takes place through it because the hydraulic conductivity of the Lower Pannonian formations is very low ( $k = 10^{-9} - 10^{-10}$  m/s). Therefore it can be regarded as nearly impervious with respect to the overlying loose and permeable formations.

At the granitic site the bottom and the sides needed to be treated as no-flow boundaries, because the sections are representative with respect to the flow field, the lateral boundaries of which can be regarded as symmetry axes, therefore they can be treated as no-flow boundaries, and the observed decrease of the hydraulic conductivity *versus* depth makes it possible that no considerable flow takes place at greater depth.

### 3.6. Model validation

During the validation of the models two hydrogeological factors (TÓTH *et al.* 1996a-b) have been regarded as

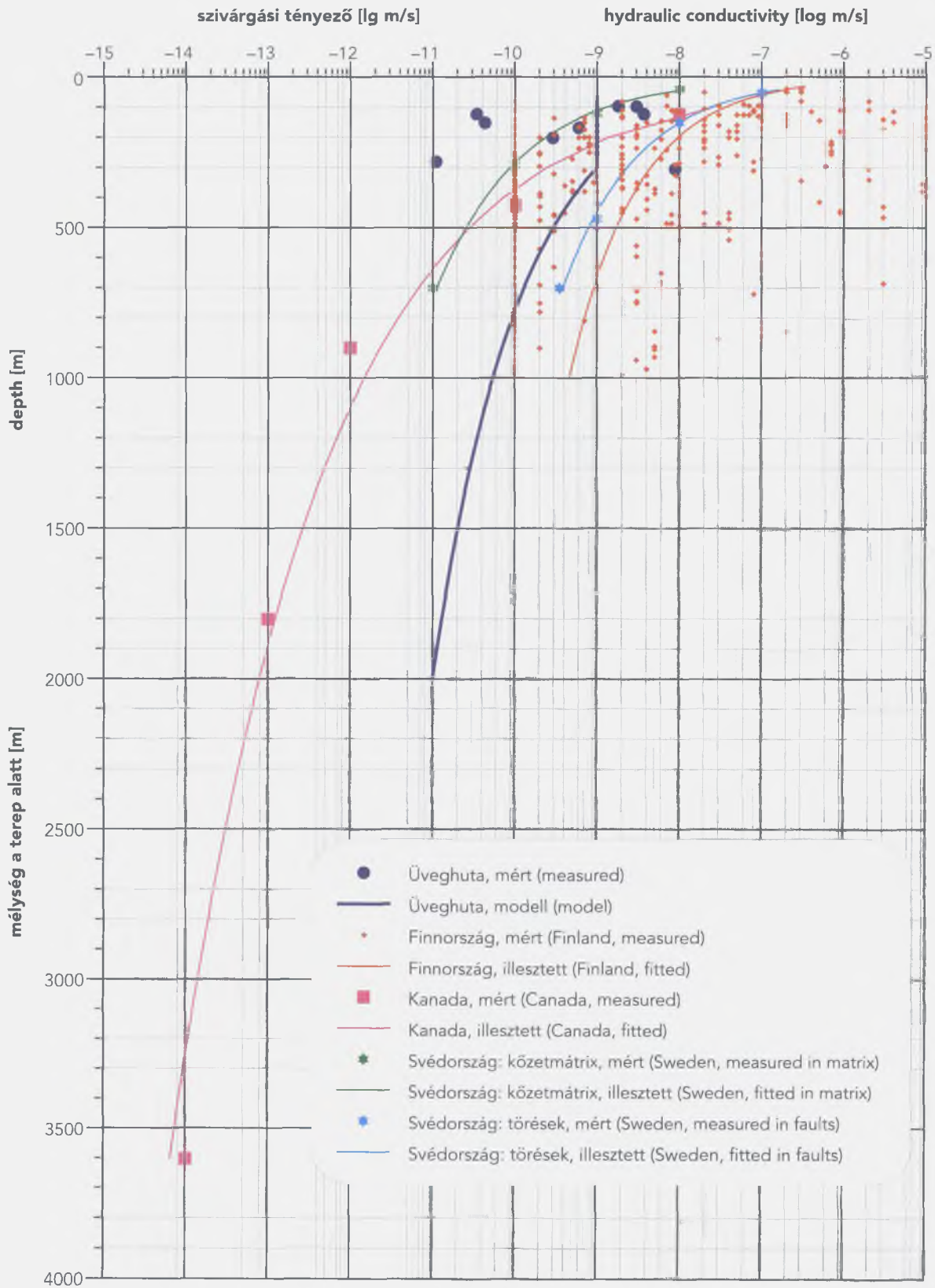


Figure 1. Dependence of granite permeability from the depth

1. ábra. Gránit szivárgási tényezőjének változása a mélységgel

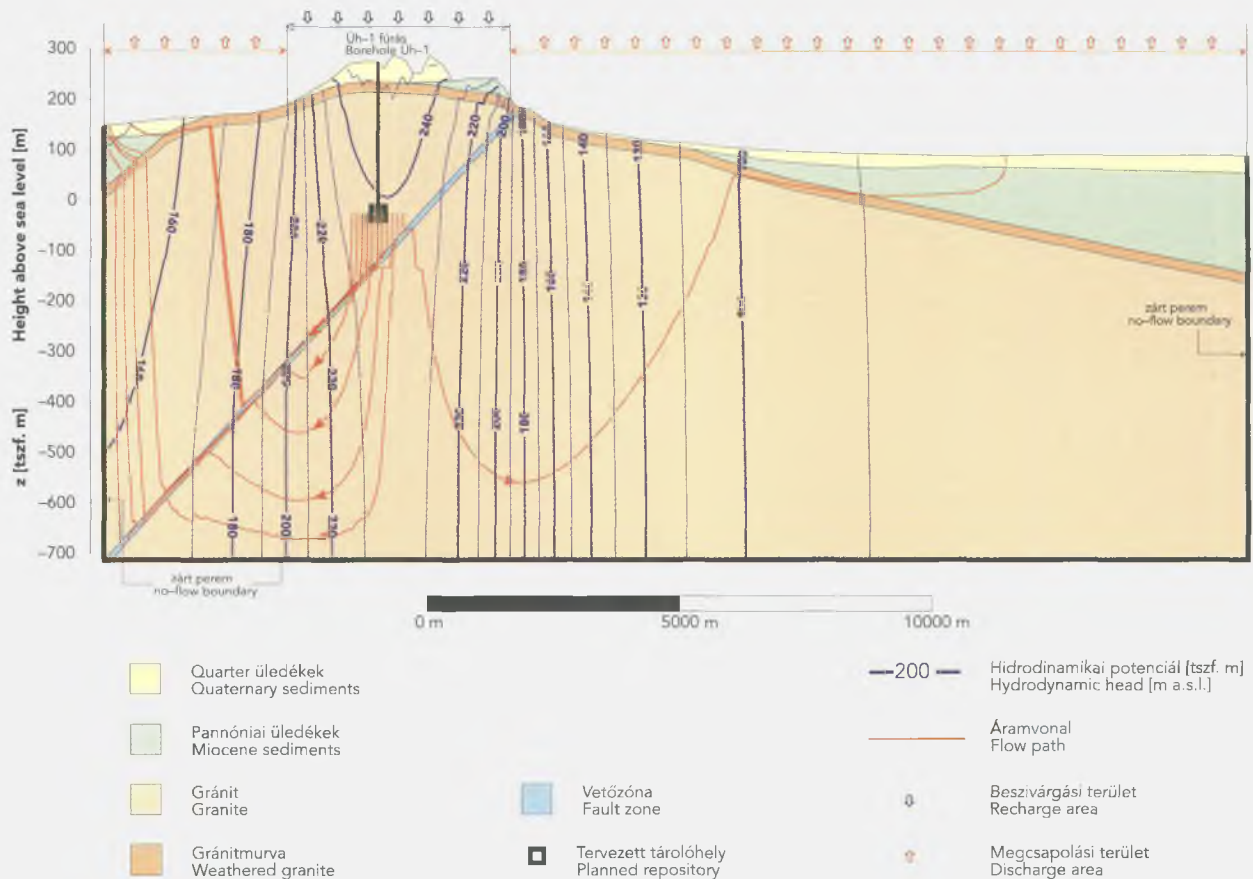


Figure 2. The model section Úveghuta #3, its 1000 m deep, 22 km long version with fault

2. ábra. Az Úveghuta 3. modellezési szelvény 1000 m mély, 22 km hosszú, vetózónás változata

standard: (i) the recharge and discharge rates, that is the flow rates near the surface, and (ii) the distribution of the hydraulic head, in the form of contour maps.

Regarding these considerations, a series of model calculations has been prepared, the results of which have been analyzed with respect to the above conditions. During the calculations we changed firstly the values of hydraulic conductivity, secondly the anisotropy ratio and thirdly the recharge rate. As a result of serial calculations we succeeded in coming fairly close to the initial head distribution and to the estimated flow rate near the surface, therefore we regarded the results of calculations as satisfactory for meeting the demands of the safety assessment.

### 3.7. Transport modeling

At every stage of modeling the main characteristic variables of the subsurface flow field have been determined, with respect to the current mesh, parameter distribution, boundary conditions and hydrodynamic stresses, namely the distribution of the hydraulic head, the velocity field and the flow path and travel time of pollutants moving along streamlines starting from the vicinity of the potential repository, calculated by means of advective transport models.

### 3.8. Sensitivity analysis

Sensitivity analyses have been prepared, as parts of the model calculations, to estimate the effect of the horizontal and vertical size of the section models, the uncertainties of the geologic structures, the distribution of hydrodynamic parameters and, last but not least, the formulation of boundary conditions.

The results of these analyses can be summarized as follows. The uncertainties due to model size depend mainly on the nature of the boundary conditions, namely:

1. In the case of incorporating no-flow boundaries, the flow field inside the model becomes highly dependent on the model size, which in practice means that a decrease of the model size (with invariable properties) yields the "speed-up" of the flow process and *vice versa*, an increase in size yields "slow-down".
2. The incorporation of prescribed head boundaries makes the flow paths and velocities more independent of model size. However, complete independence can be gained via full knowledge of the real boundary conditions.

The conditions of the geologic structure have a strong influence on the flow processes namely the near-surface geologic structure close to recharge or discharge area plays an important role in the case of sedimentary models

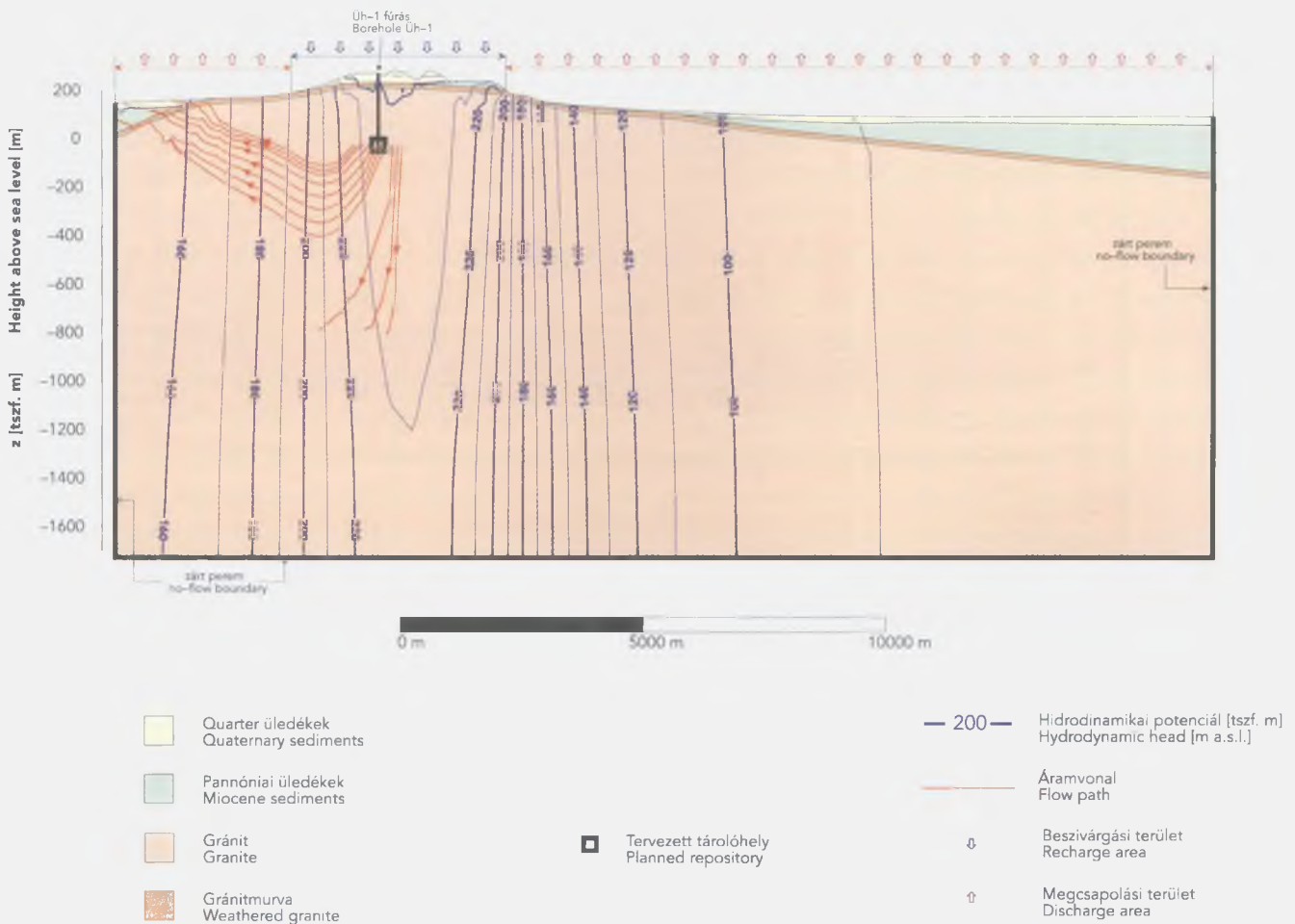


Figure 3. The model section Üveghuta #3, its 2000 m deep, 22 km long version with no fault

3. ábra. Az Üveghuta 3. modellezési szelvény 2000 m mély, 22 km hosszú, vető nélküli változata

whereas in the case of “granite models” a major role is played by fault zones, and their geometrical and hydraulic properties.

The hydraulic properties of the rock mass containing the repository strongly influence the flow processes (head distribution and velocity field), but an overriding importance is possessed by the ratio of anisotropy in sedimentary areas and a knowledge of the hydraulic conductivity of the rock matrix and of fault zones in granites.

The flow field being modeled is deeply influenced by recharge rate; additionally, the effect of recharge is inversely proportional to the magnitude of hydraulic conductivity.

#### 4. The results of numerical calculations

The modeling process described above has been completed for three potential sites: (i) in the vicinity of Üveghuta where the nuclear waste is planned to be buried in granite, (ii) near Udvari, in a sedimentary area, with a repository located on or near the surface and (iii) near Dősberény, also in a sedimentary area, with a repository

on or near the surface. For each site the model calculations were prepared for several variants:

1. At Üveghuta (Figures 1-3) at first the model size was changed, secondly, the effect of presence and absence of fault zones was studied, thirdly the dependence of the hydraulic conductivity of the granite on depth was varied (Figure 1).
2. At Udvari (Figure 4), only one variant was modeled.
3. At Dősberény (Figure 5) we examined two versions with the same size, one including a fault and the other without a fault, and the modifying effect of clay and sand layers near the foot of the hill was studied.

Table 1 displays the results of the model calculations, *i.e.* the travel times of pollutants from leaving the repositories to reaching the surface. The most characteristic model variants are shown in Figures 2-5. One can learn from the results of travel time computations that, under the same circumstances of size, boundary conditions and hydraulic properties, the geologic structure (*i.e.* the fault zones in the case of granite and the near-surface layers in the sedimentary cases) plays the major role in pollutant transport processes.

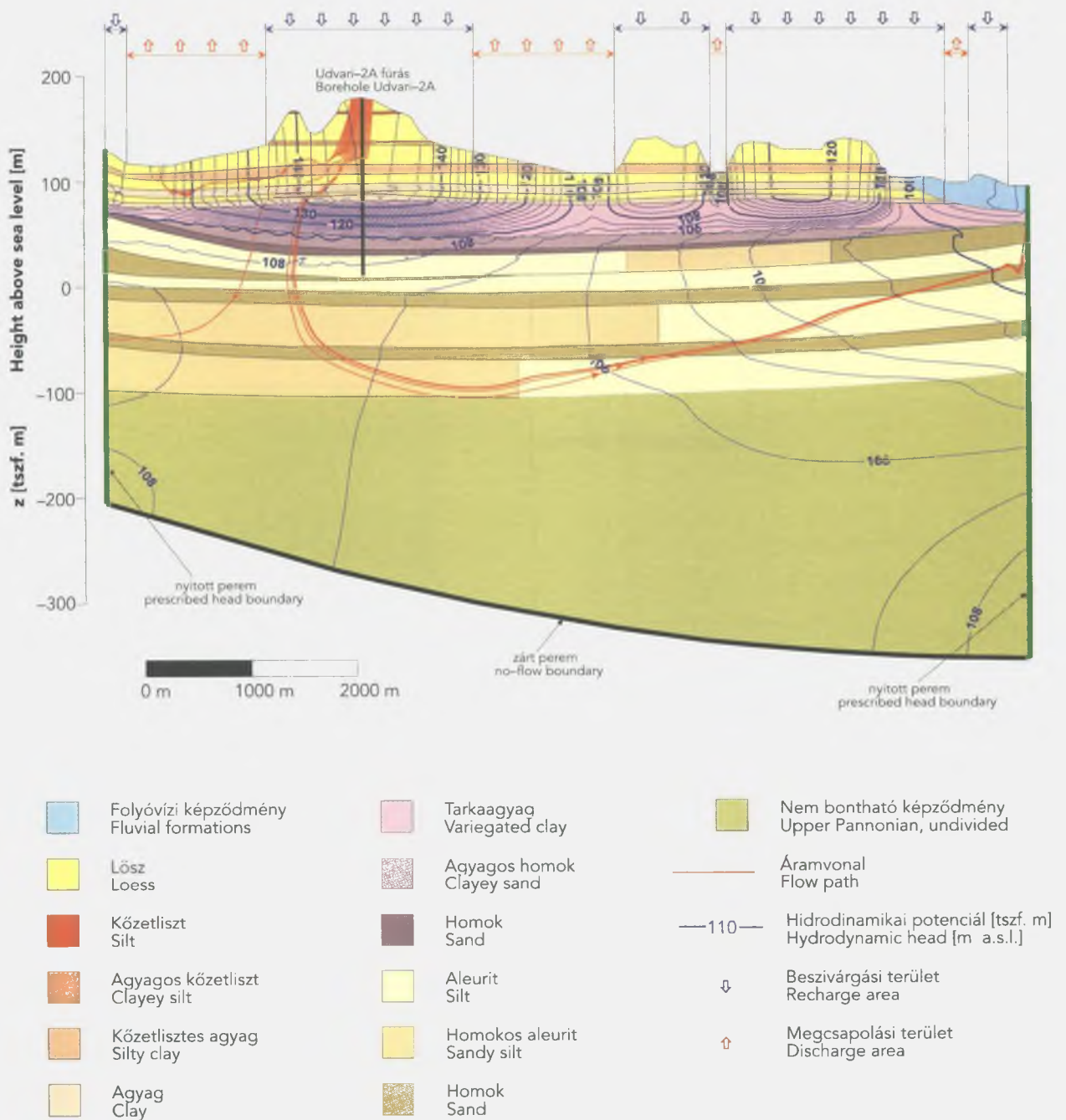
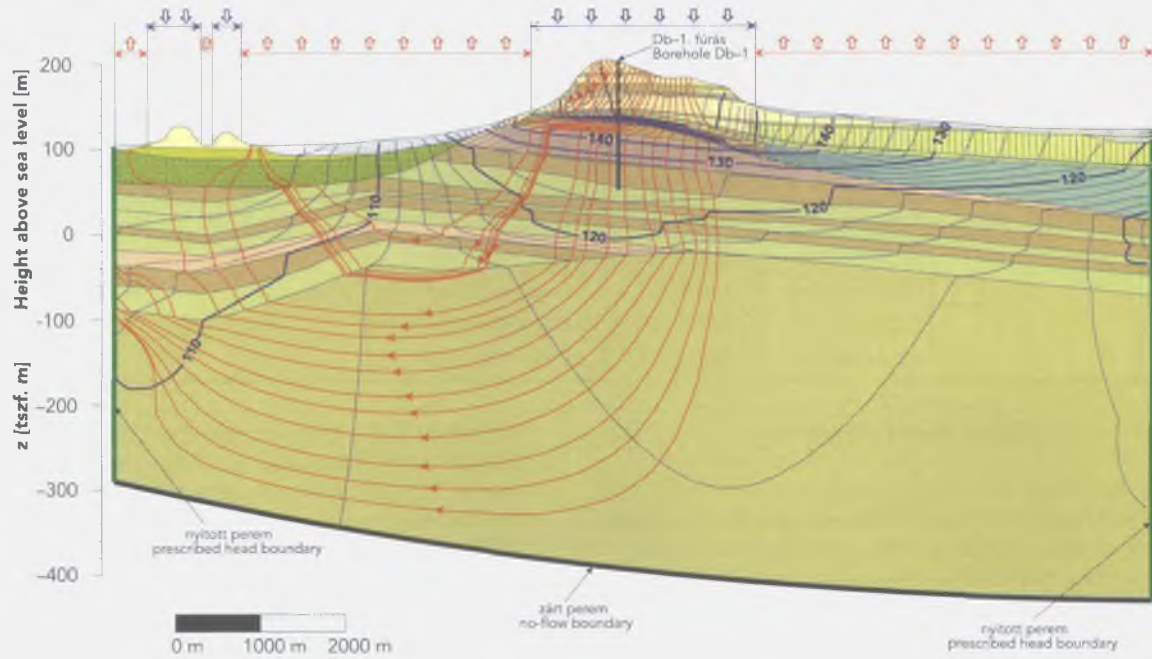


Figure 4. The model section Udvari #1, its 400 m deep, 8.7 km long version with no fault

4. ábra. Az Udvari 1. modellezési szelvény 400 m mély, 8,7 km hosszú, vető nélküli változata





	Kőzetliszt Silt		Homok Sand		Iszapos homok Muddy sand
	Homok Sand		Agyag, kőzetliszt Clay and silt		Homok Sand
	Homok, kőzetliszt Sand and silt		Futóhomok, fluvio-eolikus homok Wind-blown sand, fluvioeolian sand		Nem bontható képz. (felsőpannoniai) Upper Pannonian, undivided
	Folyóvízi-proluviális képződmény Fluvial formations		Löss Loess		Áramvonal Flow path
	Homok, kavicsos homok Sand, gravelly sand		Fossilis talajok Palaeosoil	-110-	Hidrodinamikai potenciál [tszf. m] Hydrodynamic head [m a.s.l.]
	Homok és kőzetliszt váltakozása Sand and silt		Szárzsföldi tarkaagyag, vörösgyag Variegated and red terrestrial clay		Beszivárgási terület Recharge area
	Finom- és közép-sz. homok Fine and medium-gr. sand		Homokos aleurit Sandy silt		Megcsapolási terület Discharge area

Figure 5. The model section Diósberény #3, its 600 m deep, 12.2 km long version with no fault and with sands at the foot hill

5. ábra. A Diósberény 3. modellezési szelvény 600 m mély, 12,2 km hosszú, vető nélküli változata domblábi homokkal

Travel times calculated by numerical modeling

Table 1

Repository	Rock type	Potential site	Model variants			Travel time to surface, years			Figure No.
			section	size, m depth×width	special feature	minimum	most likely	maximum	
underground	granite	Üveghuta	Üveghuta 1	1000×11000	without fault	41 400	145 600	>200 000	2
			Üveghuta 3/1	1000×22000	with fault zone	1 380	1 380	>18 890	
			Üveghuta 3/2	500×22000	with fault zone	2 620	10 800	>20 000	
			Üveghuta 3/3	1000×22000	without fault	2 330	8 740	>20 000	3
			Üveghuta 3/4	1000×11000	without fault	1 750	6 720	12 020	
			Üveghuta 3/5	2000×22000	without fault	31 000	117 400	>200 000	
			Üveghuta 3/6	1000×22000	without fault	30 600	106 000	>200 000	
near-surface	loess, sand, silt, clay	Udvari	Udvari 1	400×8700	without fault	380	>5 430	>5 530	4
		Diósberény	Diósberény 3/1	600×12200	fault, clay at hillfoot	1 760	>4 850	>10 000	5
			Diósberény 3/2	600×12200	fault, sand at hillfoot	91	2 820	>8 100	
			Diósberény 3/3	600×12200	no fault, clay at hillfoot	3 630	>4 720	>10 000	
			Diósberény 3/4	600×12200	no fault, sand at hillfoot	91	3 290	>8 180	

### 5. Methodological conclusions

The following conclusions can be drawn from the process and results of hydrodynamic and advective transport modeling of sites involving granite and sedimentary rocks:

1. The model validation shows that the ratio of anisotropy of the sediments settled near the surface can be reasonably accurately determined by field measurements.
2. When determining hydraulic properties, more effort is needed to determine the value of the effective porosity, because it has a considerable effect on pore velocities and thus, on travel times, therefore it has a great importance with respect to critical flow paths.
3. The geologic and structural conditions (faults, position of specific layers) play an important role in transport processes, and for this reason gaining accurate knowledge of these is essential in framework of further exploration.
4. In order to reliably estimate the retardation in the un-

saturated zone, the determination of the water content, at least approximately, of the strata lying between the surface and the water table seems to be necessary. In this way the calculation of velocities in the vicinity of the repository becomes more reliable, and the evaluation of how far the processes in the unsaturated zone can be neglected becomes more accurate. It is important to emphasize this case, because the uncertainties in handling the unsaturated zone must not affect the considerations on the choice of repository type (*i.e.* near-surface versus underground repository).

5. Moreover, one can state that for the sake of resolving the contradiction between the field observations and model results, the development of three-dimensional modeling of the near-surface region is reasonable, which, after all means an increase in the safety of the site characterization.

### References

- ALLEN, M. B., HERRERA, I., and PINDER, G. F., 1988: Numerical modeling in science and engineering. — John Wiley & Sons, New York, 418 p.
- BALLA, Z., TÓTH, GY., and KÖNCZÖL, A., 1997: Hydrogeological conditions of the Üveghuta site and its area (Az üveghutai kutatási terület hidrogeológiai viszonyai). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- BEAR, J., 1972: Dynamics of Fluids in Porous Media. — American Elsevier, New York, 764 p.
- BEAR, J., and VERRUIJT, A., 1987: Modeling groundwater flow and pollution. — D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 414 p.
- KINZELBACH, W., 1986: Groundwater modelling (an introduction with sample programs in BASIC). — Elsevier, Amsterdam, 333 p.
- PINDER, G. F., and GRAY, W. G., 1977: Finite element simulation in surface and subsurface hydrology. — Academic Press, New York, 295 p.
- TÓTH, GY., GELLÉR-MIKLÓSSY, M., GONDÁR-SÓREGI, K., HORVÁTH, I., JERABEK, CS., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., NAGY, P., ROTÁR-SZALKAI, Á., SZILÁGYI, F., SZÓCS, T., TURTEGIN, E., and VENKOVITS, I., 1996a: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Hidrogeológiai reambuláció (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeologic reconnaissance). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÓREGI, K., HORVÁTH, I., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., ROTÁR-SZALKAI, Á., and SZÓCS, T., 1996b: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Potenciális telephelyek vízföldtani értékelése Diósberény, Udvari és Üveghuta körzetében. Gondolati modell és paraméterezés, hidrogeokémia és egyéb izotópvándorlás, hidrodinamika és transzport modellezés (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeological assessment of potential sites at Diósberény, Udvari and Üveghuta. Conceptual model and parameters, hydrogeochemistry and isotope migration, hydrodynamics and transport modeling). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÓREGI, K., ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., NÁDOR, A., and SZÓCS, T., 1997: Hydrogeological conditions of the Udvari and Diósberény sites and their surroundings (Az Udvari és Diósberényi kutatási terület hidrogeológiai viszonyai). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).

## SZENNYEZŐANYAG-TERJEDÉS NUMERIKUS MODELLEZÉSE A TOLNAI DOMBVIDÉKEN

MEZŐ GYULA, SZILÁGYI GÁBOR

Bányászat és Környezete Mérnöki Iroda Kft. 1037 Budapest, Mikoviny S. u. 2-4.

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok telephely-kutatása, illetve azok alkalmasságának vizsgálata szükségessé tette a lehetséges tároló körüli szennyeződésterjedés numerikus modellezését. A modellezés célja annak eldöntése volt, hogy a tárolókból esetleg kiszabaduló szennyeződés elérheti-e a bioszférát (vagyis kiléphet-e a felszínre) olyan rövid idő alatt, hogy környezeti veszélyt hozzon létre, vagy nem, és ennek alapján a telephelyet érdemes-e továbbkutatni, vagy sem. E vizsgálatsorozat keretében a lehetséges telephelyekről már meglévő földtani-vízföldtani ismeretekre, valamint a felszíni térképezés és a fűrésos kutatás eredményeire támaszkodva olyan numerikus modellezést kellett végrehajtani, amelynek végeredményeként a fenti kérdésekre kielégítő biztonságu válaszokat lehet adni. A vizsgálatok összefoglalásaként ismertetjük a kiindulási feltételeket, a modellezés alapelveit és módszereit, az elvégzett numerikus vizsgálatok folyamatát és legfontosabb eredményeit és a vizsgálatok folyamatából és eredményeiből levonható módszertani következtetéseket.

### 1. Kiindulási feltételek

A kiindulási feltételek közé a telephely-kiválasztás és a vízföldtani modellezés tartozik.

#### 1.1. Telephely-kiválasztás

Az előzetes szűrővizsgálatok eredményeként „megmaradt” telephelyek alkalmasságának vizsgálata két, földtani-vízföldtani természetű feltétel együttes teljesülését keresi:

1. A potenciális tároló környezete essen uralkodóan „le szálló” tendenciájú felszín alatti vízáramlási (szivárgási) rendszerbe, annak érdekében, hogy a tároló környezetéből induló áramvonalak lehetőleg mélybe hatoló, nagy ívű szivárgási pályára kényszerüljenek, kellő időt adva ezzel a szennyeződések felszín alatti megkötődésére, illetve lebomlására.
2. A potenciális tároló környezetében legyenek olyan nagy tömegű vízzáró képződmények, amelyek képesek a szennyező anyagok „feltartóztatására” és ezzel a felszín alatti vándorlási idő megnövelésére.

A gyakorlatban e két feltétel azt jelenti, hogy hulladéktárolásra alkalmas helyeket dombtetőkön illetve azok környezetében kell keresni, ezen belül pedig a földtani felépítésben találni kell nagy vastagságú agyag-aleurit réteget illetve rétegeket. E feltételek, illetve követelmények a felszín alatti, nagy szilárdságú kőzetkörnyezetbe telepítendő tárolóhely esetén annyiban módosulnak, hogy a befogadó kőzeten belül nyugodt, lehetőleg törésmentes zónákat kell keresni.

#### 1.2. Vízföldtani modellezés

Annak érdekében, hogy földtani-vízföldtani feltételek teljesülése mellett a kiválasztott telephely alkalmasságának vizsgálatát numerikus modellezéssel elvégezhető legyen, olyan modellszerkezetet és -mértéket kellett választani, amelyben

- az uralkodó szivárgási rendszer átlátható volt, vagyis megszerkeszthetővé vált a felszín alatti vízrendszer potenciáltérképe, az utánpótlási és megcsapolási helyek kapcsolata, valamint vízforgalom fő tényezőinek mennyiségi alakulása;
- biztonságosan megítélhetővé vált a peremfeltételek jellege, illetve azok hatása a modellezett térrész egészére;
- ismerni kellett a kőzetrendszer hidrodinamikai tulajdonságainak (elsősorban a vízvezető-képességnek) térbeli eloszlását, akár a tényleges ismeretek interpolálása, akár azok extrapolálása révén.

A telephely-kiválasztás és azon belül a modellezhetőség feltételeit a földtani-vízföldtani térképező munka, valamint az ezek eredményeire épült fűrészkutatási program teremtette meg (BALLA Z. et al. 1997, TÓTH GY. et al. 1997).

### 2. Vizsgálati alapelvek és módszerek

A vizsgálati alapelvek és módszerek között a felszín alatti vízáramlás és szennyezőanyag-terjedés matematikai modelljét, a hidrogeológiai gyakorlatban alkalmazott numerikus módszereket és a Rockflow programcsomagot ismertetjük.

#### 2.1. A felszín alatti vízáramlás és szennyezőanyag-terjedés matematikai modellje

Felszín alatti vízvezető képződményekben a víz olyan járatrendszerben áramlik, amelyet egymással összefüggő pórások, repedések, karsztüregek hálózata (vagy ezek együttese) alkot. Mikroszkopikus léptékben a járatrendszer teljesen kitöltő víz mozgását a NAVIER-STOKES egyenlet írja le. Az egyenletet a megfelelő peremfeltételek ismeretében oldhatjuk meg, melyeket a szilárd anyag és a folyadék határfelületének geometriája határoz meg. Ez a megközelítés a hidrogeológiai gyakorlatban a legtöbbször alkalmazhatatlan, mivel az említett határfelület bonyolult geo-

metriáját képtelenek vagyunk leírni. Továbbá, ha sikerülne is mikroszkopikus szinten megoldanunk az egyenletet valamely állapotváltozóra (pl. a nyomásra), képtelenek lennénk annak érvényességét ugyanezen a szinten mérésekkel igazolni.

Ezeket a nehézségeket úgy győzhetjük le, ha *makroléptékben* fogalmazzuk meg a megoldandó feladatot. Ehhez a víz-közet együtttest olyan kontinuum-moddal helyettesítjük, amelyben a mikroszkopikus állapotváltozók elemi térfogatra vett átlagolásával makroállapot-változókat nyerünk, amelyek a helykoordináták folytonos függvényei. A járatrendszer geometriája az átlagolás hatására *makroegyütthatók* (pl. hézagterefogat, szivárgási tényező) bevezetésével írható le. Ezen együtthatók számszerű értékeit minden konkrét esetben kísérleti úton (laboratóriumi vagy „*in situ*” vizsgálatokkal) kell meghatározni. Azt a térfogatot, melyre a kontinuum-modell a vizsgált fizikai folyamat szemponjából alkalmazható, BEAR, J., (1972) nyomán *reprezentatív elemi térfogatnak* (RET) nevezzük.

A hidrogeológiai gyakorlatban felmerülő feladatok megoldásához a tömegmegmaradás elvét (kontinuitási egyenlet) és az impulzus-megmaradás elvét (mozgás-egyenlet) alkalmazzuk a felszín alatti vízrendszerre. A két egyenletből, melyek az alkalmazott kontinuum-közelítés miatt parciális differenciál-egyenletek, meghatározhatjuk a hidrodinamikai potenciál és a szivárgási sebesség eloszlását a vizsgált térrészben. Lamináris szivárgás esetében a mozgásegyenletünk a DARCY-törvény:

$$\vec{v} = -\mathbf{k} \text{ grad } h, \quad (1)$$

ahol  $\vec{v}$  a szivárgási sebesség vektora,  $\mathbf{k}$  a szivárgási tényező (általános esetben tenzormennyiség),

$$h = z + p/\rho g, \quad (2)$$

a hidrodinamikai potenciál,  $z$  a vizsgált pont magassága egy tetszőleges felület fölött,  $p$  a nyomás,  $\rho$  a víz sűrűsége és  $g$  a gravitációs gyorsulás. Megjegyezzük, hogy a szivárgási sebesség tulajdonképpen a felületegységen átáramló vízhozammal egyenlő, míg a pórusokban áramló víz – RET-on belüli – átlagos sebességét az  $\vec{u}$  *pórussebesség* adja meg

$$\vec{u} = \vec{v}/n_o, \quad (3)$$

ahol  $n_o$  a gravitációs hézagterefogat.

Az előbbieken áttekintett egyenletek egyértelmű megoldásának ki kell elégitenie a szivárgási tartomány peremén bizonyos feltételeket. Ezek a feltételek, melyeket peremfeltételeknek nevezünk, információt tartalmaznak a szivárgási tartomány alakjáról és arról, hogy a vizsgált térrész hogyan kapcsolódik (hidrodinamikai értelemben) a tágabb környezethez. A peremfeltételeket három alaptípusba soroljuk:

- elsőfajú peremfeltétel, amikor a szivárgási tartomány bizonyos szakaszain ismertnek tételezzük fel a hidrodinamikai potenciál értékét;
- másodfajú peremfeltétel, amikor egy szivárgási tartomány bizonyos szakaszain előírjuk az átáramló vízhozam mennyiségét, ennek speciális esete a zárt határ, amikor az átáramló hozam zérus;
- harmadfajú peremfeltétel az előző kettő lineáris kombinációja, amellyel a gyakorlatban kolmatált medrű folyó és a talajvíz kapcsolata írható le.

Időben változó folyamatok vizsgálatánál ezenfelül – az

egyértelmű megoldhatóság érdekében – meg kell adnunk a kezdeti feltételt is, azaz a  $t = 0$  időpontra a  $h(x, y, z, 0)$  hidrodinamikai potenciál-eloszlást.

Az oldottanyag-transzport vizsgálatánál is a tömegmegmaradás elve szolgáltatja az alapegyenletet. A szennyező anyagok terjedése számos fizikai-kémiai folyamat hatására megy végbe, melyek közül a legfontosabb:

- az *advekción*, amely az átlagos sebességgel mozgó víz által szállított oldott anyag tömegáramát írja le;
- a *mechanikai diszperzió*, amely a vizsgált pont környezetében (értsd: a RET-on belül) jelentkező többletfluxust fejez ki, mely a sebesség lokális fluktuációjának hatására jön létre;
- a *molekuláris diffúzió*, mely a koncentráció-különbség hatására létrejövő tömegáram;
- a folyadék és a szilárd anyag határfelületén fellépő elektromos és kémiai reakció, például *adszorpción* és *ioncsere*;
- a vízben lévő alkotók közötti *kémiai reakción* vagy valamilyen *lebomlási folyamaton* (pl. radioaktív bomlás).

Amint az áramlási egyenletnél, itt is háromfajta peremfeltételt különböztethetünk meg:

- elsőfajú peremfeltétellel írhatjuk elő a koncentrációt bizonyos peremszakaszokon, ilyen típusú „belső” peremfeltételekkel jellemezhetünk egyes szennyezőanyagforrásokat a vizsgált tartomány belsejében;
- másodfajú peremfeltételek adják meg a peremre merőleges irányban a koncentráció gradiensét, azaz a diszperzív fluxust; ennek speciális esete a zárt perem, ahol a hidrodinamikai modelltől zérus beáramlást kapunk, ezért a transzportmodellben már csak a diszperzív fluxus eltűnését kell előírni;
- harmadfajú peremfeltétellel adhatjuk meg a teljes fluxust.

Időben változó folyamatok esetében itt is meg kell adnunk a kezdeti feltételt, azaz a koncentráció eloszlását a  $t = 0$  időpontban.

Az egyenletek levezetése megtalálható például BEAR, J., és VERRUIJT, A., (1987) könyvében.

## 2.2. Numerikus módszerek a hidrogeológiai gyakorlatban

Ha megalkottuk a matematikai modellt a fontosabb állapotváltozókkal kifejezve, meg kell oldanunk gyakorlati esetekre. A megoldást legtöbbször analitikus alakban keressük, mivel a zárt alakban kapott megoldásfüggvény térben és időben folytonos, azonkívül, ha egyszer levezettük, a tervezett vagy elkerülendő helyzetek sokaságára alkalmazható. Hátránya azonban, hogy csak nagyon egyszerű geometriájú áramlási tartomány és egyszerű peremfeltételek esetén tudjuk megkapni a megoldást zárt alakban. A gyakorlatban ezért numerikus módszereket használunk a matematikai modell megoldására.

A különböző numerikus módszerek közös jellemzői:

- a megoldást az állapotváltozók numerikus értékeire keressük, a feladat által meghatározott tér- és időtartomány diszkrét pontjaira;
- a vizsgált extenzív mennyiségek (víztömeg, szennyezőanyag-tömeg stb.) mérlegét reprezentáló parciális differenciálegyenletek helyett lineáris algebrai egyenletrendszert állítunk fel diszkrét tér- és időbeli pontokban meghatározandó diszkrét állapotváltozókra;
- a megoldást a modellegyütthatók számszerű értékeinek speciális halmazára kapjuk, nem az együtthatók általános függvényeként;

– az egyidejűleg megoldandó egyenletek nagy száma miatt a megoldást számítógépi program segítségével kaphatjuk meg.

Az áramlási és transzportegyenlet *közelítő megoldásaihoz* juthatunk különféle numerikus technikák alkalmazásával. A legnépszerűbb ilyen módszer a *véges differenciák* módszere, amely a differenciálhányadosoknak véges differenciáhányadosokká történő alakításával operál. E módszer részletes ismertetése megtalálható pl. KINZELBACH, W., (1986) művében. Bár a véges differenciák módszere megbízható, egyszerűen programozható és széleskörűen elterjedt, hátrányos tulajdonságokkal is rendelkezik. Ezek közül esetünkben a peremek kezelésének rugalmatlansága, egyenlőtlen osztásközű háló alkalmazása esetén a rugalmatlanság, végül a tenzormennyiségekkel való számolás nehézsége a legfontosabb.

Ezen okok miatt a hidrodinamikai és transzportfeladatok megoldására is egyre inkább a *végeselem-módszert* használják. Jelen tanulmány keretei között nem lehet célunk a végeselem-módszer részletes ismertetése, ezért csak hivatkozunk a nemzetközi szakirodalomból ismert olyan kézikönyvekre, amelyek részletesen tárgyalják a módszer matematikai alapjait (elsősorban ALLEN, M. B., et al. 1988 és PINDER, G. F., GRAY, F., 1977) és alkalmazását hidrodinamikai és transzportfolyamatokra (pl. BEAR, J., VERRUIJT, A., 1987 és KINZELBACH, W., 1986).

A végeselem-módszer lényege, hogy a vizsgált tartományt mozaikszerű elemekre bontjuk, melyek alakja olyan, hogy a peremeket és a résztartományok belső határait megfelelő pontossággal követhessük. Az elemek mérete és száma azonban függ a közelítő megoldás pontossági igényétől is. A közelítő megoldást olyan formában keressük, hogy felírható legyen szakaszonként (tulajdonképpen az egyes elemek felett) folytonos, viszonylag egyszerű matematikai formulával kifejezhető függvények lineáris kombinációjaként. A megoldásfüggvény nagyszámú ismeretlen paramétert tartalmaz, amelyeket az alapegyenletek gyenge alakjára vonatkozó minimumumelvek alkalmazásával határozhatunk meg.

A végeselem-módszer előnye nagyfokú rugalmassága a bonyolult geometriájú vízvezető formációk modellvizsgálatában. Hátrányai is ebből a rugalmasságból fakadnak:

- bonyolult geometriájú tartományok elemekre bontásához speciális előfeldolgozó (hálógenerátor) programok használatára van szükség;
- a megoldandó egyenletrendszer mátrixa bonyolultabb szerkezetű, mint a véges differencia módszer esetében, emiatt a megoldás folyamata több erőforrást igényel;
- a közelítés hibájának rendje nem becsülhető előre.

A radioaktív hulladékok telephelykutatásával kapcsolatos hidrodinamikai vizsgálatok során – mind a gránitos, mind az üledékes objektumok esetében – a Rockflow programcsomagot alkalmaztuk a felszín alatti vízrendszerben kialakuló áramlási folyamatok (a potenciál- és szivárgási sebességeloszlás) modellezésére.

A szennyezőanyag advectív terjedését saját fejlesztésű programmal modelleztük, mely, a Rockflow által kiszámított sebességeloszlást felhasználva, a szennyező front helyzetét számítja ki a karakterisztikák (áramvonalak) mentén, térben és időben.

### 2.3. A Rockflow programcsomag

A Rockflow programcsomagot a Hannoveri Egyetem Áramlási Intézetének munkatársai fejlesztették ki a Szövetségi Földtudományi és Nyersanyagintézet (Bundes-

anstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) részére, kifejezetten hasadékos közetekben áramló folyadékok hidrodinamikai és transzportfolyamatainak vizsgálatára (különös tekintettel a radioaktív hulladékok elhelyezésénél megoldandó feladatokra). A programcsomag későbbi verziói kereskedelmi forgalomba is kerültek, a fejlesztés folyamatos.

A programcsomag moduláris felépítésű, minden modul más-más modellezési feladatot old meg. 1993 elején a következő modulok voltak megvásárolhatók:

- áramlási modellek összenyomhatatlan folyadékokra, valamint összenyomható folyadékokra (gázokra);
- transzportmodellek konstans sűrűségű folyadékokra (hig oldatokra), helytől és időtől függő sűrűségű folyadékokra, valamint részecsketranszportra repedéshálózatban;
- hidrodinamikai és transzportmodell iterációs összekapcsolása (koncentrációtól vagy hőmérséklettől függő sűrűség);
- elő- és utófeldolgozó modulok: interaktív hálógenerátor, repedésgenerátor és grafikus utófeldolgozó csomag.

Minden numerikus modul közös jellemzője, hogy a GALJORKIN-féle végeselem-módszert alkalmazza térbeli diszkrétizációnál, anizotróp hidrodinamikai és transzportparaméterek kezelésére képes, háromdimenziós, tranzien folyamatokat modellez, tranzien első- és másodfajú peremfeltételek megadhatók, egy-, két- és háromdimenziós elemek együtt és külön-külön is használhatók, a kétdimenziós elemek lehetnek négyszögek és háromszögek, a háromdimenziós elemek lehetnek (általános) hexaéderek, háromszögalapú prizmák ill. tetraéderek, a bemeneti állomány („file”) ASCII-formátumú, végül a kimeneti állományok bináris (a grafikus feldolgozó modul számára) és (opcionálisan) ASCII-formátumúak.

A hidrodinamikai modell jellegzetessége, hogy képes nemlamináris áramlás modellezésére is, a repedéselemek számára speciális mozgásegyenleteket építettek be. A transzportmodell jellemzője, hogy kezeli az advectiót, a diszperziót, a molekuláris diffúziót, a gyors, reverzibilis adszorpciót, valamint a radioaktív bomlást, és figyelembe veszi a tortuozitást.

## 3. Vizsgálati folyamat

A vizsgálati folyamat dimenzióválasztással és a fizikai folyamatok megválasztásával indult. Ezt hálószerkesztés, majd a modell paraméterekkel való feltöltése és a peremfeltételek megadása követte. Ezután hitelesítést és transzportvizsgálatokat végeztünk, s a munkálatokat érzékenységelemzéssel zártuk.

### 3.1. Dimenzióválasztás

Tekintettel arra a meghatározó körülményre, hogy a földtani kutatás jelenleg felderítő jelleggel folyik, s így a szivárgási mezőt magába foglaló földtani modellek célszerűen kiválasztott szelvényekben fogalmazódtak meg, ezért a numerikus szivárgási modelleket is kétdimenziós, függőleges metszetek keretében határoztuk meg.

A gyakorlatban ez azt jelenti, hogy a szivárgási mezőből kizárjuk a metszet síkjára merőleges sebességkomponensek kialakulását. Az így létrejövő síkbeli szivárgási mező természetesen nem lesz azonos egy háromdimenziós szivárgási tér egy metszetével, de az ebből származó torzulás általában mérséklődik, hogy a földtani szelvényvonalak a víz-

földtani körülmények mérlegelése alapján a teljes szivárgási tér közelítően reprezentatív fő áramvonalai (beszivárgási helyek és erőzőbázis vonalak) mentén lettek kijelölve.

A kétdimenziós metszetek természetesen nem helyettesítik a teljes térbeliséget reprezentáló háromdimenziós térmodellt, de a metszetek fent vázolt kiválasztási szempontjai következményeként képesek arra, hogy a vertikális áramlási mezőt a valósághoz közel állóan jelenítsék meg, s így a végeredményként adódó ún. elérési idők tekintetében a gyakorlat számára kielégítő megbízhatóságú eredményeket szolgáltatassanak.

A kétdimenziós metszetek jelenlegi szükségességét erősíti még az a körülmény is, hogy még nincs olyan földtani térmodell, amelyben a háromdimenziós szivárgási teret geometriai korlátozások nélkül el lehetne helyezni.

A kétdimenziós modellből nyerhető áramvonalak és elérési idők várhatóan nem esnek távol a háromdimenziós eredményektől, de a kiválasztott metszetek vízföldtani szempontból reprezentatív jellegéből adódóan azok (már-mint a kétdimenziós eredmények), vélhetően rövidebb áramvonalakat és kisebb elérési időket jelenthetnek a háromdimenziós eredményekhez viszonyítva.

### 3.2. Fizikai folyamatok megválasztása

A kutatási folyamat jelenlegi (felderítő) fázisában a modellezendő fizikai folyamatok körét az alábbiak szerint választottuk, ill. korlátoztuk:

1. A porózus és hasadékos kőzetekben ún. híg oldatok mozgásával, vagyis a folyadék sűrűségétől és viszkozitásától független szivárgási körülményekkel számoltunk.
2. A szivárgási folyamatot csak a gravitáció működteti (felszínről való beszivárgással és a felszínre kilépő forrásokkal) maradéktalanul telített állapotban, ami a gyakorlatban azt jelenti, hogy nem számoltunk a felszín közeli három fázisú szivárgási mezővel, sem a nagy mélységben kialakuló termikus folyamatokkal (amelyek elsősorban az üveghutai objektum esetében jöhetnek szóba).
3. A szivárgó víz mozgásával járó terjedési folyamatot advektív módon számoltuk, vagyis egyelőre figyelmen kívül hagytuk a szivárgási utak mentén kialakuló diszperziót, adszorpciót és a radioaktív bomlást.

E választások és a bennük foglalt korlátozások (folyamatkizárások) elsősorban a kutatási stádium felderítő jellegéből adódó szakmai konszenzuson alapulnak.

Az üledékes területekre tervezett hulladéktárolóból esetlegesen kiszabaduló radioaktív szennyeződés valószínűleg a terepszint és a talajvízszint közötti háromfázisú szivárgási mezőbe fog jutni. Ez a körülmény felveti annak kérdését, hogy az általunk alkalmazott kétfázisú modellezési forma megfelel-e a telephelyre vonatkozó alkalmassági vizsgálat követelményeinek. Erre a kérdésre előzetesen csak azt a választ tudtuk adni, hogy a háromfázisú modellezési technika hiánya ellenére a várható eredmények kielégítik majd a biztonsági elemzés követelményeit, ugyanis egyrészt a háromfázisú zóna vastagsága a teljes transzportútvonalnak várhatóan csak töredékét teszi ki, másrészt a kétfázisú rendszerben kialakuló vízmozgás-folyamatok rendszerint nagyobb sebességűek, mint a háromfázisú szivárgási mezőben, ebből következően a kétfázisú számítások eredményei a tárolóból esetleg kiszabaduló szennyező anyagok terjedése tekintetében nagyobb sebességeket és kisebb elérési időket eredményeznek. Röviden, a háromfázisú folyamat kétfázisúval való helyettesítését a biztonság javára történő elhanyagolásnak tekintettük.

### 3.3. Hálószerkesztés

A digitalizált földtani metszetekből (TÓTH GY. et al. 1996a-b) kiindulva első lépésben a modellezhetőség megkönnyítése érdekében egyszerűsítéseket hajtottunk végre az egyes képződmények geometriájára irányulóan, törekedve a hidrodinamikai értelemben közömbös részletek mellőzésére. A kényyszerű, de még megengedhető egyszerűsítések eredményeként olyan metszeteket kaptunk, amelyek már alkalmasak voltak a hálószerkezet generálására.

A gránitos objektumnál a hálószerkezet generálása során figyelembe vettük annak lehetőségét is, hogy a gránitot harántoló markáns szerkezeti vonalak, mint kitüntetett szivárgási útvonalak is részét képezhessék a modellnek. Ugyancsak külön vettük figyelembe a gránit tetejét takaró ún. gránitmurva jelenlétét is (20 m-es vastagsággal), mint olyan képződményét, amely hidrodinamikai értelemben képes a szivárgási mező erős befolyásolására.

Az üledékes objektumok esetében annak érdekében, hogy a felszíni, illetve a felszín közeli tárolóhely közvetlen környezetében kialakuló vízmozgás illetve az esetleg előforduló szennyeződésterjedés a gyakorlat számára kielégítő pontossággal leírható legyen, a modell felső részében, követte a rétegsor nagymértékű vertikális változékonyságát, egy finomabb hálószerkezetű modellrészletet különítettünk el. A modell egyéb részein pedig az ismeretességi szinthez is igazodó kisebb felbontóképességű hálószerkezet alakítottunk ki.

### 3.4. A modell feltöltése paraméterekkel

Az egyes földtani képződmények hidrodinamikai tulajdonságaira vonatkozóan paramétertartományokat kaptunk a horizontális szivárgási tényező becsült alsó és felső határértékére, a vertikális szivárgási tényező becsült alsó és felső határértékére és a gravitációs hézagterfogató értékére. Ezek a számértékek a közelebbi és távolabbi környezet vízföldtani tapasztalataiból származnak.

### 3.5. A peremfeltételek megadása

A földtani metszeten (TÓTH GY. et al. 1996a-b) némi egyszerűsítés után az alábbi peremfeltételeket határoztuk meg:

1. A modellek alsó pereme mindegyik objektum esetében zárt, melyen keresztül folyadékmozgás nincs.
2. A modellek felső határai részben állandó potenciálú pontsört alkotnak (patakmedrekben és valószínűsíthető vízkiszivárgási helyeken), részben pedig a felszínről ismert intenzitású beszivárgást kapnak.
3. A modellek oldalsó határai
  - a gránitos objektum esetében zártak,
  - az üledékes objektumok esetében nyitottak, azaz állandó potenciálú pontok, amelyek a vízszint változtatlansága mellett biztosítják a vízforgalmat.

Az üledékes objektumok esetében az alsó peremszakszt az alsópannóniai és felsőpannóniai képződmények határfelületén húztuk meg, és zártnak tekintettük abból a feltételezésből kiindulva, hogy az alsópannóniai képződmények felületén számottevő keresztirányú vízforgalom nincsen, mivel ezek vízvezető-képessége olyan alacsony értékű ( $k = 10^{-9} - 10^{-10}$  m/s nagyságrendű), hogy a föltötte települt laza és jó vízvezető képződmények szempontjából közel vízzárónak tekinthetők.

A gránitos objektum esetében a modellek alsó és oldal-

só határainak lezárása azért vált szükségessé, mert a metszetek a szivárgási tér olyan reprezentatív szelvényei, amelyek oldalsó határai az áramlási mező szimmetriatengelyeként értelmezhetők, és mint ilyenek; hidrodinamikai értelemben zárt határként működtethetők, valamint vélhető volt, hogy a szivárgási mezőben a mélység szerinti vezetőképesség-romlás nem teszi lehetővé annak a feltételezését, hogy a mélyféküben már számottevő vízmozgás nincs.

### 3.6. Hitelesítés

A modellszámítások hitelesítésekor a bementi adatként kapott két fő vízföldtani tényezőt (TÓTH GY. et al. 1996a–b) tekintettünk mértékadónak, nevezetesen a beszivárgási és megcsapolási intenzitásokat, vagyis a felszínközeli vízforgalmat és a megszerkesztett potenciálképet.

É hitelesítési szempontok alapján sorozatfuttatásokat végeztünk, amelyek eredményeit a fenti feltételeknek megfelelően elemeztük. A futtatások során elsősorban a megadott szivárgási tényezőket, másodsorban az anizotrópia értékeit, harmadsorban pedig a beszivárgási intenzitást változtattuk. A próbafuttatások eredményeként a szerkesztett potenciálképet és a becsült felszín közeli vízforgalmat oly mértékben sikerült megközelíteni, hogy megítélésünk szerint a kapott eredmények már alkalmasak arra, hogy a biztonsági elemzés követelményeinek megfeleljenek.

### 3.7. Transzportvizsgálatok

Minden modellezési fázisban – az aktuális hálószerkezet, hidrodinamikai paraméter-eloszlás, peremfeltételek és terhelések figyelembevételével – számítással meghatároztuk a felszín alatti vízáramlási rendszer főbb jellemzőit, nevezetesen a hidrodinamikai potenciál eloszlását, a szivárgási sebességmezőt, valamint a szivárgási sebességmező ismeretében transzportmodellezést végeztünk, mellyel meghatároztuk a potenciális tárolóhelyről és annak környezetéből kiinduló áramvonalak mentén advékcióval terjedő szennyeződés terjedési útvonalát, illetve a felszínre érkezés idejét.

### 3.8. Érzékenységelemzés

A numerikus modellezés részeként ún. érzékenységvizsgálatokat végeztünk annak eldöntésére, hogy az adott

földtani-vízföldtani ismeretek jelenlegi bizonytalanságán belül milyen hatást gyakorolnak a modellezés eredményeire a metszetmodellek horizontális és vertikális méretei, a földtani településszerkezet bizonytalanságai, a hidrodinamikai paraméterek eloszlása és nem utolsósorban a peremfeltételek megfogalmazása. Az elemzések eredményei röviden az alábbiakban foglalhatók össze. A metszetmodellek méretéből adódó bizonytalanságok elsősorban a peremfeltételek jellegétől függnek, nevezetesen:

1. A zárt határok alkalmazása esetén a modell belsejében kialakuló áramkép erős függvényévé válik a modellméretnek, ami a gyakorlatban annyit jelent, hogy például méretsökkentés (változatlan hidrodinamikai tulajdonságok mellett) a szivárgási folyamat „gyorsulását” eredményezi és megfordítva: a méretnövelés „lassulást” okoz.
2. A nyílt határok alkalmazása csökkenti ugyan a végeredményként adódó szivárgási utak és sebességek függőségét modellmérettől, de a teljes függetlenség csakis a peremfeltételek valóság-hű ismeretével teremthető meg.

A földtani szerkezet adottságai erős hatást gyakorolnak a modellben lezajló áramlási folyamatokra, ezen belül is az üledékes modellben nagy szerepe van a beszivárgási és megcsapolási zónák közelébe eső felszín közeli településszerkezetnek, a gránitos modellben pedig természetszerűleg meghatározó szerepet kapnak a törések, illetve azok geometriai és hidrodinamikai tulajdonságai.

A tárolóhelyet befoglaló kőzetkörnyezet hidrodinamikai tulajdonságai meghatározó módon alakítják a modellben kialakuló szivárgási folyamatokat (a potenciálképet és a szivárgási sebességeket), de ezen belül is kiemelkedő jelentőséggel bír üledékes környezetben az anizotrópia mértékének, gránitos környezetben pedig a tört zóna és az építőközet hidraulikai vezetőképességének ismerete.

A modellben kialakuló áramlási rendszer erős függvénye a beszivárgás intenzitásának is, azon belül az infiltráció hatása a szivárgási tényezők csökkenésével arányosan növekszik.

## 4. Vizsgálati eredmények

A vázolt modellezési folyamatot három potenciális tárolóhelyen hajtottuk végre: Üveghuta környezetében, gránitos kőzetkörnyezetben, mélységi telepítést feltételezve, Udvari területén, üledékes kőzetkörnyezetben, felszíni illetve felszín közeli telepítést feltételezve és Diósberény

Numerikus modellezéssel számított elérési idők

I. táblázat

Elh. tip	Kőzettípus	Telephely	Modellezési változat			Felszínre lépési idő, év			Ábra
			metszet	méret, m	sajátosság	min.	valósz.	max.	
felszín alatti	gránit	Üveghuta	Üveghuta 1	1000×11000	vető nélküli	41 400	145 600	>200 000	2
			Üveghuta 3/1	1000×22000	vetőzónás	1 380	1 380	>18 890	
			Üveghuta 3/2	500×22000	vetőzónás	2 620	10-8000	>20 000	
			Üveghuta 3/3	1000×22000	vető nélküli	2 330	8 740	>20 000	
			Üveghuta 3/4	1000×11000	vető nélküli	1 750	6 720	12 020	
			Üveghuta 3/5	2000×22000	vető nélküli	31 000	117 400	>200 000	
			Üveghuta 3/6	1000×22000	vető nélküli	30 600	106 000	>200 000	
felszíni	löss, homok, aleurit, agyag	Udvari	Udvari I	400×8700	vető nélküli	380	>5 430	>5 530	4
		Diósberény	Diósberény 3/1	600×12200	vetőzónás, domblábi agyaggal	1 760	>4 850	>10 000	
			Diósberény 3/2	600×12200	vetőzónás, domblábi homokkal	91	2 820	>8 100	
			Diósberény 3/3	600×12200	vetőzónás, domblábi agyaggal	3 630	>4 720	>10 000	
			Diósberény 3/4	600×12200	vetőzónás, domblábi homokkal	91	3 290	>8 180	

környékén, ugyancsak üledékes kőzetkörnyezetben, felszíni telepítést feltételezve. Az egyes tárolóhelyeken több változatban is végeztünk modellvizsgálatokat:

1. Üveghuta környezetében (1-3. ábra) elsősorban a modellméreteket változtattuk, másodsorban vetős és vető nélküli változatokat vizsgáltunk, harmadsorban a gránit szivárgási tényezőjének mélység szerinti alakulását moduláltuk (1. ábra).
2. Udvari környezetében (4. ábra) sem modellméreti, sem település-szerkezeti alternatívákat nem elemeztünk.
3. Diósberény térségében (5. ábra) azonos modellméretben vetős és vető nélküli változatot elemeztünk, továbbá vizsgáltuk a domb láb közelében valószínűsíthető agyag- illetve homokréteg módosító hatását.

A több változatban elvégzett modellszámítások végeredményét, vagyis a tárolókból esetleg kilépő szennyeződés felszínre érésének időigényét az 1. táblázat foglalja össze. A legjellemzőbb szennyeződésterjedési képeket a 2-5. ábra szemlélteti. Az elérési idők azt mutatják, hogy azonos modellméretek, peremfeltételek és hidrodinamikai tulajdonságok mellett a településszerkezeti adottságoknak (a gránit esetében a vetőnek, üledékes kőzet esetében pedig a felszín közeli rétegek elterjedésének) meghatározó szerepe van szennyeződésterjedés alakulásában.

### 5. Módszertani következtetések

A gránitos és üledékes objektumok hidrodinamikai és advektív transzportmodellezésének számítási folyamatából és eredményeiből az alábbi fontos következtetéseket vonhatjuk le:

1. A modellhitelesítés munkálatai rámutattak arra, hogy a felszín közeli üledékek szivárgási tényezőjében mutatókozó anizotrópiát mérésekkel célszerű meghatározni.
2. A hidrodinamikai paraméterek meghatározása során a jelenleginél nagyobb hangsúlyt kell kapnia a gravitációs hézagterefogat meghatározásának, mert ez a tényező a tényleges pórusebességet és ebből származóan a transzportidőket erősen befolyásolja, és így a kritikus terjedési útvonalak, illetve elérési idők szempontjából meghatározó jelentőséggel bír.
3. A településszerkezeti adottságoknak (vetők, rétegelterjedések) a terjedési folyamatok szempontjából meghatározó jelentősége van, ezért ezek pontos feltárása a továbbkutatás keretében nélkülözhetetlen.
4. A háromfázisú zónában kialakuló késleltetés megbízható becslése érdekében szükségesnek mutatkozik a terep és a talajvízszint közötti rétegsor víztartalmának legalább közelítő meghatározása, mert ezzel a tároló közeli szivárgási sebességek számítása megbízhatóbbá válik, annak eldöntése pedig, hogy a háromfázisú rész-folyamat elhanyagolható-e, avagy nem, a jelenleginél biztonságosabbá, a gyakorlat számára jobban kezelhetővé válik. E mozzanat hangsúlyozását azért tartjuk fontosnak, mert a felszíni, ill. felszín közeli tároló telepítési lehetőségek mérlegelése nem válhat labilissá a háromfázisú zóna kezelésének bizonytalansága miatt.
5. Ezeken túlmenően pedig megállapítható, hogy a terepi észlelések és a kétdimenziós modellezés eredményei között helyenként felmerülő ellentmondás feloldása érdekében, ami végső soron a telephely minősítés biztonságának növelését jelenti, célszerű a felszín közeli térrész modellezését háromdimenzióssá fejleszteni.



## HYDROGEOCHEMICAL INVESTIGATIONS IN THE TOLNA HILLS AREA

ISTVÁN HORVÁTH\*, JÓZSEF DEÁK\*\*, EDE HERTELENDI\*\*\* and TEODÓRA SZÓCS\*

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

\*\* Research Institute for Water Management, H-1095 Budapest, Kvassay Jenő út 1.

\*\*\* Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences, H-4026 Debrecen Bem tér 18/C.

**Key words:** biochemistry, biodegradation, chemical properties, denitrification, geochemistry, ground water, isotopes, pollution, water quality

The hydrogeochemical evaluation of the Tolna hills area included the three-phase zones, the unconfined ground water and the confined ground water. Tritium analyses gave 20–60 cm/year infiltration rates for the three-phase zone which indicate variable infiltration conditions. The results of modeling by the Netpath program of the relationships between rainfall and groundwater origin, show that the ground water free of human influence almost totally comes from the present-day rainfall. Approximately 40% of the groundwater samples show anthropogenic pollution, as seen in frequency distribution of  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  abundances. Loess is an oxidized rock so that  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  are conservative components of the ground water in loess areas. Change of water composition with depth (replacement of Ca and Mg by Na and K and increase of the chloride content) is typical for the depth interval 50–300 m studied. Deviations can usually be explained by variable position in the flow system. In the Udvari area, the nitrate and  $^{18}\text{O}$  content as well as the  $^{14}\text{C}$  ages mark very slow descendent flow in the vicinity of the borehole, despite the borehole being situated on a groundwater high, and indicate that the Plio-Pleistocene red clay lying between the loess and Upper Pannonian sands is practically an aquiclude.

### 1. Introduction

Preliminary research carried out as part of a site selection project was carried out on three areas – Diósberény, Udvari and Üveghuta – in Tolna county. The geology of the Diósberény and Udvari areas is very similar: the few hundred m thick Upper Pannonian sediments are discordantly overlain by 1–50 m thick Pleistocene terrestrial red variegated silt, clayey silt, then by 30–50 m thick loess, subdivided by fossil soil horizons (KOLOSZÁR 1997, MARSÍ 1997).

In the Üveghuta area the 5–10 m thick Pleistocene variegated clay and the 10–30 m thick loess with fossil soil horizons overlie the Carboniferous granite-granodiorite. The upper 5–20 m of the granite is fractured, crumbled, and altered (KÓKAI 1997).

The aim of the hydrogeochemical (chemical and isotope) investigations was to verify the results of the hydrodynamic modeling and to gather basic hydrogeological-hydrochemical data. Water samples were collected from streams, springs, dug wells, from the holes of the engineering geophysical sounding, deeply drilled wells used for drinking water supply and from the two boreholes which were deepened during the research (Figures 1–2).

### 2. Hydrogeochemistry of the unsaturated (three-phase) zone

In the three-phase zone the tritium content of the soil moisture gave information about the rate of meteoric infiltration. A 34 m deep dry core borehole beside the geological borehole in the Udvari area, and the upper 22 m dry part of the Üveghuta borehole provided suitable material for sampling (Figure 3).

In the Udvari profile the tritium peak of the 1963

atmospheric events can be detected 6.5 m deep. The second peak with lesser intensity (11.2 TU) is at 11.5 m, and the third (14.1 TU) is at 25.6 m. The tritium content of a sample from a depth of 34 m, 3 m below the groundwater table, contradicts the fact that no tritium was detected from the groundwater itself at the same location. These data suggest changes in the infiltration. The main peak at 6.5 m, *i.e.* the position of the infiltrating meteoric water, points to the velocity of infiltration is 20 cm/year. To characterize the infiltration this value can be used as an average only, with some serious limitations, because the tritium content of some deeper strata indicate that the speed of the infiltration could be as high as 60 cm/year.

In the Üveghuta profile there is a double peak at 4.6 and 10.6 m. These data are close to those which were measured during the site investigation of the Ófalu area (5.75, 7.5, 12.0 m, JUHÁSZ 1989). Based on these results, the velocity of infiltration may exceed 30 cm/year.

At all the three investigated areas the geology of the three-phase zone is very similar, *i.e.* they are in loess. There are relatively few data about the changes of thickness of the fossil soil horizons which have a bad hydraulic conductivity. The geometry of the lenses and the pinching out can explain the presence of more tritium peaks within one profile. The differences between the Udvari and Üveghuta profiles do not exceed the variations within one profile.

The tritium data which were measured from samples collected from below the groundwater table during the engineering geophysical sounding, reflect the percolation, flow and dispersion properties of the two- and three-phase zones together (Figure 4). The tritium content of the groundwater samples from a depth of 15 m indirectly support the higher infiltration velocity which was characteristic for the three-phase zone.

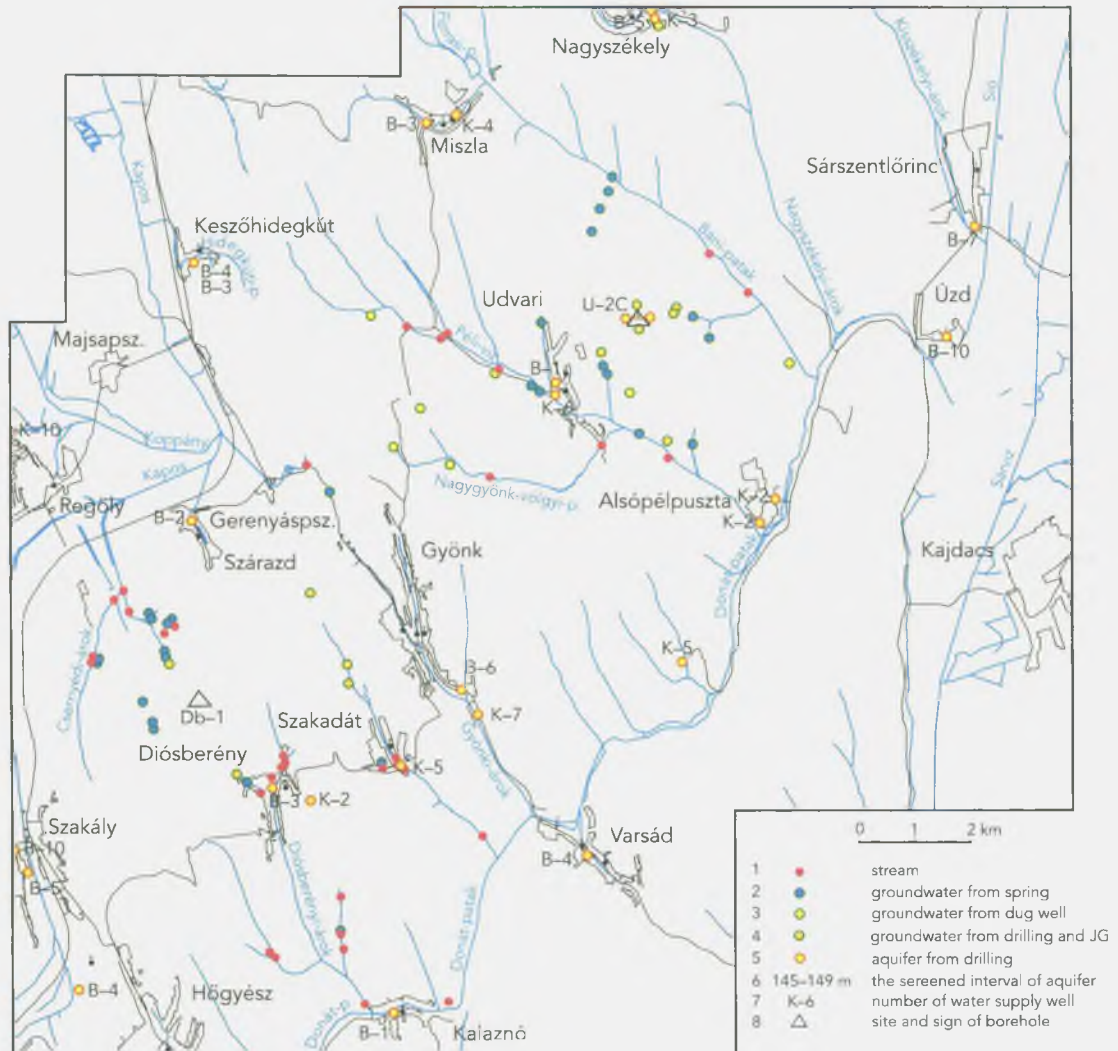


Figure 1. Location of the water samples collected from the Diósberény and Udvari areas

1. ábra. Diósberény és Udvari körzetében a vízmintavételi helyek térképázata

1 – patakviz, 2 – talajvíz forrásból, 3 – talajvíz ázott kútból, 4 – talajvíz fűrésből, mértőkeofizikai szondázásból, 5 – rétegvíz fűrésből, 6 – vízadó képződmény mélysége, 7 – víztermelő kút száma, 8 – lemélyített fűrés helye, jele

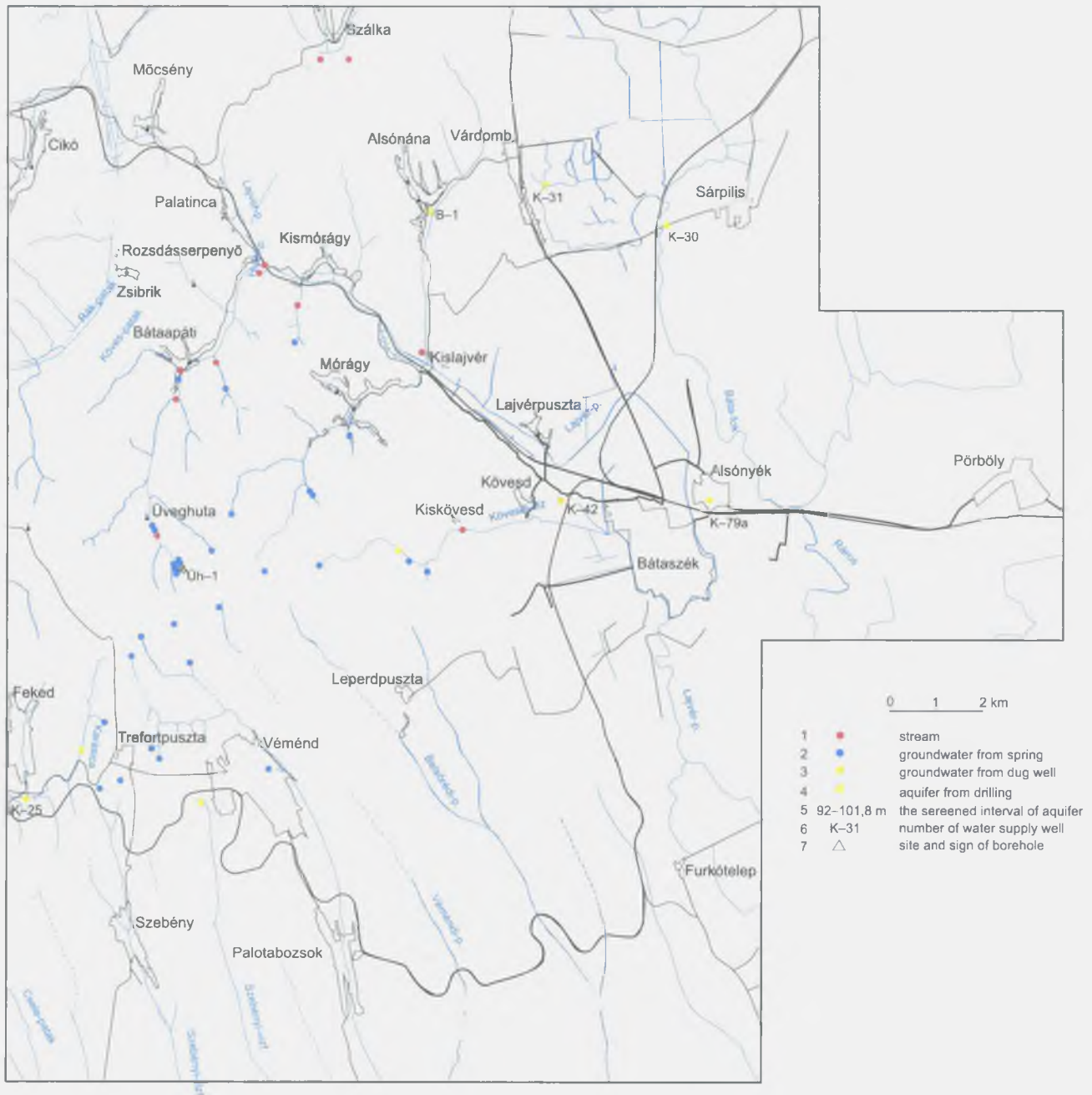


Figure 2. Location of the water samples collected from the Üveghuta area

2. ábra. Üveghuta körzetében a vizmintavételi helyek térképvázlata

1 – patakvíz, 2 – talajvíz forrásból, 3 – talajvíz ásott kútból, 4 – rétegvíz fúrásból, 5 – vizadó képződmény mélysége, 6 – víztermelő kút száma, 7 – lemélyített fúrás helye, jele

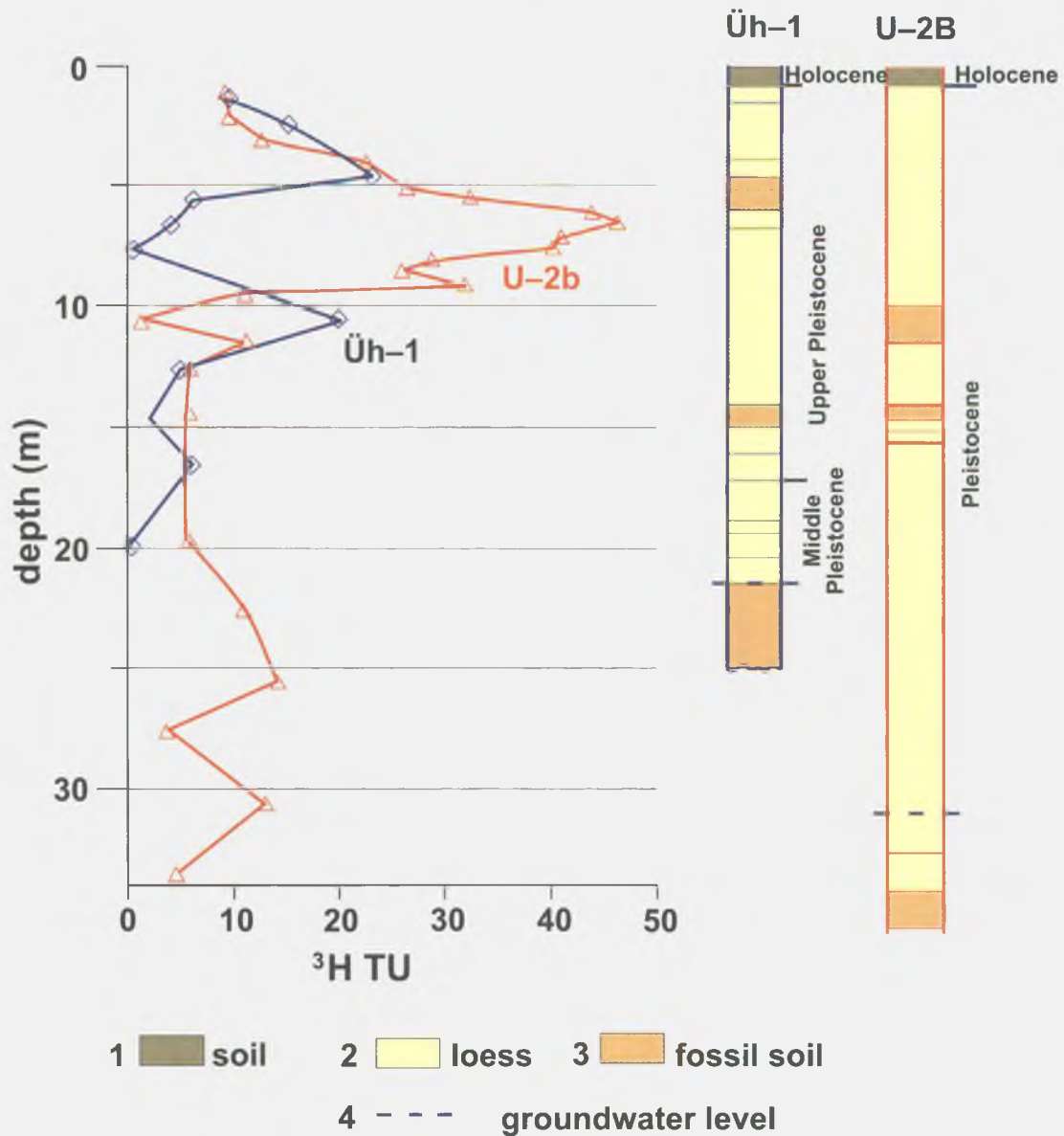


Figure 3. Tritium profile of the Udvari and Üveghuta dry boreholes

Geology of the boreholes, after KÓKAI (1997) and KOLOSZÁR (1997)

3. ábra. Az udvari és az üveghutai száraz fúrások trícium-profilja

A fúrások földtani rétegsora KÓKAI A. (1997) és KOLOSZÁR L. (1997) nyomán: 1 – talaj, 2 – lösz, 3 – fosszilis talaj, 4 – talajvízszint

### 3. Geochemistry of the ground water

To determine the chemical composition of the ground water, samples were collected from streams, springs, dug wells and also from the engineering geophysical sounding. Ca-Mg carbonated waters characterize the loess areas. There is no significant difference among these waters, the only differences may be in the artificial, or partly natural components like nitrate, chloride, sulfate, and sometimes potassium.

Based on the analyses (we also considered some analyses from the Németkér area to have a more widespread view) after separating the anomalies we tried to determine the basic values of the major components, *i.e.* to determine the geochemical parameters of the unpolluted environ-

ment. Anomalies were characterized by high values of chloride, nitrate or sulfate content (Figure 5). 40% of the analyzed samples had high values of any, or all, of these three ions which indicate human contamination. Of the cations, magnesium has a higher concentration in some samples, especially in the Udvari area, but is also probably not natural in origin. The distribution of the major components is shown by Figure 6.

Three snow samples collected during the 1995–1996 winter period in the Üveghuta area were also analyzed. The snow, which was collected at the end of the winter, also contains the chemical variables from the forest area. After separating the anomalies the medians of the main components are summarized in Table 1.

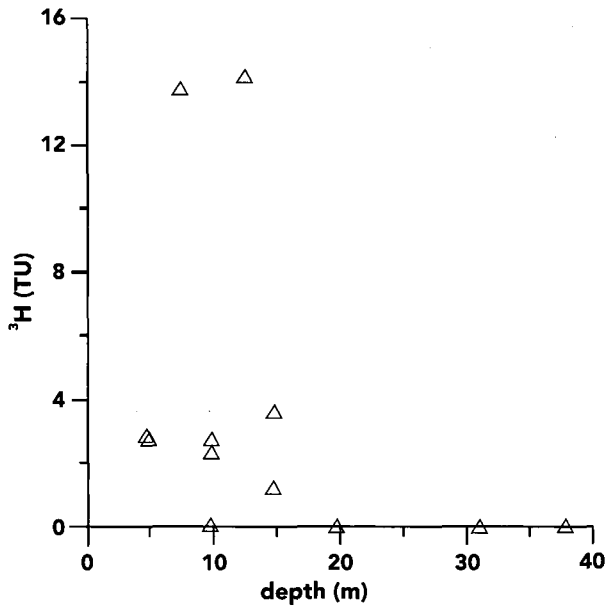


Figure 4. Tritium content of the ground waters collected from below the groundwater table by engineering geophysical sounding

4. ábra. A talajvizszint alól mérnökgeofizikai szondázással gyűjtött vízminták tríciumtartalma

X tengely – mintavételi mélység

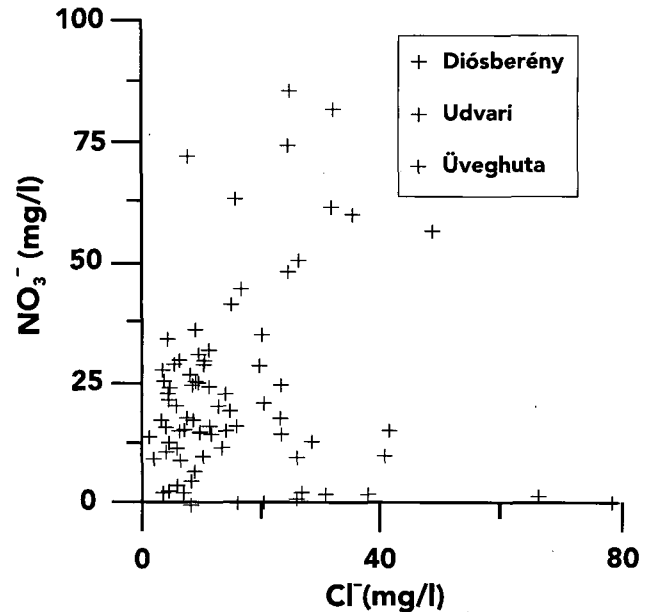


Figure 5. Chloride and nitrate content of the ground waters in the Diósberény, Udvari and Üveghuta areas

Values over 100 mg/l abandoned

5. ábra. A talajvizek klorid- és nitráttartalma Diósberény, Udvari és Üveghuta térségében

A 100 mg/l értéket meghaladó nitráttartalmak elhagyva

The differences in the medians between the two areas can be explained by the different geology. In Diósberény and Udvari the ground water is only in loess. On the Üveghuta area a part of the springs discharge from the upper part of the fractured, crumbled, altered granite. Based on the mineralogical composition, summarized in Table 2, the higher concentration of potassium, barium and silica in the ground waters of the Üveghuta area can be explained by the higher K-feldspar and plagioclase content.

Based on the composition of the rainfall, uncontaminated ground water and the mineralogy of the rocks with

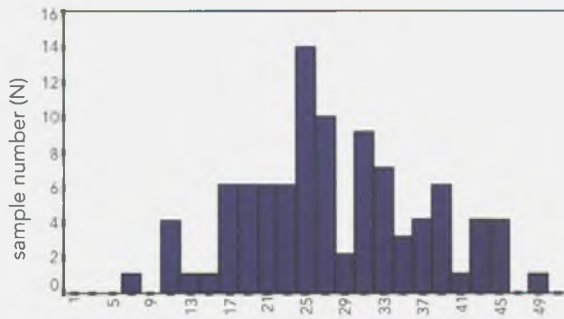
which the infiltrating waters interact, the meteoric infiltration rate can be calculated by the Netpath program (PLUMMER *et al.* 1994). A basic criterion is that the ground water should originate from a water, whose composition is similar to the present rainfall of which the chemistry is known (Table 3). The required parameters are the composition of the initial water, the original water (based on Table 1) and the mineralogy of the rocks (based on Table 2). As there are no significant differences between the two areas, we calculated with an identical mineralogical composition. The mineral facies used are: calcite, dolomite,

Medians of the major components of the unpolluted ground waters

Table 1

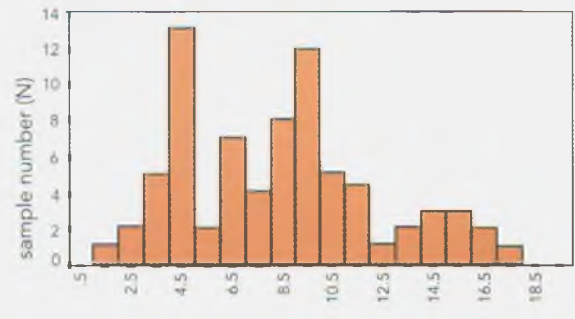
Component	Dimension	Total background	A	B	A/B	Snow samples
Na <sup>+</sup>	mg/l	26.8	31.9	25.1	1.27	0.54
K <sup>+</sup>		1.52	1.06	1.72	0.62	0.21
Ca <sup>2+</sup>		91.2	81.6	103	0.79	1.27
Mg <sup>2+</sup>		43.2	55.8	41.7	1.34	0.21
Cl <sup>-</sup>		8.5	9.2	7.9	1.16	1.27
HCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		525	537	523	1.03	12.2
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		12.5	12	12.6	0.95	1.49
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		16.2	18.4	16	1.15	1.3
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>		20	15.7	24.4	0.64	0.39
Li		µg/l	4.7	6.1	3	2.03
Sr	310		349	303	1.15	4.8
Ba	56.3		49.2	66.4	0.74	1.5
Specific conductivity	µS/m	860	954	807	1.18	10

A – Diósberény-Udvari; B – Üveghuta



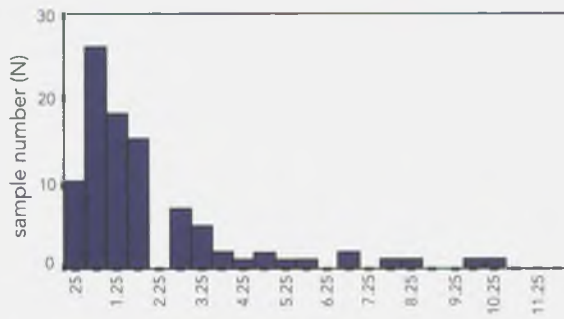
$\text{Na}^+$  (mg/l)

N=96; median: 26.8 (mg/l); mean: 27.9 (mg/l);



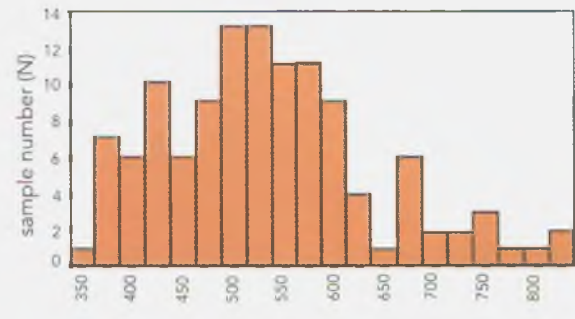
$\text{Cl}^-$  (mg/l)

N=75; median: 8.5 (mg/l); mean: 8.4 (mg/l);



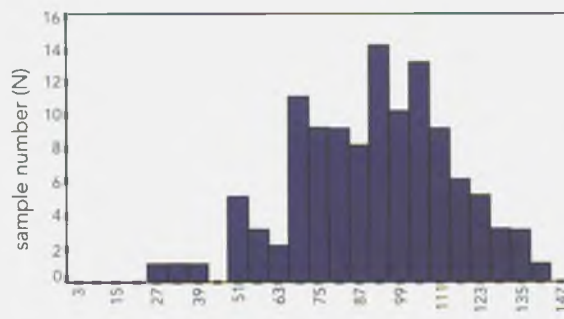
$\text{K}^+$  (mg/l)

N=114; median: 1.52 (mg/l); mean: 2.06 (mg/l)



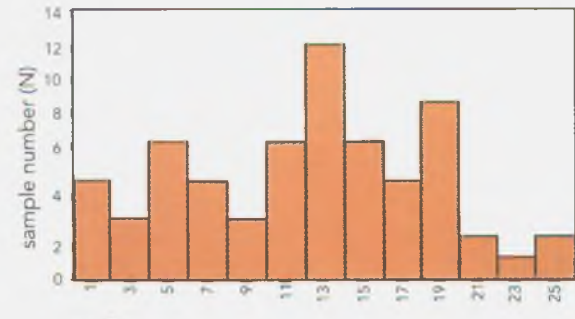
$\text{HCO}_3^-$  (mg/l)

N=118; median: 525 (mg/l); mean: 536 (mg/l)



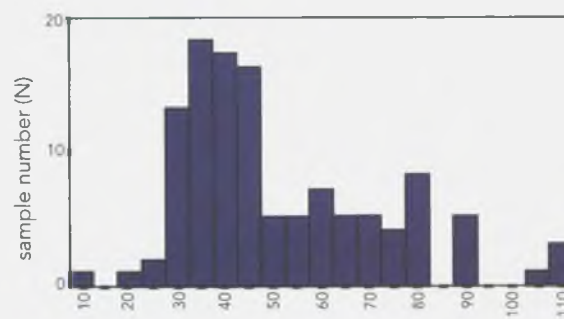
$\text{Ca}^{2+}$  (mg/l)

N=114; median: 91.2 (mg/l); mean: 91.0 (mg/l)



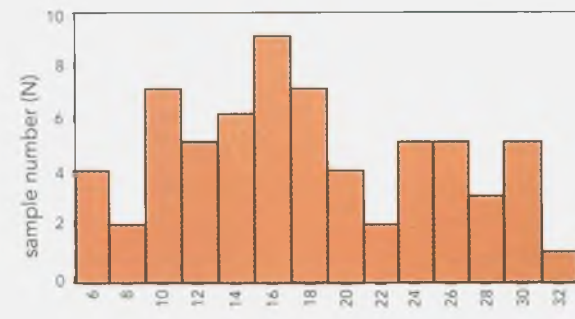
$\text{SO}_4^{2-}$  (mg/l)

N=68; median: 12.5 (mg/l); mean: 11.9 (mg/l)



$\text{Mg}^{2+}$  (mg/l)

N=116; median: 43.2 (mg/l); mean: 51.2 (mg/l)



$\text{NO}_3^-$  (mg/l)

N=65; median: 16.2 (mg/l); mean: 17.7 (mg/l)

Figure 6. Frequency distribution of the main components of the uncontaminated or weakly contaminated ground waters

6. ábra. A talajvizek szennyezetlen vagy kevésbé szennyezett csoportjában a fő alkotók gyakorisági megoszlása

Medián, átlag

## Mineralogy of the altered granite and loess

Table 2

rock	quartz	K-feldspar	plagioclase	mica	amphibole	vermiculite	montmorill.	illite-mm.	illite	kaolin.	chlorite	calcite	dolomite	hematite + goethite
loess	37	3	8.4	1.2	0.4	2	13.8	6.5	11	2	3	6.8	3.9	1
altered granite	15	14	14	0.1	0.1	2	17	9.9	13	12	2	0.6	0.2	0.4

XRD analyses of Ófalu-4, -4a and Paks-4b boreholes by G. RISCHÁK and P. KOVÁCS-PÁLFFY

Results of analyses used during the Netpath program

Table 3

Components	Meteoric water	A mmol/l	B mmol/l
C	1.0639	9.4880	9.2228
S	0.0155	0.1250	0.1313
Ca	0.0317	2.0375	2.5718
Mg	0.0086	2.2969	1.7165
Na	0.0235	1.3886	1.0926
K	0.0054	0.0271	0.0440
Cl	0.0358	0.2597	0.2230
Si	0.0050	0.2015	0.3131
N	0.0207	0.3001	0.2572

A – ground waters from the Németskér-Diósberény-Udvari area, median;  
B – ground waters from Üveghuta, median

Groundwater generation from meteoric waters in the Diósberény-Udvari (A) and in the Üveghuta (B) areas considering the water-rock interaction

Table 4

	Type of reaction	Meteoric water (A) mmol/l	Meteoric water (B) mmol/l
CO <sub>2</sub> (gas)		-0.04447	+0.41755
dolomite		+0.14461	
gypsum		+0.00173	+0.00557
plagioclase	+	+0.27104	+0.65487
nitrate salt		+0.01035	+0.01031
chlorite		+0.05562	+0.05136
K-feldspar	+	+0.29813	+0.00170
illite	-	-0.49959	
kaolinite	-		-0.91481
cation exchange			-0.12700
evaporation coefficient		+7.250	+6.23

Type of reaction: "+" – only solution; "-" – only generation; no sign – solution and generation. Concentrations: "-" – generates; "+" – dissolves

CO<sub>2</sub> (from the soil air), gypsum, K-feldspar, plagioclase, chlorite, quartz, kaolinite, illite, Ca/Na ion exchange, nitrate salt, and N<sub>2</sub>. The rate of the Na/Ca ion exchange represents the ability of cation exchange of the reacting clay minerals (e.g. montmorillonite). Although there is no gypsum and nitrate salt in these rocks, these data are essential to calculate the changes of the dissolved sulfate and nitrate content in the water.

The evaporation coefficient calculated from the chloride content provides important information about the rate of infiltration (Table 4). In the Diósberény-Udvari area 14% of the meteoric water supplies the ground water, while this ratio is 16% in the Üveghuta area. These infiltration

rates can be considered as maxima because of three reasons: (i) the average of the rainfall is not a representative value, because of the relative small number of analyses (e.g. the chloride content is somewhat high), (ii) the limit of the error may be relatively high in the interval of the few analyses and (iii) the origin of the major part of the present ground waters dates back to rainfalls of 25–60 years ago, the present data can be extrapolated only very carefully because of the changes in the atmospheric pollution.

The results of the calculations of groundwater generation from meteoric waters, carried out by the Netpath program (Table 4), show that the present, slightly acidic composition of the ground waters and the interaction with specific minerals, taking account of sufficient evaporation and CO<sub>2</sub> absorption, generate a ground water free of human influence.

This result can be accepted only with some supplementary explanations:

1. Dolomite exists in the mineral facies, so it can also dissolve. This is required by the high Mg<sup>2+</sup> composition of the ground water and probably also by the background, so the median values also contain a certain part coming from fertilizers. At the same time there is not much clastic dolomite present which could feed this process, so this rate of the dolomite dissolution is exaggerated.
2. There are no gypsum and nitrate salt in the rocks, but the amount required to balance the calculation is so small, that the changes in the sulfate and nitrate content of the meteoric waters may produce a greater variation, but this has no influence on the process.
3. The lack of Na<sup>+</sup> has to be covered from the dissolution of the plagioclase. The consequence is that clay minerals start to form even in the unsaturated, three-phase zone, and the Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> → Na<sup>+</sup> ion exchange can happen only with extensive clay mineral formation in the deeper horizons of the flow.

The nitrate content of the ground waters exceeds 20–30 mg/l because of the widespread usage of fertilizers. Lower values indicate secondary decay, they are of natural origin. There isn't a significant nitrate and sulfate contamination on the forest areas of Üveghuta (Figure 7).

Despite the fact that the nitrate content is as high as 30 mg/l, the sulfate is 25 mg/l. In addition to the rainfall, another important natural source is the vegetation (TIETEMA 1992, KÁDÁR 1992, 1995). In fact, the lack of nitrate in ground waters can be explained by denitrification which is a result of bacterial decay under anaerobic conditions (APPELO and POSTMA 1993). The main requirement is that the rock should contain enough organic material and/or pyrite. The major part of the rocks fulfill this requirement. The red rocks, which were formed under oxidizing conditions, or rocks which oxidized later, do not contain soluble organic material or pyrite. Loess is a typical rock, formed from dust in the atmosphere under aerobic conditions. The major part of the phosphate which is

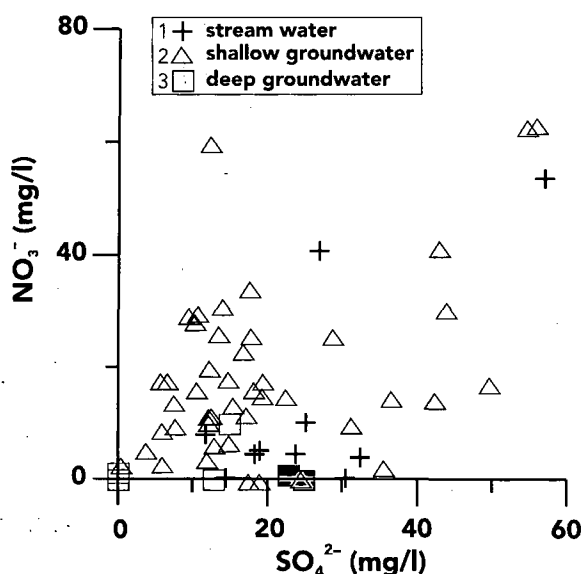


Figure 7. Connection of the sulfate and nitrate contents of the ground waters in Üveghuta

7. ábra. Üveghuta térségében vizsgált vizek szulfát- és nitráttartalmának kapcsolata

A két legnagyobb nitráttartalmú minta elhagyásával, a kitöltött négyzetek az Üh-1 fúrásból származó mintákat jelölik; 1 – patakvíz, 2 – talajvíz, 3 – rétegvíz

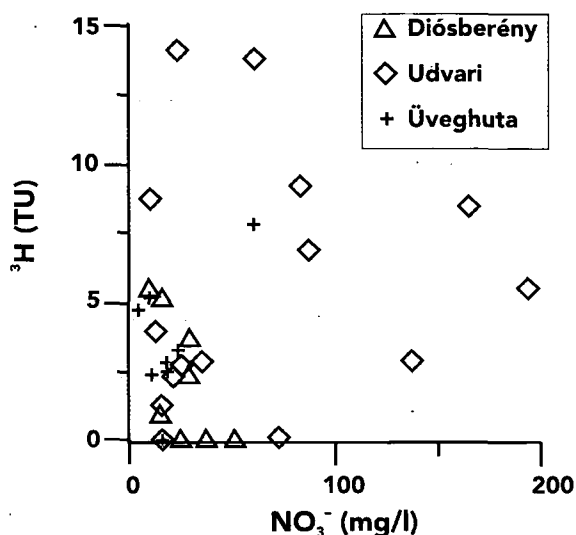


Figure 8. Tritium and nitrate content of the ground waters in the Diósberény-Udvari and in the Üveghuta areas

8. ábra. Diósberény-Udvari és Üveghuta talajvizeiben mért tritium- és nitráttartalom

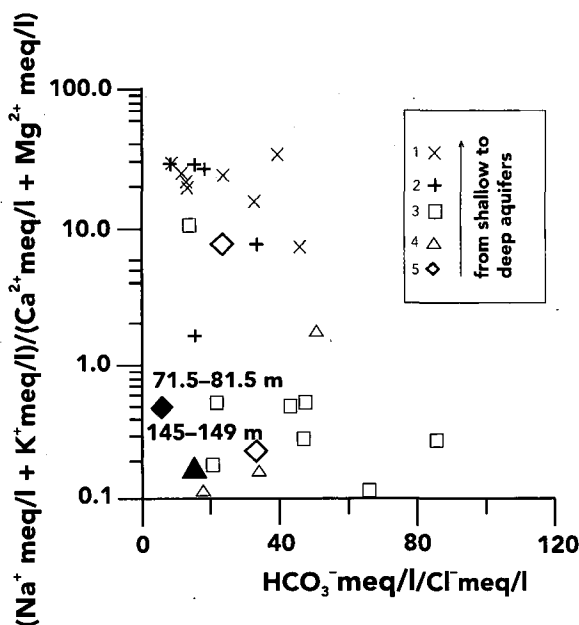


Figure 9. Na+K/Ca+Mg and bicarbonate/chloride ratios of the ground waters in the identified confined aquifers in the Diósberény-Udvari area

Filled symbols refer to the samples from the U-2 borehole

9. ábra. A Diósberény-Udvari körzetében mintázott rétegvizek Na+K/Ca+Mg, valamint a bikarbonát/klorid aránya a párhuzamosított vízadókban

A kitöltött jelek az U-2 fúrásból származó mintákat jelzik; 1 – legelső, 5 – legfelső vízadó réteg

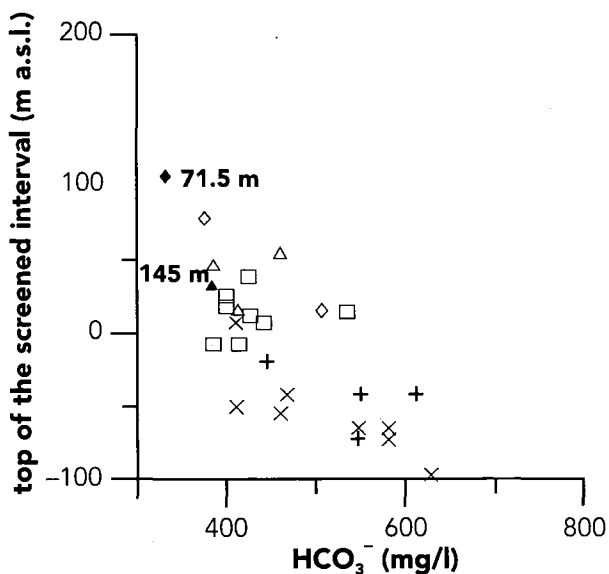


Figure 10. Bicarbonate content of the ground waters according to the depth of the screened intervals in the Diósberény-Udvari area

For legend, see Figure 9

10. ábra. A Diósberény-Udvari körzetében mintázott rétegvizek bikarbonát-tartalma a szűrőzési mélység szerint

Jelmagyarázat a 9. ábrán; Y tengely – a szűrőzött szakasz felső pereme (tszf. m)



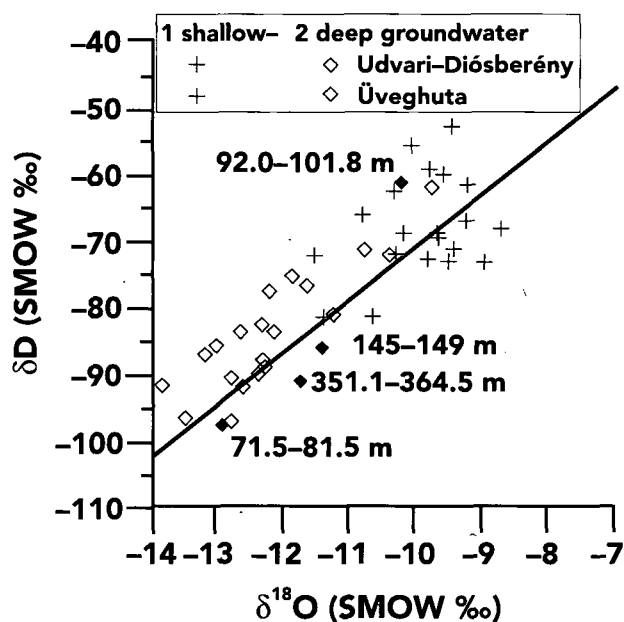


Figure 11.  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  values of the ground waters from the Diósberény, Udvari and Üveghuta areas

MWL – Meteoric Water Line; filled squares refer to the samples from the Udvari and Üveghuta boreholes

#### 11. ábra. Diósberény, Udvari és Üveghuta térségében vizsgált vizek $\delta D$ - és $\delta^{18}O$ -értéke

MWL – Meteoric Water Line; a telt négyzetek az udvari és az üveghutai fúrásból származó mintákat jelölik; 1 – talajvíz, 2 – rétegvíz

essential for bacterial activity is absorbed by the  $Fe^{3+}$  minerals. It is natural that both nitrate and sulfate are conservative components of the ground water in loess.

Therefore the interpretation of nitrate, as a contaminant, in both areas can be accepted only with reservations. Compared to the results of the tritium analyses we can conclude that the nitrate content of the high-tritium-content "young ground waters" is also generally high (Figure 8).

#### 4. Geochemistry of the confined ground waters

To characterize the ground waters in formations which are older than Pleistocene, samples were collected from drilled wells used for water supply (Figures 1-2) and from the U-2 and Üh-1 boreholes which were drilled during the project.

In the Diósberény and Udvari areas the aquifer layers were identified, considering that the water supply wells normally drain more than one layers at the same time. Therefore the results reflect mixed water composition without knowing the rate of mixture. The ground waters were grouped according to their chemistry and were compared with each other on the basis of the anion and cation ratios (Figures 9-10).

A general trend towards depth in the interval between 50-300 m is the exchange of Ca and Mg with Na and K,

and the increase of the chloride content. The anomalies can be explained by the variations in the flow field. An anomaly on Figure 9 (violet cross) indicates downward flow in the zone of a water supplying well at Szakadát. From the shallow to medium aquifers a deeper horizon is represented by Keszőhidegkút-K4 (black square) and Úzd (Sárszentlőrinc-B10, blue square) which indicate upward flow. Waters with low chloride content indicate meteoric infiltration at a low evaporation rate. The higher chloride and Na content of the upper water sample from the Udvari borehole is a result of technical contamination during the drilling (usage of NaCl to speed up cementation).

Water samples were collected from four horizons in the Udvari borehole, at 32 and 37 m (this last one from the engineering geophysical sounding), from a screened interval in the loess between 71.5-81.5 m and from the Upper Pannonian sand between 145-149 m. According to the chemical composition, the first two samples are shallow ground waters, the last two ones reflect confined ground water origin. All four samples contained nitrate, namely 50, 72, 6 and 13.7 mg/l. The drilling techniques and the sampling exclude any artificial nitrate contamination. The high nitrate content of the ground waters can only be explained by the widespread usage of fertilizers. To investigate the origin of nitrate,  $^{15}N$  analyses were carried out on the samples collected from 145-149 m. To interpret the value of 11.83‰  $\delta^{15}N$  (air), a spring (Udvari, Forrás valley: 23 mg/l nitrate) and a well in the village were also sampled which gave data for the  $\delta^{15}N$  (air) as 0.43 and 0.89‰ respectively. While these last data suggest an artificial origin (fertilizers), the nitrogen of the nitrate in the water sample from the borehole underwent organic fractionation. The natural nitrate content of the ground waters mostly has two sources, namely nitrate dissolved by meteoric water, the major part of which must also have an organic origin, and that from the organic decay in the soil which dissolves during infiltration.

To check the hydrodynamic model,  $^{14}C$  dating was carried out on the intervals between 71.5-81.5 and 145-149 m in the Udvari borehole. The age of the upper sample is 19,300 years (22,000 years uncorrected) and 8800 year (11,000 years uncorrected and 11,500 years from a repeated sampling) for the lower sample. The 19,300 year's value is relatively high and can be explained by the effect of the suspended carbonate grains in the water discharged from the loess. The nitrate content and the age dating indicate that the downward flow is restricted in the surroundings of the borehole – although it was deepened at the highest point of the groundwater table – because of the Plio-Pleistocene red clay horizon between the two previous layers. The ground water of the Upper Pannonian sandstone is recharging from more distant areas.

On the basis of the  $^{18}O$  and deuterium stable-isotope measurements, the ground waters, which are older than 10,000 years, infiltrated during glacial periods and can be differentiated from the younger, post-glacial ones (Figure 11).

In Hungary, those waters are considered to be glacial in origin for which  $\delta^{18}O$  (SMOW) is less than -11‰ (DEÁK and COPELEN 1995). The results of D and  $\delta^{18}O$  dating of the water sample from the Udvari borehole from 71.5-81.5 m (-97,1 and -12,95‰) also proves an old age.

## References

- APPELO, C. A. J., and POSTMA, D., 1993: Geochemistry, ground water and pollution. — A. A. Balkema, Rotterdam, 536 p.
- DEÁK, J., and COPELEN, T., 1995: Stable isotope ratios as a dating of Pleistocene groundwaters. — Final report of US-Hungarian Joint Fund, Budapest.
- DEÁK, J., and SÜVEGES, M., 1996: Zárójelentés a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezése című kutatási témában (in Hungarian: Final report on the low and intermediate level radioactive waste disposal studies). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HERTELENDI, E., 1996: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett tárolóhelyéről származó minták izotópanalitikai vizsgálata (in Hungarian: Isotope analyses of samples from the planned low and intermediate level radioactive waste disposal site). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JUHÁSZ, J., (editor) 1989: Összefoglaló jelentés az ófalu tervezett radioaktív hulladéktároló telep kutatásáról (in Hungarian: Summary report on the radioactive waste repository designed at Ófalu). — Manuscript, National Geological Archives, Budapest.
- KÁDÁR, I., 1992: A növénytaplálás alapelvei és módszerei (in Hungarian: Principles and methods in plant nutrition). — Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézete, Budapest, 398 p.
- KÁDÁR, I., 1995: A talaj-növény-állat-ember tápláléklánc szennyeződése kémiai elemekkel Magyarországon (in Hungarian: Contamination of the soil-plant-animal-human food chain with chemical elements in Hungary). — Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézete, Budapest, 388 p.
- KÓKAI, A., 1997: Geological evaluation of the Üveghuta-1 borehole (Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- MARSI, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése). — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- PLUMMER, L. N., PRESTEMON, E. C., and PARKHURST, D. L., 1994: An interactive code (Netpath) for modelling *net* geochemical reactions along a flow *path* version 2.0. — USGS Water-Resources Investigations Report 94/4169. Reston, Virginia, 130 p.
- TIETEMA, A., 1992: Nitrogen cycling and soil acidification in forest ecosystems in the Netherlands. — Academisch Proefschrift, Amsterdam, 139 p.
- TÓTH, GY., GONDÁR-SÖREGI, K., HORVÁTH, I., KÖNCZÖL, A., NÁDOR, A., ROTÁR-SZALKAI, Á., and SZÖCS, T., 1996b: Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Potenciális telephelyek vízföldtani értékelése Diósberény, Udvari és Üveghuta körzetében. Gondolati modell és paraméterezés, hidrogeokémia és egyéb izotópvándorlás, hidrodinamika és transzport modellezés (in Hungarian: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal. Hydrogeological assessment of potential sites at Diósberény, Udvari and Üveghuta. Conceptual model and parameters, hydrogeochemistry and isotope migration, hydrodynamics and transport modeling). — Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.

## VÍZGEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK TOLNAI DOMBVIDÉKI TERÜLETEKEN

HORVÁTH ISTVÁN\*, DEÁK JÓZSEF\*\*, HERTELENDI EDE\*\*\*, SZÓCS TEODÓRA\*

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

\*\*Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Rt., 1095 Budapest, Kvassay Jenő út 1.

\*\*\*MTA Atommagkutató Intézet, 4026 Debrecen, Bem tér 18/C.

A tolnai dombvidék három területének vízgeokémiai értékelése a háromfázisú zóna, a talajvíz és a rétegvizek komplex vizsgálatával folyt. A trícium vizsgálatok 20–60 cm/év leszivárgási sebességet adnak a háromfázisú zónára, ami változó beszivárgási feltételeket jelez. A Netpath-program segítségével számított csapadékvíz – talajvíz-keletkezési eredmények szerint a mai csapadékvízből szinte maradéktalanul származtathatjuk a humán behatás mentes talajvizet. A talajvízminták mintegy 40%-ban humán szennyezésre utalnak a Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> és SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> értékek gyakorisági megoszlásai alapján. A lösz oxidált kőzet, így a löszös területek talajvízeiben a NO<sub>3</sub><sup>-</sup> és SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> konzervatív alkotó. A vízősszetétel mélység szerinti változása (a Ca, Mg cserélődése Na-ra, K-ra illetve a kloridtartalom növekedése) a vizsgált 50–300 m közötti intervallumban általános. Az eltérések nagyobb része az áramlási rendszerbeli helyzettel magyarázható. Udvari területén a nitráttartalom, az <sup>18</sup>O-tartalom és a <sup>14</sup>C-vizsgálat jelzi, hogy a fúrás körzetében – bár a fúrás talajvízdombon települ – a leáramlás igen lassú, a lösz és a felsőpannóniai homok között települő plio-pleisztocén vörösgyag meglehetősen vízzáró.

### 1. Bevezetés

Felderítő kutatás Tolna megye három körzetében – Diósberény, Udvari és Üveghuta – folyt. Diósberény és Udvari körzetének földtani felépítése hasonló: néhány száz méter vastagságú felsőpannóniai üledéksor fölött diszkordánsan, pleisztocén korú 1–50 m vastag szárazföldi vörös-tarka aleurit, agyagos aleurit, majd 30–50 m vastagságban fosszilis talajszintekkel tagolt lösz települ (KOLOSZAR L. 1997, MARS I. 1997).

Üveghuta körzetében karbon gránitra-granodioritra közvetlenül települ a pleisztocén korú 5–10 m vastag tarka agyag, majd 10–30 m vastagságban fosszilis talajzónákkal tagolt lösz. A gránit felső 5–20 m-es szakasza töredezett, murvásodott, mállott (KÓKAI A. 1997).

A vízgeokémiai (kémiai és izotóp) vizsgálatok célja a hidrodinamikai modellezés eredményeinek verifikálása mellett a hidrogeológiai-vizkémiai alapállapot felvétele volt. Vízmintákat gyűjtöttünk patakokból, forrásokból, ásott kutakból, MGSz-lyukakból, víztermelő fúrásokból és két, a kutatások keretében mélyült fúrásból (1–2. ábra).

### 2. A háromfázisú zóna vízgeokémiája

A háromfázisú zónában a csapadékvíz leszivárgási sebességének meghatározására a kőzetnedvesség tríciumtartalmának vizsgálata szolgáltatott adatokat. A megfelelő minőségű kőzetanyag megszerzésére Udvari térségében a földtani alapfúrás mellé telepített 34 m mélységig hatoló száraz magfúrás, Üveghután a földtani fúrás szárazon fúrt felső 22 m-es szakasza szolgált (3. ábra).

Az udvari szelvényben az 1963. évi légköri tríciumcsúcs hatása 6,5 m mélyen mutatható ki a kőzetnedvességben (DEÁK J., SÜVEGES M. 1996). A 11,5 m-ben jelentkező kisebb intenzitású (11,2 TU) második csúcs és alatta 25,6 m-ben észlelt 14,1 TU tríciumtartalmak (a 34 m-ből 3 m-rel a talajvízszint alól származó mintában is megjelenő mérhető mennyiségű trícium ellentmond annak, hogy

ugyanitt a talajvízben, megismételt mérés alapján nincs kimutatható trícium) a beszivárgási feltételek változékonyságára utalnak. A fő csúcs (6,5 m-ben) alapján az akkor esett csapadék zömének mai helyzete szerint 20 cm/év leszivárgási sebesség adódik. Ez az érték a szelvény alsóbb szakaszában észlelték alapján csak igen nagy óvatossággal használható a beszivárgási tulajdonságok jellemzésére, mivel a mélyebb minták tríciumtartalma jelzi, hogy a csapadékvíz jelentős hányada akár 60 cm/évet meghaladó sebességgel is haladhat.

Az üveghutai szelvényben két csúcs – 4,6 illetve 10,6 m-ben – található. Ezek közel állnak az ófalui kutatás során tapasztalt 5,75, 7,5 és 12,0 m-es értékekhez (JUHÁSZ J. 1989). Így a beszivárgási sebesség a 30 cm/év értéket meghaladhatja.

Mindhárom területen a háromfázisú zóna azonos, legalábbis nagyon hasonló földtani képződményben, löszben helyezkedik el. Keveset tudunk a viszonylag rossz vízvezető fosszilis talajszintek vastagság-változásairól, ki-kikelődő, lencsés településük magyarázatot adhat az egy függvényben észlelt több tríciumcsúcsra. Az udvari és az üveghutai szelvények közötti eltérések várhatóan nem haladják meg az egy területen belüli változékonyságot.

Diósberény-Udvari térségében MGSz segítségével a talajvízszint alól gyűjtött vízmintákban mért tríciumadatok a három- és kétfázisú zóna szivárgási-áramlási, diszperziós viszonyait együttesen tükrözik (4. ábra). A tríciumtartalmú, maximum 15 m mélységből származó talajvízminták közvetetten a háromfázisú zóna szelvényeiben is tapasztalt nagyobb beszivárgási sebességet erősítik meg. 15 m alatt a talajvízben már nem volt kimutatható trícium.

### 3. A talajvíz geokémiája

A talajvizek kémiai alkotásának megismerésére patakokból, forrásokból, ásott kutakból és néhány MGSz-ből gyűjtött minta szolgált. A Ca-Mg-hidrogénkarbonátos vizek a löszös dombvidéken általánosan jellemzők. E vizek között

A szennyezetlen talajvizek fontosabb alkotóinak mediánjai

1. táblázat

Alkotó	Dimenzió	Összevont háttér	A	B	A/B	Hóminták
Na <sup>+</sup>	mg/l	26,8	31,9	25,1	1,27	0,54
K <sup>+</sup>		1,52	1,06	1,72	0,62	0,21
Ca <sup>2+</sup>		91,2	81,6	103	0,79	1,27
Mg <sup>2+</sup>		43,2	55,8	41,7	1,34	0,21
Cl <sup>-</sup>		8,5	9,2	7,9	1,16	1,27
HCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		525	537	523	1,03	12,2
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		12,5	12	12,6	0,95	1,49
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		16,2	18,4	16	1,15	1,3
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>		20	15,7	24,4	0,64	0,39
Li	µg/l	4,7	6,1	3	2,03	0,1
Sr		310	349	303	1,15	4,8
Ba		56,3	49,2	66,4	0,74	1,5
Fajl. v. k.	µS/m	860	954	807	1,18	10

A – Diósberény-Udvari; B – Üveghuta

érdemi különbséget a nem vagy csak részben természetes eredetű alkotók – nitrát, klorid, szulfát, esetenként kálium – megjelenése és mennyisége okoz.

Mindhárom terület mintái alapján (az általánosíthatóság érdekében az elemzésbe bevettünk néhány, a németkéri körzetből származó vizsgálati eredményt is) a fontosabb alkotók gyakorisági eloszlásából, az anomális értékek leválasztásával megkíséreltük meghatározni a háttértértékeket (a szennyezetlen állapotot). Magas értékeket elsősorban az anionoknál találunk, a Cl<sup>-</sup>, az NO<sub>3</sub><sup>-</sup> és az SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> értékek gyakorisági megoszlása (5. ábra) alapján a minták mintegy 40%-a egyik-másik vagy mindhárom anion alapján humán szennyezésre utal. A kationok közül a Mg<sup>2+</sup> esetében figyelhető meg néhány mintában valószínűleg nem természetes eredetű, magasabb érték (főleg Udvari körzetében). A fő alkotók háttértartományainak gyakorisági eloszlását a 6. ábra mutatja be.

Megvizsgáltuk Üveghuta körzetében gyűjtött három, 1995–96 telén hullott hómintát összetételét. A tél végén gyűjtött hó tartalmazza az erdős vidékre jellemző kihullásból származó kemikáliákat is. Az anomális értékek leválasztása után a két területen a fontosabb alkotók mediánjait az 1. táblázatban foglaltuk össze (TÓTH GY. et al. 1996).

A két terület mediánjai közötti eltérések zömét a földtani felépítésbeli különbségek magyarázzák. Diósberény-Udvari térségében a talajvíz kizárólag löszben helyezkedik el. Az üveghutai területen a völgytalpi források egy része a gránit töredezett, murvás, mállott felső zónájából fakad. A 2. táblázatban összefoglalt átlagos ásványfázis-összetételek alapján az üveghutai talajvizekben a kálium-, bárium- és kavasavtöbbletet a nagyobb kálics- és plagioklász-tartalomra vezethetjük vissza.

A csapadékvíz és a szennyezetlen talajvíz, valamint a beszivárgás során érintett kőzetek ásványfázis-összetételének ismeretében a Netpath-program (PLUMMER, L. N., et

al. 1994) segítségével számítható a csapadék beszivárgási hányada. Szükséges előfeltevés, hogy a talajvíz a maihoz, azaz az ismert összetételű csapadékvízhez hasonlóbból keletkezett (3. táblázat). A számítás a kezdeti és a keletkező víz összetételét (1. táblázat) és a kőzetek ásványfázisait kívánja meg (2. táblázat). Az ásványfázisokat mindkét területre azonosnak vettük, mert érdemi minőségi különbségek nincsenek. A futtatáshoz kalcit, dolomit, gipsz, kálics, plagioklász, klorit, kvarc, kaolinit, illit ásványfázisokat, valamint CO<sub>2</sub> (talajlevegőből), Ca/Na ioncsere, nitrát-só, N<sub>2</sub> fázisokat használtunk. A Ca/Na ioncsere a duzzadó agyagásványok (pl. montmorillonit) ismert kationcserképességét reprezentálják. A gipsz és a nitrát-só, bár ezekben a kőzetekben nincs jelen, a számítás elvégezhetősége miatt a vízben oldott szulfát és nitrát változásának vizsgálatához nélkülözhetetlen.

A beszivárgási hányad szempontjából a kloridtartalom alapján kapott evaporációs (bepárlódási) faktor érdemel figyelmet (4. táblázat). Azt mutatja, hogy Diósberény-Udvari térségében a csapadékvíz 14%-a táplálja a talajvizet, míg Üveghuta körzetében 16%. Ezek a beszivárgási értékek maximumnak tekinthetők, három okból: (1) a csapadékvíz-átlag az elemzések kis száma miatt nem tekinthető kellően reprezentatívnak (kicsit magasabbak közt a kloridtartalom is), (2) az alacsony értéktartományban az elemzési hiba viszonylag nagy lehet, (3) a talajvizek zöme a 25–60 év előtti csapadékból keletkezett, a mai adatok a légköri szennyezettség változása miatt csak fenntartással extrapolálhatók ilyen időtávlatban vissza.

A 4. táblázatban bemutatott Netpath-programmal számított csapadékvíz–talajvíz-keletkezési eredmények azt mutatják, hogy a mai, kissé savas csapadékvíz és a felvett ásványfázisok a bepárlódás segítségével szinte maradéktalanul biztosítják, igény szerinti CO<sub>2</sub> felvétel mellett, a humán behatás mentes talajvizet.

A löszök és a mállott gránit ásványos összetétele

2. táblázat

Kőzet	Kvarc	Káli-földpát	Plagioklász	Csillám	Amfibol	Vermikulit	Montmoril.	Illitmont.	Illit	Kaolinit	Klorit	Kalcit	Dolomit	Hematit + goethit
lösz	37	3	8,4	1,2	0,4	2	13,8	6,5	11	2	3	6,8	3,9	1
mállott gránit	15	14	14	0,1	0,1	2	17	9,9	13	12	2	0,6	0,2	0,4

Az Ófalu-4 és -4a, valamint a Paks-4b fúrás alapján, RISCHÁK G. és KOVÁCS-PÁLFFY P. röntgendiffrakciós vizsgálata szerint

A Netpath futtatásánál  
felhasznált elemzési adatok 3. táblázat

Alkotók	Csapadékvíz (hó), átlag	A mmol/l	B mmol/l
C	1,0639	9,4880	9,2228
S	0,0155	0,1250	0,1313
Ca	0,0317	2,0375	2,5718
Mg	0,0086	2,2969	1,7165
Na	0,0235	1,3886	1,0926
K	0,0054	0,0271	0,0440
Cl	0,0358	0,2597	0,2230
Si	0,0050	0,2015	0,3131
N	0,0207	0,3001	0,2572

A = Némethér-Diósberény-Udvari térségében gyűjtött talajvizek, medián; B = Üveghuta körzetében gyűjtött talajvizek, medián

A Diósberény-Udvari (A) és  
Üveghuta (B) körzetének talajvíz képződése  
csapadékvízről víz-kőzet kölcsönhatás figyelembe vételével 4. táblázat

Komponens	Reakció típusa	Csapadékvíz (A) mmol/l	Csapadékvíz (B) mmol/l
CO <sub>2</sub> (gáz)		-0,04447	+0,41755
dolomit		+0,14461	
gipsz		+0,00173	+0,00557
plagioklász	+	+0,27104	+0,65487
nitrátsó		+0,01035	+0,01031
klorit		+0,05562	+0,05136
kálföldpát	+	+0,29813	+0,00170
illit	-	-0,49959	
kaolinit	-		-0,91481
kationcsere			-0,12700
evapor. fakt.		+7,250	+6,23

Reakció típusa: „+” csak oldódik, „-” csak keletkezik; nincs jel: oldódás-keletkezés megengedett. Mennyiségek előjele: „-” keletkezik; „+” oldódik

Az eredmény elfogadható, de van néhány jelenség, amely magyarázatot igényel.

1. Dolomit az ásványfázisokban létezik, így akár oldódhat is (ezt a talajvíz magas Mg<sup>2+</sup>-tartalma igényli, s valószínűleg a háttér is, így a használt medián is tartalmaz műtrágya eredetű részt), de nem várhatunk annyi törmelék eredetű dolomitot, hogy ezt a folyamatot táplálni tudja, tehát a dolomitoldódásnak ez a mértéke nem reális.
2. Gipsz és nitrátsó nincs a kőzetben, de a hiány olyan kicsi, hogy a csapadékvíz szulfát- ill. nitráttartalom változékonysága ennél nagyobb eltérést eredményezhet, de ez a folyamatot nem befolyásolja.
3. A Na<sup>+</sup>-hiányt plagioklász oldódásból kell fedezni, ennek az a következménye, hogy már a háromfázisú zónában is megindul az agyagásványok keletkezése, az áramlás mélyebb szintjein a Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> → Na<sup>+</sup> ioncsere csak jelentős agyagásvány-képződés mellett történhet meg.

A vizek nitráttartalma a mezőgazdasági tevékenység hatására a 20–30 mg/l-t általában lényegesen meghaladja. Az alacsonyabb értékek az utólagos nitrátlebontást jelzik, természetes eredetűek. Az üveghutai erdős területen számottevő nitrát- illetve szulfátszennyezéssel nem számolhatunk (7. ábra).

Ennek ellenére a nitráttartalom eléri a 30 mg/l-t, a szul-

fát pedig a 25 mg/l-t. Természetes forrásként a csapadék mellett jelentős szerepe van a növényzetnek (TIETEMA, A., 1992; KÁDÁR I. 1992, 1995). Valójában a talajvizek nitráttartalma – a főleg anaerob körülmények között, bakteriális tevékenység hatására végbemenő – denitrifikáció következménye (APPELO, C. A. J., POSTMA, D. 1993). Ennek feltétele, hogy a kőzetben elegendő szerves anyag és/vagy pirit legyen. A kőzetek túlnyomó többsége ennek meg is felel. A vörös színű, oxidatív körülmények között keletkezett vagy utólag oxidált kőzetek oldható-bontható szerves anyagot és piritet nem tartalmaznak. A lösz jellegzetesen aerob, oxidatív feltételek mellett légből hullott porból keletkező kőzet. A bakteriális működéshez nélkülözhetetlen foszfátot a Fe<sup>3+</sup>-tartalmú ásványok nagyrészt megkötik. Természetes állapotnak kell tekintenünk, hogy a löszben települő talajvizekben a nitrát is és a szulfát is konzervatív alkotó lehet.

Így a talajvizek nitráttartalmának szennyeződésként értelmezése az eddigi gyakorlattól eltérően, mind a két területen csak jelentős megszorításokkal fogadható el. A tríciumvizsgálatok eredményével összevetve (8. ábra) megállapítható, hogy a magas tríciumtartalmú „fiatal talajvizek” nitráttartalma is általában magas.

#### 4. A mélyégi vizek geokémiája

A kvarternél idősebb képződményekben lévő vizek jellemzése érdekében a korábban mélyült víztermelő-kutakból mintákat gyűjtöttünk (1–2. ábra), a kutatás során az udvari (U-2) és az üveghutai (Üh-1) területen mélyült fúrásokból történt vízmintavétel.

Diósberény és Udvari körzetében párhuzamosítottuk az azonos vízadó szinteket, figyelembe véve azt a körülményt, hogy egy-egy víztermelő kút több vízadó szintet összekapcsolva termel. Így a vizsgálatok is többségükben kevert vizeket tükröznek, s a keveredési arányt nem ismerjük. Ennek megfelelő csoportosításban a rétegvizek legjellemzőbb tulajdonságait tükröző anion- és kationhányadosok segítségével hasonlítottuk össze őket (9–10. ábra).

A vízösszetétel mélységi szerinti változása a Ca, Mg cserélődése Na-ra, K-ra illetve a kloridtartalom növekedése a vizsgált 50–300 m közötti intervallumban általános. Az eltérések nagyobb része az áramlási rendszerbeli helyzettel magyarázható. A 9. ábrán a mélyebb vizek közül „kilógó” minta (lila kereszt) azt jelzi, hogy a szakadáti víztermelő kút leáramlási zónában van. A közepes-sekély mélységű vízadók között a mélyebb víztípust tükröző minták Keszőhidegkút–K4 (fekete négyzet) és Úzd (Sárszentlőrinc–B10; kék négyzet) feláramlási zónát jeleznek. Az alacsony kloridtartalmú vizek a csapadékvíz kis párolgási veszteség mellett történő beszívására utalnak. Az udvari fúrásból származó felső vízminta magasabb klorid- és nátriumtartalma műszaki szennyezés következménye (NaCl – cementkötés gyorsító).

Az udvari fúrásnál négy szintből történt vízmintavétel: talajvízből 32 és 37 m mélységből (ez utóbbi a fúrás mellett telepített MGSz-ből), a löszben szűrőzött 71,5–81,5 m-es szakaszból és a pliocén-alsópleisztocén 145–149 m között települő homokból. Kémizmusában az első kettő talajvíz jellegű, a harmadik és negyedik minta rétegvíz típusú. Mind a négy minta tartalmazott nitrátot, rendre 50, 72, 6 és 13,7 mg/l koncentrációban. A fúrás-kiképzés illetve a mintavétel körülményei a nitrátszennyezés lehetőségét kizárják. A talajvízben a magas nitráttartalom csak mezőgazdasági szennyezésként értelmezhető. A nitrát ere-

detének vizsgálatára  $^{15}\text{N}$  vizsgálatot végeztünk a 145–149 m közötti származó mintából. A kapott 11,83  $^{15}\text{N}$  (levegő) értelmezéséhez megmintáztunk egy forrást (Udvari, Forrás-völgy; 23 mg/l  $\text{NO}_3^-$ ) és egy falubeli kutat, ezek  $-0,43$  ill.  $-0,89$   $\delta^{15}\text{N}$  (levegő) értéket adtak (HERTELENDI E. 1996). Míg az utóbbiak egyértelműen műtrágyaeredetre utalnak, a fúrás vizében lévő nitrát nitrogénje egyértelműen szerves frakcionációt szenvedett. A talajvizek természetes eredetű nitrátja (különleges helyzetektől eltekintve) két forrásból származik: egyrészt az esővíz oldotta nitrátból (amely maga is nagyobb részben szerves eredetű), másrészt a talajban bomló szerves anyagból felszabaduló nitrát közvetlenül oldódik a beszivárgás során.

Az áramlási modellezés ellenőrzése érdekében az udvari fúrás 71,5–81,5 m és 145–149 m közötti szakaszából származó mintákból  $^{14}\text{C}$  radiometrikus víz-kormeghatározás történt. A felső mintára 19 300 év (korrigálatlan 22 000 év), az alsó mintára 8800 év korrigált (korrigálatlan 11 000, illetve új mintázásból megismételve 11 500 év)

víz kort kaptunk (DEÁK J., SÜVEGES M. 1996). A 19 300 év szokatlanul magas, részben a löszből kitermelt vízben lebegő karbonátszemcsék ismert mértékű öregítő hatásának tulajdonítható. A nitráttartalom, a korvizsgálat jelzi, hogy a fúrás körzetében – bár a fúrás talajvízdombon települ – a leáramlás igen lassú, a két szint között települő plio-pleisztocén vörösgyag vízzáró. A felsőpannóniai korú homokréteg vize távolabbi beszivárgási területről származik.

A kutatás során végzett deutérium- és  $\delta^{18}\text{O}$ -vizsgálatok (HERTELENDI E. 1996) segítségével a hideg időszakban (jégkorszakban) beszivárgott, kb. 10 000 évnél idősebb vizek elkülöníthetők a fiatalabb, jégkorszak után beszivárgott vizektől (11. ábra).

Magyarországon a  $-11\%$   $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW)-nél kisebb  $^{18}\text{O}$ -tartalmú vizeket tekinthetjük jégkorszaki eredetűnek (DEÁK, J., COPELEN, T., 1995). Az udvari fúrás 71,5–81,5 m-éből származó víz D és  $^{18}\text{O}$  izotópvizsgálati eredménye ( $-97,1$  és  $-12,95\%$ ) is idős kort igazol.



method. From our experience it is useful to apply direct current (vertical electrical sounding, VES) and transient electromagnetic (TEM) methods in combination with engineering geophysical soundings in order to determine the polarizability of sequences of different grain size. In addition to the application of this set of methods it is advisable to check the results of processing and interpretation by theoretical model calculations. Elgoscar Ltd. alone was unable to offer this integrated approach, therefore specialists from the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, and retired colleagues were also involved.

The potential and the complementary nature of the individual geophysical methods are presented first. After that the survey results achieved at the selected sites will be discussed. The validity of our interpretation using different model calculations is demonstrated, underlining those aspects which could be modified and improved if new, complementary geological information was available. Finally suggestions are made for future investigations.

## 2. Aspects of method selection

Four methods of geoelectrical and engineering geophysical soundings were used. Integrated interpretation of the data resulted in the determination of physical properties of the rocks.

### 2.1. Vertical electrical soundings (VES)

VES is one of the long-standing methods in geophysics. This method is generally specified in the groundwater prospecting tenders of developing countries even today. Direct current is introduced into the ground through two current electrodes (AB) during the measurement, and in the axis of these two electrodes, in the middle the potential difference is measured between two potential electrodes (MN) on the ground surface; this is proportional to the specific resistivity of the medium penetrated by current. Changing the penetration depth takes place by changing the separation between the current electrodes. Thus, theoretically the depth of penetration can be changed from the uppermost meters down to almost arbitrary depths. The resolution power, however, rapidly decreases with increasing penetration depth. It should be noted that when the current reaches the layer boundaries it always suffers refraction, therefore the real depth of a survey is less than in a homogeneous halfspace. The ratio of the real thickness or depth of a layer and its "theoretical" thickness or depth obtained from the vertical sounding is the anisotropy factor which cannot be determined from the VES alone. The sounding curves are compared to master curves calculated for the surface of a layer sequence of known thickness and resistivity, and from this comparison the layer sequence beneath the measurement site is deduced. Nowadays this inversion procedure is automatically carried out by a computer. Different versions have gained ground. One of them is the direct inversion which is capable of resolving the sequence into many layers and almost continuously reflects the change in resistivity with depth. The ZOHDY algorithm also applied by us is one of these methods. The other version of inversion tries to resolve the sequence into a relatively small number of layers. The MARQUARDT algorithm also applied by us is one of these methods. The real thickness of the layers should be obtained from other data

because of the anisotropy. This is one of the main disadvantages of this method.

### 2.2. The induced polarization (IP) measurements

This survey method was originally developed for prospecting for sulfide ores and was only later applied for groundwater prospecting in sedimentary basins. The physical phenomenon on which this measurement is based is the electrode polarization or membrane polarization of clay minerals. This phenomenon is similar to the operation of rechargeable batteries. When a direct current is introduced into the ground the sulfide ores or the clay minerals bind charges on their surface. A relatively slow back flow of bound charges begins after cessation of current (the battery recharges) and therefore a potential difference can be measured between the potential electrodes for a few tenths of seconds after turning off the current. Experience shows that silt-size grains can most effectively bind the charges. This grain size occurs for example at the boundaries of sand and clay layers. In Figure 2 the change in two

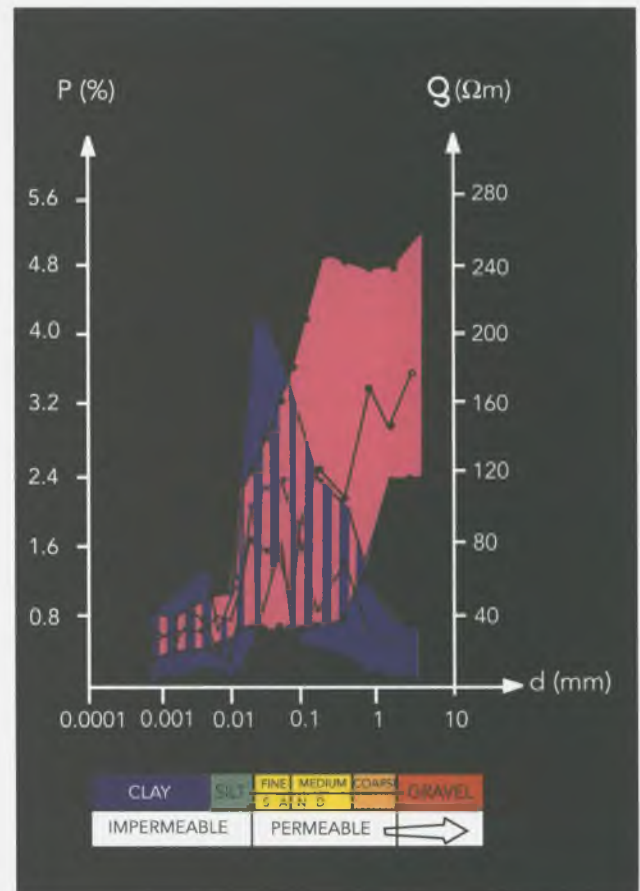


Figure 2. Changes in resistivity and polarizability as a function of grain size

The blue part represents the polarizability, the purple one the resistivity

### 2. ábra. A fajlagos ellenállás és a polarizálhatóság változása a szemcseméret függvényében

A kék mező a polarizálhatóságra, a lila mező a fajlagos ellenállásra jellemző



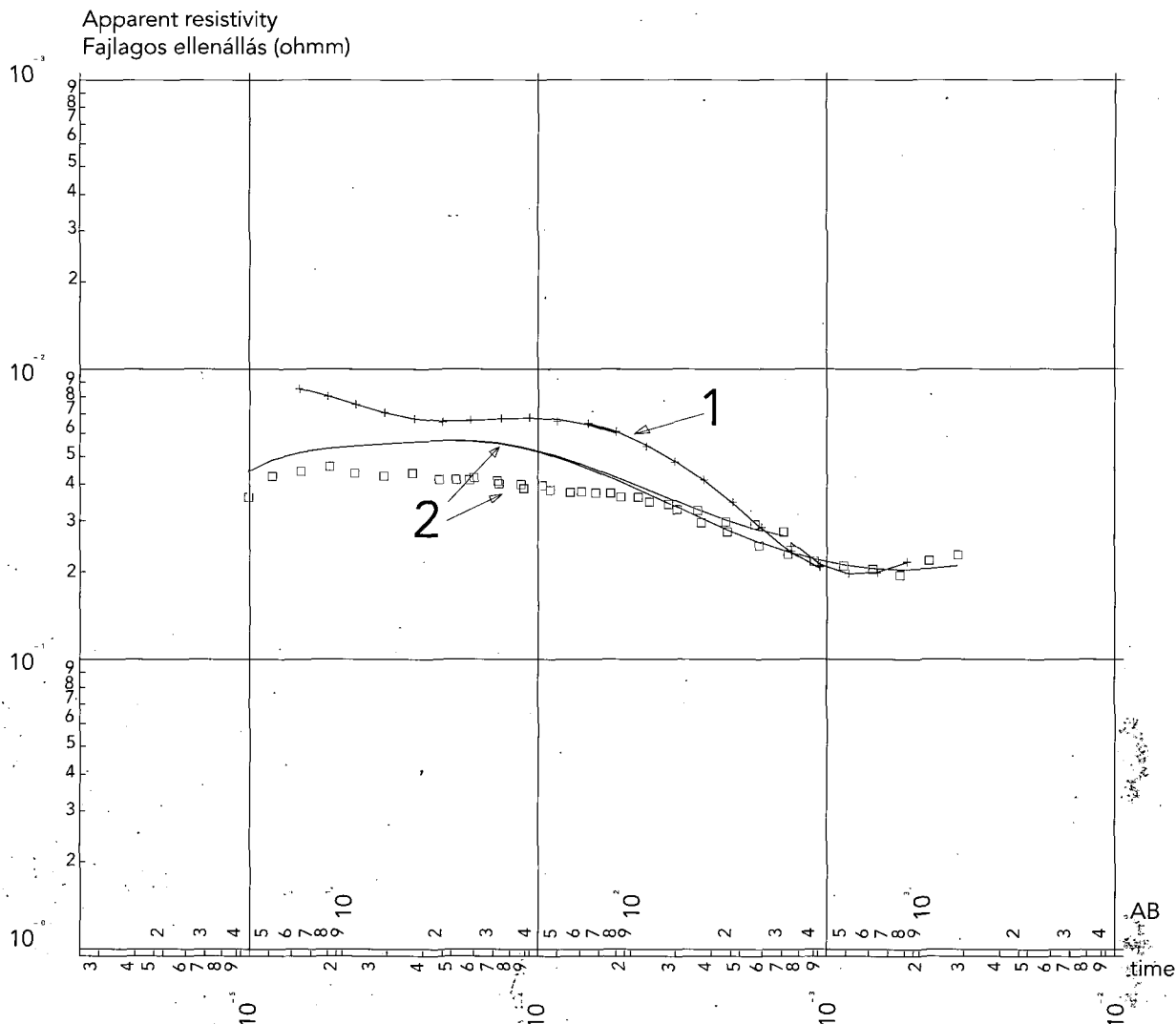


Figure 3. VES and transient (TEM) curves over the same geoelectric model

1 – VES, 2 – TEM

3. ábra. Ugyanazon geoelektromos modell VESz és tranziens (TEM) görbéje

1 – VESz, 2 – TEM

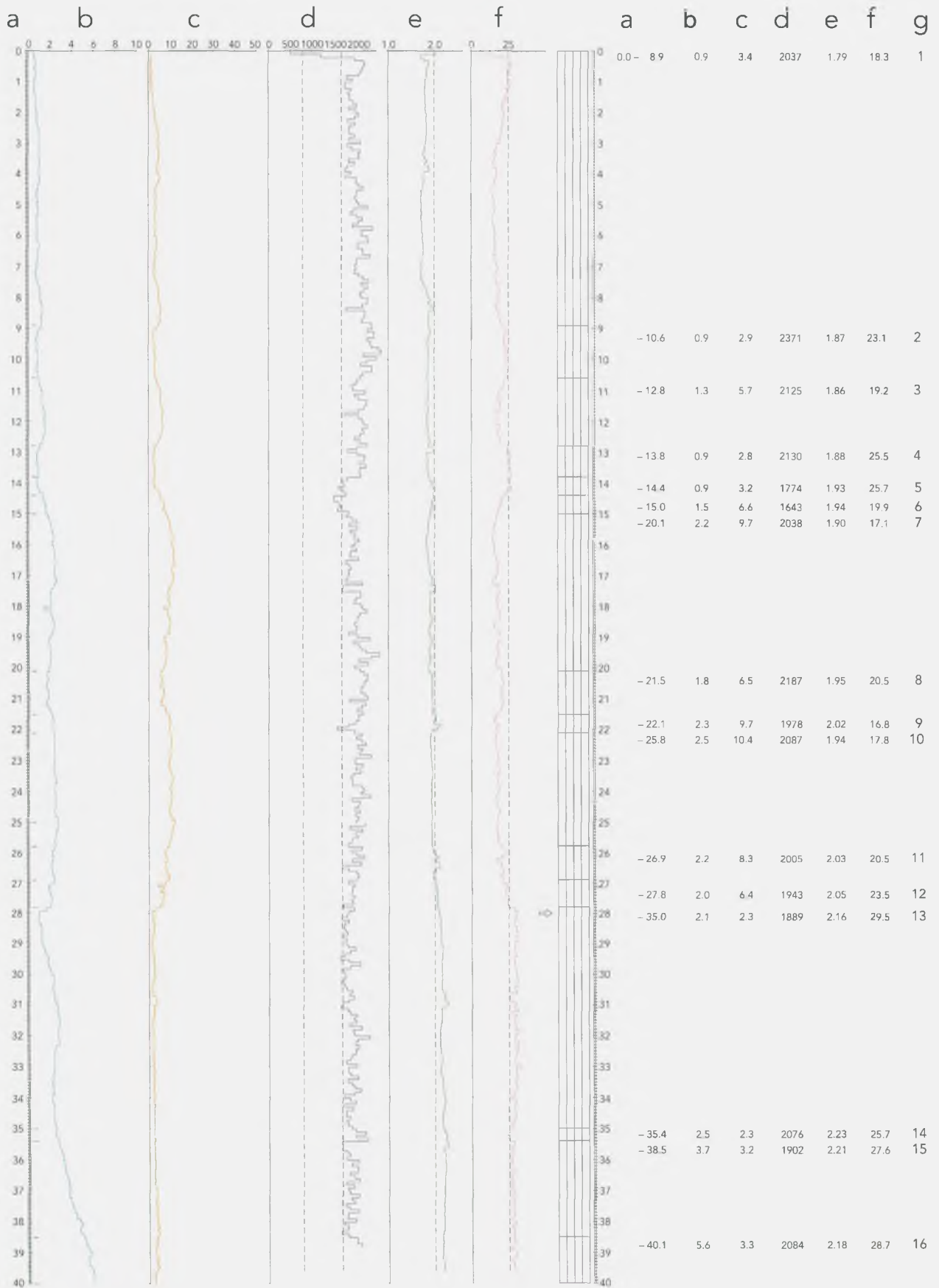
physical parameters, specific resistivity and polarizability are shown as a function of grain size. While the resistivity monotonously increases with increasing grain size, polarizability reaches a maximum at medium grain size. Based on this it is obvious that simultaneous measurement of these two parameters provides more information. On the one hand, diagrams containing lithological and hydrogeological information could be constructed showing the relationship between the physical parameters and grain size. On the other hand, it is clear that there is a certain connection between the polarizability measured on the surface and alternation of layers (in the case of sand and clay layers). It means that a high number of thin layers can be deduced even if such a high-resolution power cannot be expected from VES. A sequence/electric layer of the same thickness has a lower polarizability if it consists of relatively thicker beds and its polarizability is higher if the sequence contains many thin beds.

It is considered advisable to apply the IP method together with VES. This can be done easily with the DIAPIR instruments developed in ELGI, because they are designed to measure the resistivity with a given electrode array and after changing just a few switch settings, the polarizability can also be measured using the same array.

### 2.3. Transient electromagnetic sounding (TEM)

Although the first experimental measurements were carried out at the end of the 1960s in Hungary, this method has only become popular in the last 10 years because of technical reasons (first of all in the depth range of 10–100 m). ELGI possesses an EM-37 instrument and its more advanced version PROTEM manufactured by the Canadian GEONICS company. The main point of the method is that a current is introduced into a transmitter loop, after turning off this current secondary currents are

402-1100



generated in the ground. The high-frequency components of the electromagnetic impulse generated by the current turn-off decay at shallow depths, while the low-frequency components decay at larger depths, but the rate of decay also depends on the resistivity of geological layers. In practice, sounding curves similar to those of the direct current geometric soundings can be constructed, and they can be interpreted in a similar way. Its advantage compared to the direct current measurements is that it requires much smaller dimensions than the geometric sounding for the same penetration depth. The measurement is more point-like. Since the vertical component of the electromagnetic field is measured, the layer thickness and resistivity are not influenced by the anisotropy present in VES. VES and transient sounding curves are shown in Figure 3 together with the anisotropy factors deduced from them which are characteristic of stratification.

The disadvantage of the transient method is that the depth interval of investigations strongly depends on the instrument. Neither arbitrarily shallow nor arbitrarily great depths can be investigated with the same instrument.

It is worth mentioning that the transient method is more sensitive to the low-resistivity layers in a sequence composed of low- and high-resistivity layers, while VES is more sensitive to the high-resistivity ones. This indicates that the joint application of direct current and electromagnetic methods provides more reliable results than only one of these methods.

#### 2.4. The engineering geophysical sounding (EGS)

The engineering geophysical sounding has been developed as a combination of the traditional geotechnical static sounding (Cone Penetration Test) and geophysical measurements performed in boreholes. The equipment developed by ELGI and modified by Elgoscár Ltd. pushes down a probe of 4 cm diameter into the ground, and during push down several geotechnical parameters are measured, e.g. the total pressure required by push down and the resistance developing at the tip which is proportional to the breaking strength. After that, the natural gamma activity is measured within the pushpipe, and as a first approximation it is proportional to the clay content. In addition, the gamma-gamma activity can also be measured by means of an artificial gamma radiation source in the pipe. Using calibrations performed in media of known density these values can be converted into bulk density. Information about

**Figure 4. Measured parameters of a 40 m deep engineering geophysical sounding and the geological log obtained from them**

a – depth, b – pressure in hydraulic system, c – tip resistance, d – natural gamma activity, e – gamma-gamma activity, f – neutron-neutron activity, g – interpreted geological log: 1 – clay, 2 – fat clay, 3 – clay, 4 – clay, 5 – silty clay, 6 – clayey silt, 7 – lean clay, 8 – clay, 9 – lean clay, 10 – hard lean clay, 11–16 – hardly differing varieties of lean clay

#### 4. ábra. Egy 40 m mélységű mérnökgeofizikai szondázás mért paramétereit és az ezekből meghatározott rétegsor

a – mélység, b – hidraulikai nyomás, c – csúcsnyomás, d – természetes gamma-aktivitás, e – gamma-gamma aktivitás, f – neutron-neutron aktivitás, g – értelmezett rétegsor: 1 – agyag, 2 – kövér agyag, 3 – agyag, 4 – agyag, 5 – kőzetlisztes agyag, 6 – agyagos kőzetliszt, 7 – sovány agyag, 8 – agyag, 9 – sovány agyag, 10 – kemény sovány agyag, 11–16 – sovány agyagok alig eltérő módosulatai

the hydrogen ion concentration can be obtained by applying a neutron source. Close to the surface this means primarily data on water content.

Soundings can be performed down to the first hard bed. In an unconsolidated sequence this means a few tens of meters. Based on the four to five parameters measured, the penetrated sequence can be resolved into layers. The individual layers can be classified using their properties. As a consequence even 10 cm thick beds of differing physical parameters can be detected based on the five parameters measured by the computer controlled device (Figure 4). The interpretation program could be adapted to the local geological conditions by using suitable local comparative data (the results shown here used the terminology of the Little Plain). The engineering sounding equipment is capable of measuring fluid levels and of taking fluid and soil samples (these latter from a specified depth).

The set of methods discussed above has been used to investigate the potential sites for waste disposal.

### 3. Results of geoelectric and engineering geophysical investigations

The integrated interpretation of data from different methods resulted in the definition of the physical properties of the sequences. The results are outlined for the areas separately.

#### 3.1. Udvari area

VES (IP) and transient curves were measured along two, nearly perpendicular profiles at 39 sites on the eastern lands of the village Udvari, and EGSs were carried out at 8 sites. An exploratory borehole was drilled at the intersection of the two profiles, so that the results of surface measurements could be compared with its geological and electric well log. On the right side of Figure 5 the interpreted geological log can be seen from the surface down to 200 m with a resolution characteristic of the surface measurements based on the resistivity values. In the left side the blue "zigzag" line represents the electric well log measured in this borehole. It is capable of differentiating many thin layers of lower and higher resistivity. If we tried to approximate this curve with longer straight lines it becomes clear that we would basically differentiate those sequences which could be obtained from the interpretation of VES, transient and IP sounding curves. It is clear from the figure that we have four geoelectric layers. The upper two represent the loess which is divided into two parts (an upper, drier part of higher resistivity and a lower, wet part of lower resistivity). The loess is underlain by a layer of the lowest resistivity within the sequence. It is an argillaceous formation of about 10  $\Omega$ m resistivity. Finally, the resistivity of the fourth layer is higher than that of the overlying one. This could be interpreted as an Upper Pannonian sandy sequence. The water supplier of the village produces drinking water from this unit.

Looking in detail we see that the results of the individual methods are exactly identical in that neither determine the first layer boundary within the loess, nor do they have the same numerical value of the resistivity. This, of course, could be attributed to geological factors. One of them is that the layer boundary is diffuse, and there is a several m thick transition zone. If we consider the seismic results

## U-2A

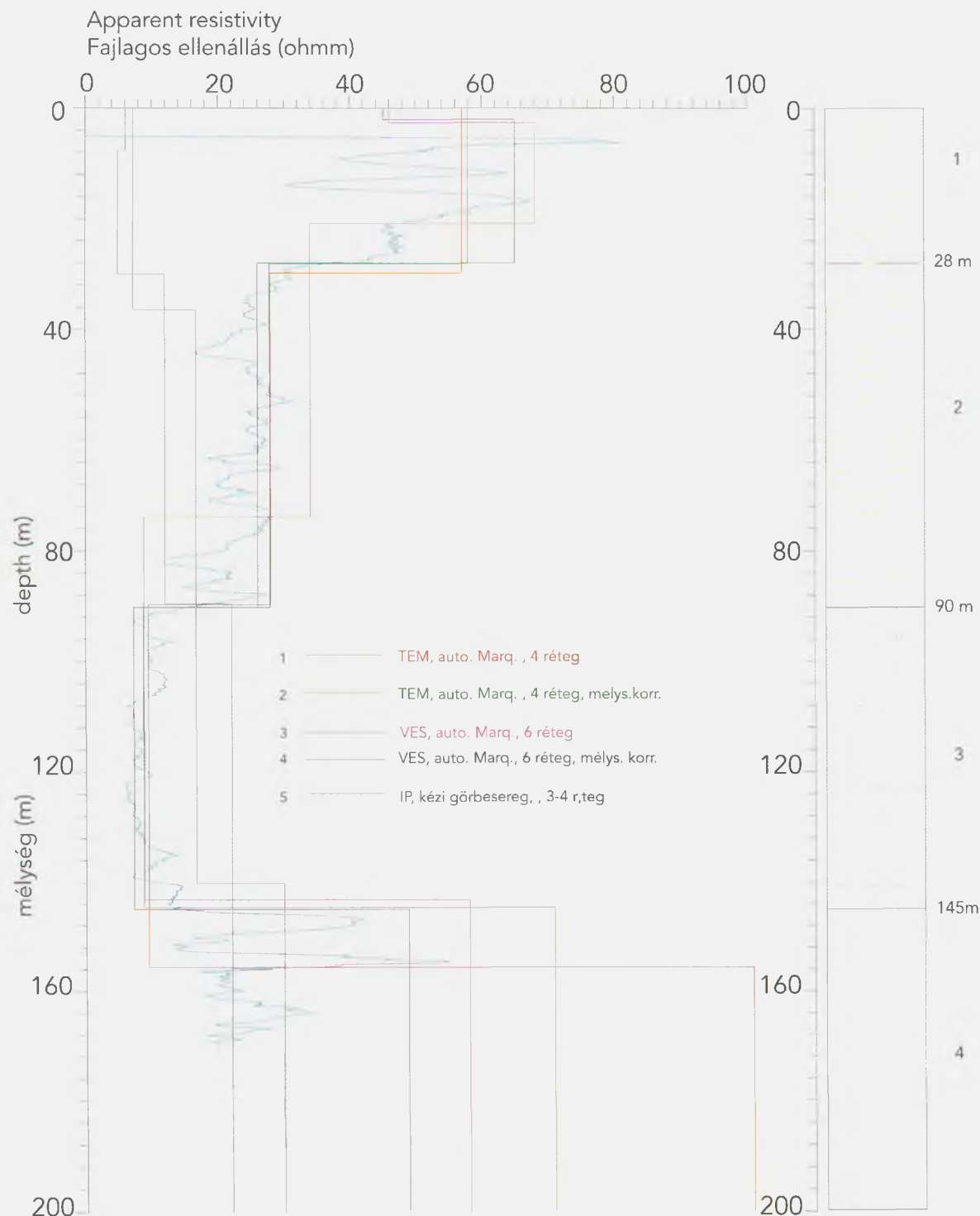


Figure 5. Resistivity log of the borehole Udvari-2A (green line), the layer thickness and resistivity data obtained from the interpretation of VES, TEM and IP soundings measured close to the borehole and their schematic geological interpretation (stratigraphic column in the right side)

1 – dry loess, 2 – wet loess, 3 – clayey sequence, 4 – sandy (Upper Pannonian) sequence

5. ábra. Az Udvari-2A fúrás karotázs ellenállásgörbéje (zöld), továbbá a fúrás mellett mért VESz-, TEM- és GP-szondázások kiértékeléséből kapott rétegvastagság, fajlagos ellenállás görbék, valamint sematikus földtani értelmezésük (jobboldali rétegoszlop)

1 – száraz lösz, 2 – nedves lösz, 3 – agyagos összlet, 4 – homokos (felsőpannoniai) összlet

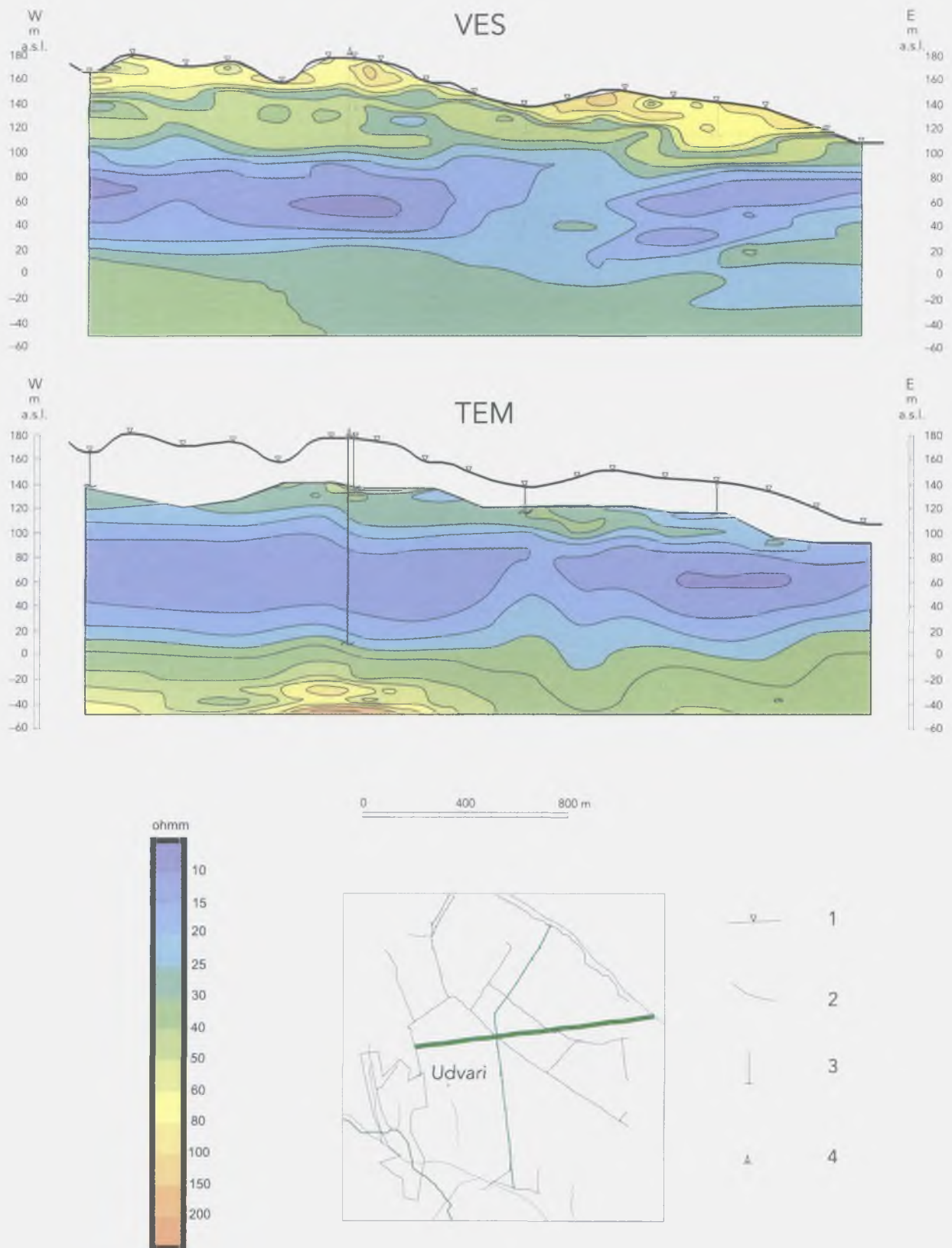


Figure 6. Direct inversion of the VES (upper part) and TEM soundings (lower part) along the W-E orientation profile measured at Udvari

1 – sites of measurements, 2 – contour lines of resistivity, 3 – site of EGS, 4 – borehole

6. ábra. Az Udvarinál mért Ny-K-i geoelektromos szelvény VESz (felül) és TEM (alul) direkt inverziója

1 – mérési hely, 2 – fajlagos ellenállás izovonalak, 3 – MGSz mérési pont, 4 – fúrás

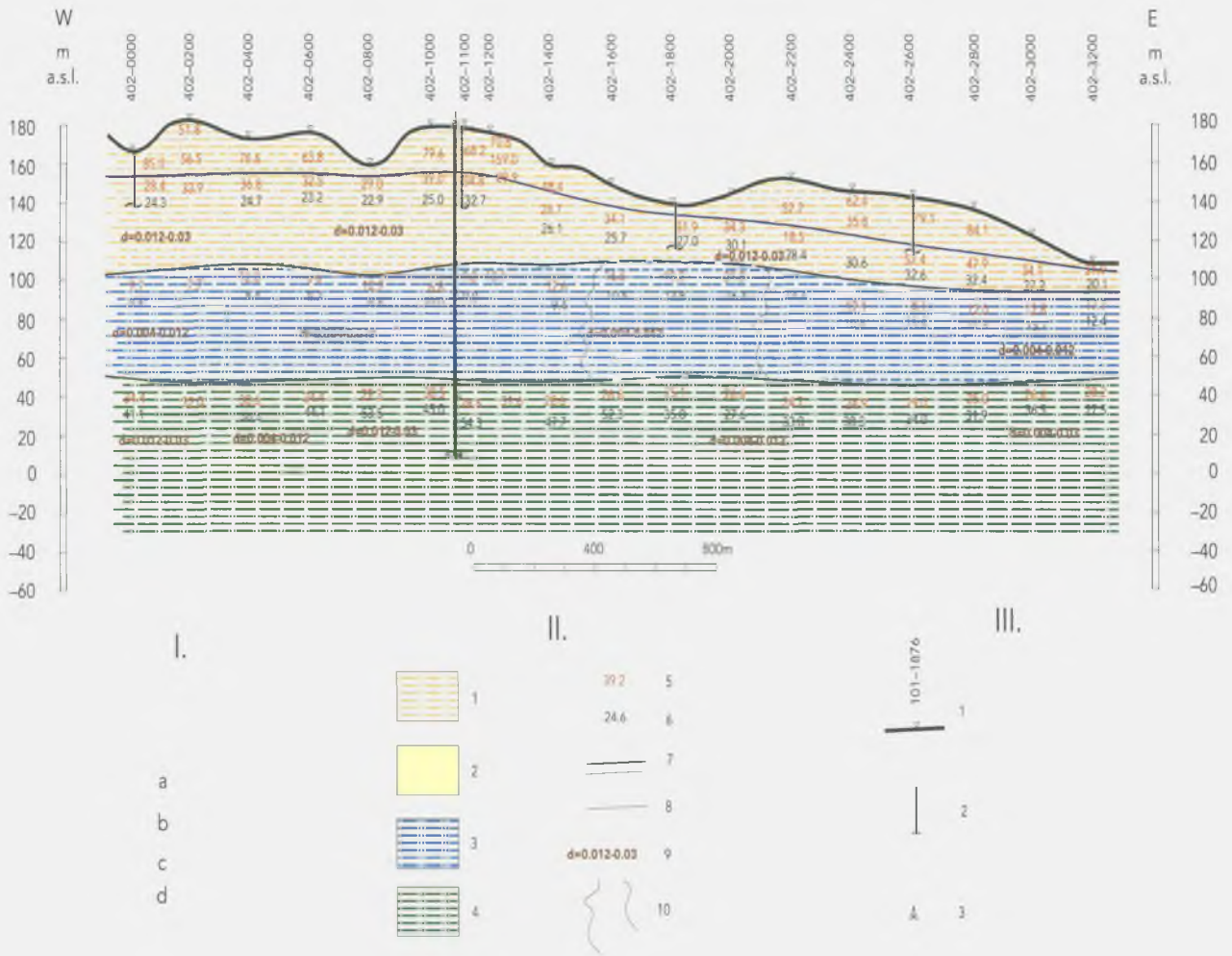


Figure 7. Layered model interpretation of the VES, TEM and IP soundings along the W-E oriented profile measured at Udvari

I. Schematic layer sequence of the borehole Udvari-2A: a – loess with fossil soil horizons and calcareous concretions, b – red and speckled clay, c – sand and silty sand, d – silt, sandy silt. II. Legend for the layered model: 1 – loess, 2 – fine-grained sand, sand, 3 – clayey sequence (Quaternary and Upper Pannonian), 4 – sandy sequence (Upper Pannonian), 5 – resistivity from VES, 6 – resistivity from TEM, 7 – geoelectric layer boundary, 8 – groundwater table, 9 – average grain size (from VES-IP), 10 – vertical boundaries. III. Miscellaneous marks: 1 – site of geoelectric measurement on the surface, 2 – site of EGS on the surface, 3 – borehole

7. ábra. Az Udvarinál mért Ny-K-i szelvény rétegmódelles értelmezése VESz, TEM és GP alapján

I. Az Udvari-2A fúrás vázlatos rétegsora: a – lösz, fosszilis talajszintekkel és mészkonkréciókkal, b – vörös és tarka agyag, c – homok, kőzetlisztes homok, d – kőzetliszt, homokos kőzetliszt. II. A rétegmódelles magyarázója: 1 – lösz, 2 – finomhomok, homok, 3 – agyagos összlet (kvarter, felsőpannóniai), 4 – homokos összlet (felsőpannóniai), 5 – VESz fajlagos ellenállás, 6 – TEM fajlagos ellenállás, 7 – geoelektromos réteghatár, 8 – talajvízszint, 9 – átlagos szemcseméret (VESz-GP alapján), 10 – vertikális határok. III. Egyéb jelölések: 1 – geoelektromos mérési pont helye, 2 – MGSz mérési pont, 3 – fúrás helye

and IP well logs, and the pushed down pipe of the engineering geophysical sounding, within the fine-grained loess the water table can be found where the resistivity definitely decreases to values between 20 and 30 Ωm. Water occurs, however, in the capillary fringe, several m above this level and this leads to a decrease in resistivity and changes in polarizability. It is clear that if we want to interpret the VES curve using the MARQUARDT algorithm and the number of layers is 6 instead of 4 then this transition (saturation) zone is divided into two electric layers.

It is interesting to observe that the third layer seems to be the most uniform and most argillaceous. Its lower boundary is, however, not unambiguous again. The different methods give this boundary with a deviation of 10–15

m in depth because the transition toward the Upper Pannonian sequence comprising more sandy beds is neither step like but continuous.

In our opinion this figure nicely demonstrates the capabilities of the geoelectric methods in the investigation of the upper 200 m.

Away from the borehole our survey results are presented along a W-E oriented profile. In Figure 6 direct (ZOHDY) inversion of the VES and transient measurements along the 3 km long geophysical profile provides an image of the depth variation of resistivity. VES reflects inhomogeneity of loess from the surface and shows that this is the layer of highest resistivity within the sequence. Going downward, the blue colors mark the 80–100 m thick and

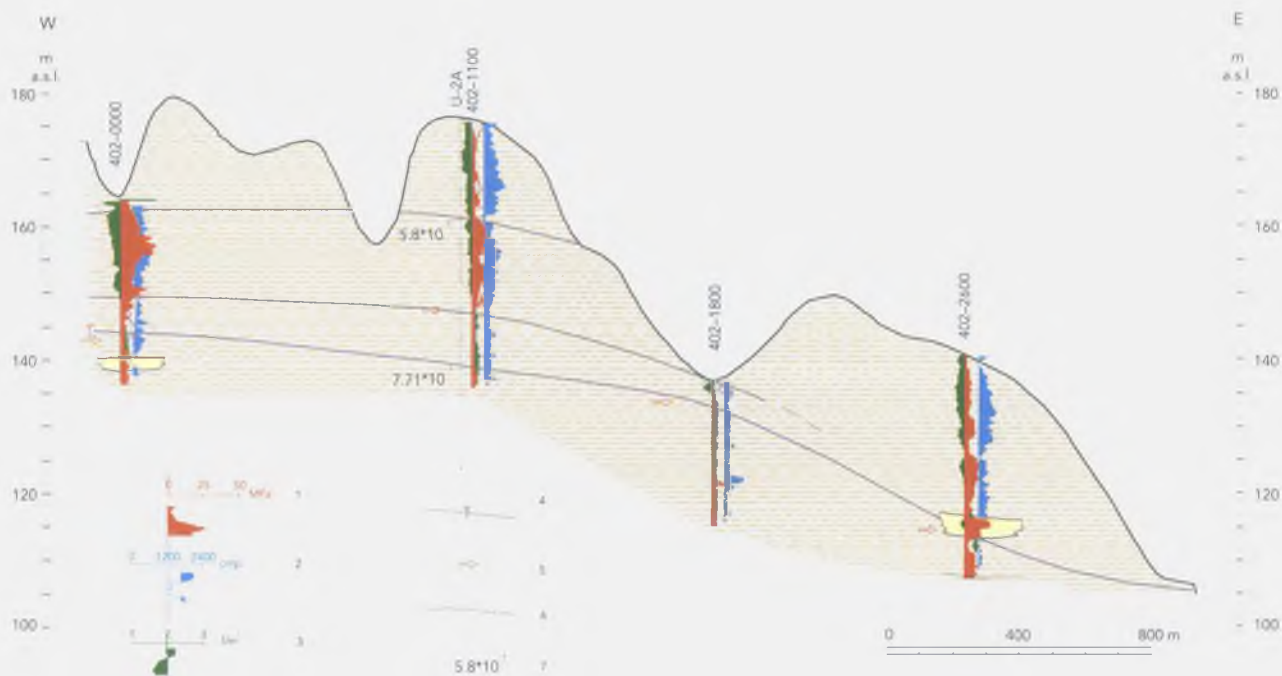


Figure 8. Interpretation of EGS along the W-E oriented profile at Udvari

1 – tip resistance, 2 – natural gamma activity, 3 – bulk density, 4 – static groundwater table, 5 – level of collapse, 6 – horizons interpreted on the basis of EGS parameters:  $5.8 \times 10^{-2}$ ; hydraulic conductivity (m/day)

#### 8. ábra. Az Udvari Ny-K-i szelvény MGSz-értelmezése

1 – csúcnyomás, 2 – természetes gamma-aktivitás, 3 – térfogatsúly, 4 – nyugalmi vízszint, 5 – beomlási szint, 6 – MGSz-paraméterek alapján behúzóható szintek,  $5,8 \times 10^{-2}$  – szivárgási tényező (méter/nap)

relatively uniform argillaceous sequence. However the resistivity of the whole sequence increases at 800 m east of the borehole. Toward the eastern end of the profile this sequence seems to be divided into several layers. This is primarily based on VES and is in agreement with the statement in the description of the methods, *i.e.* VES is more sensitive to high-resistivity interbeds. Finally, both methods detect the increase in resistivity in the lowermost (deepest) part of the section.

In Figure 7 layered model (4 layers) inversion (using the MARQUARDT algorithm) of VES and transient measurements and its geological interpretation similar to that shown in Figure 5 can be seen. It should be added that from the upper two layers representing the loess the thickness of the uppermost one strongly varies depending on the relief, but the lower boundary of the second layer is almost horizontal, and it can be found at an elevation of about 100 m above the sea level. In other words the present surface of the originally horizontal loess of uniform thickness has been formed by erosion. As was mentioned earlier the water table divides the loess into two layers, but in the capillary fringe the water content is significantly enhanced. In the interpretation of the measurements the water table determined with engineering geophysical soundings has been accepted and it was introduced into the curve interpretation as a fixed value.

The third layer up is sub-horizontal, and its total thickness is 40–60 m. Although this layer seems to be uniform, in this four-layer processing it should be mentioned that

this holds true only as a first approximation. The most striking feature is that the resistivity of this sequence obviously increases compared to its vicinity in a 600–800 m wide zone. The center of this zone lies about 800 m east of the borehole. This increase is about 30–60%, and it can be seen in the previous figure as well. Our idea is that a terrace or detrital cone of larger grain size, deposited by a paleo-river, is crossed here. This phenomenon can be observed in a section of the perpendicular profile not presented here. Based on this the paleo-river flow is assumed in a NW–SE direction. This ancient river bed can be found below a present valley, so some doubts have been expressed as to whether this phenomenon could be the consequence of the curve distortion caused by the relief. The problem was analyzed by 2D modeling. However, a curve distortion which significantly changes the resistivity of a layer lying in the depth interval 40–100 m below the surface is not likely in our opinion because elsewhere in narrower, deeper and similar valleys we have not observed this phenomenon.

Engineering geophysical soundings performed to study the loess hills should also be mentioned. The resolution power of this method is much higher than that of the surface methods.

Unfortunately, in the profile presented here (Figure 8) such measurements were carried out only at four sites. It can be seen, however, that the engineering geophysical sounding is capable of resolving the loess into more layers (down to the depth of 20–40 m). It might be expected

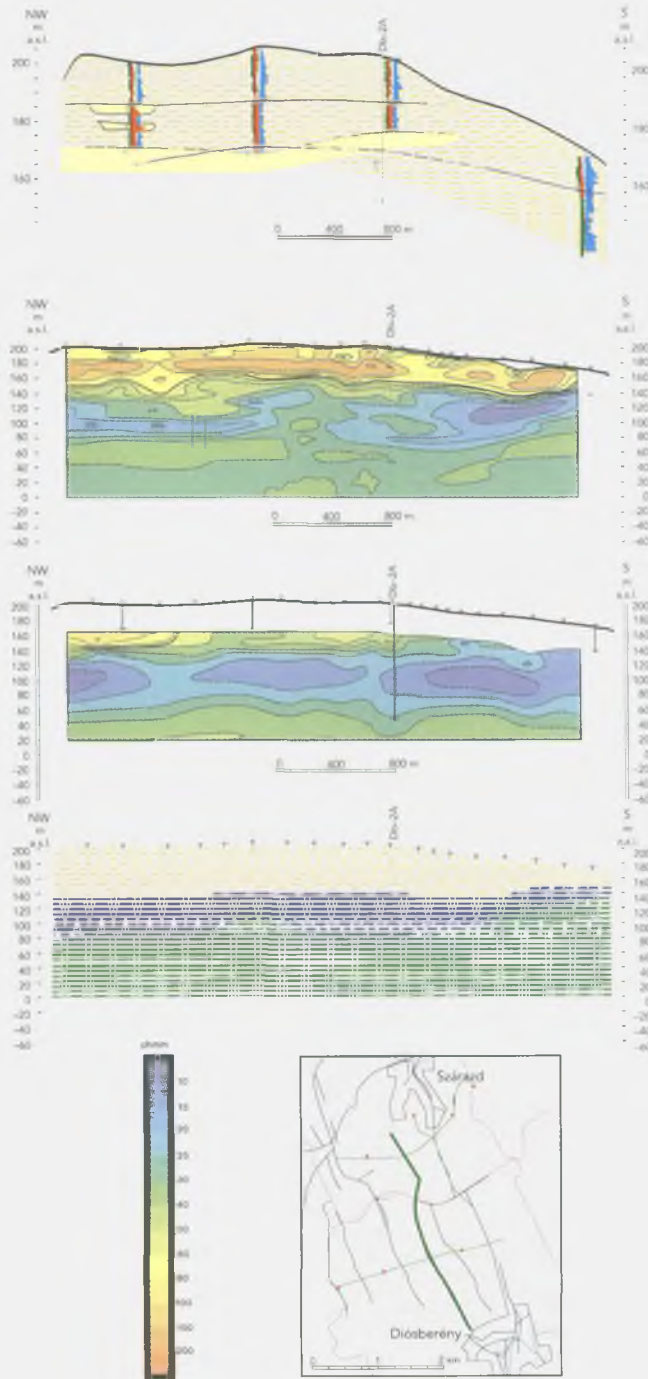


Figure 9. N-S oriented profile measured in the vicinity of Diósberény-Szárazd using several methods

1 – results of engineering geophysical soundings, 2 – direct inversion of VES, 3 – direct inversion of TEM, 4 – integrated interpretation using a layered model. For other marks, see Figures 6–8

9. ábra. A Diósberény-Szárazd térségben mért É-D-i komplex szelvény

1 – mérnökgeofizikai szondázások eredményei, 2 – VES-mérések direkt inverziója, 3 – TEM-mérések direkt inverziója, 4 – komplex rétegmodelles értelmezés. Egyéb jelölések magyarázatát l. a 6–8. ábrán

from this method that in addition to the groundwater table which follows the topography in a smoothed off way and to the upper boundary of the capillary fringe, the sub-horizontal sandy and harder beds can also be detected by means of tip resistance and natural gamma activity. This statement is probably not proven from just one example, but similar experience has been gained in each of the areas mentioned here. It can also be seen in this figure that the boundary marked at an elevation of 160 m above sea level at the western part of the profile cannot be seen in the eastern part. In our opinion, this bed has been eroded there.

### 3.2. Area between villages of Diósberény and Szárazd

Four profiles were measured in the vicinity of Diósberény-Szárazd. From these a nearly N-S oriented section running along the hill ridge is shown (Figure 9). An exploratory borehole (Diósberény-1) was also drilled here. The image is similar to Udvari. This is demonstrated most clearly by the four-layer model that can be seen in the lower part of the figure. It is apparent that the thickness of the loess decreases in the same way (from N to S) as the elevation above sea level does. As in the Udvari area, two other electric layers exist, though here the sequences can be characterized, with a somewhat higher average resistivity and higher degree of variability in thickness. From these differences it can be concluded that there are sub-horizontal interbeds of higher resistivity within the loess. These can be interpreted as sand. The clayey third layer up is thinner and from VES which is more sensitive to high-resistivity interbeds, sandy beds can be presumed to occur at several places at greater depth (about 100 m below the surface).

### 3.3. Üveghuta area

From the Üveghuta area we can report only on a few engineering geophysical soundings. These soundings stopped at a depth of 20–30 m, after reaching the surface of an impenetrable rock which is very likely granite rubble underlying the loess.

Within the penetrated loess several horizons can be detected, primarily based on the breaking strength and natural gamma activity. In Figure 10 the engineering geophysical sounding section from the Üveghuta area can be seen. If we analyze this more thoroughly a contradiction seems to emerge. It was noted above that the traceable horizons within the loess which can be characterized with certain physical parameters are sub-horizontal. Here, however, only four soundings were carried out along the 3.5 km long profile. The profile constructed on the basis of such few soundings cannot be considered accurate, as far more points are needed to achieve a valid interpretation. The main conclusion that can be drawn from this figure is that the thickness of the loess can be determined by means of EGS and its internal resolution is also feasible.

### 3.4. General conclusions

Some general conclusions can be drawn from the investigations carried out at potential sites of waste disposal:

1. The uppermost 200 m of the deep sedimentary basins can be divided into four geoelectric layers. The upper two layers represent the loess, and are divided into two parts by the water table. The upper one is dry and of



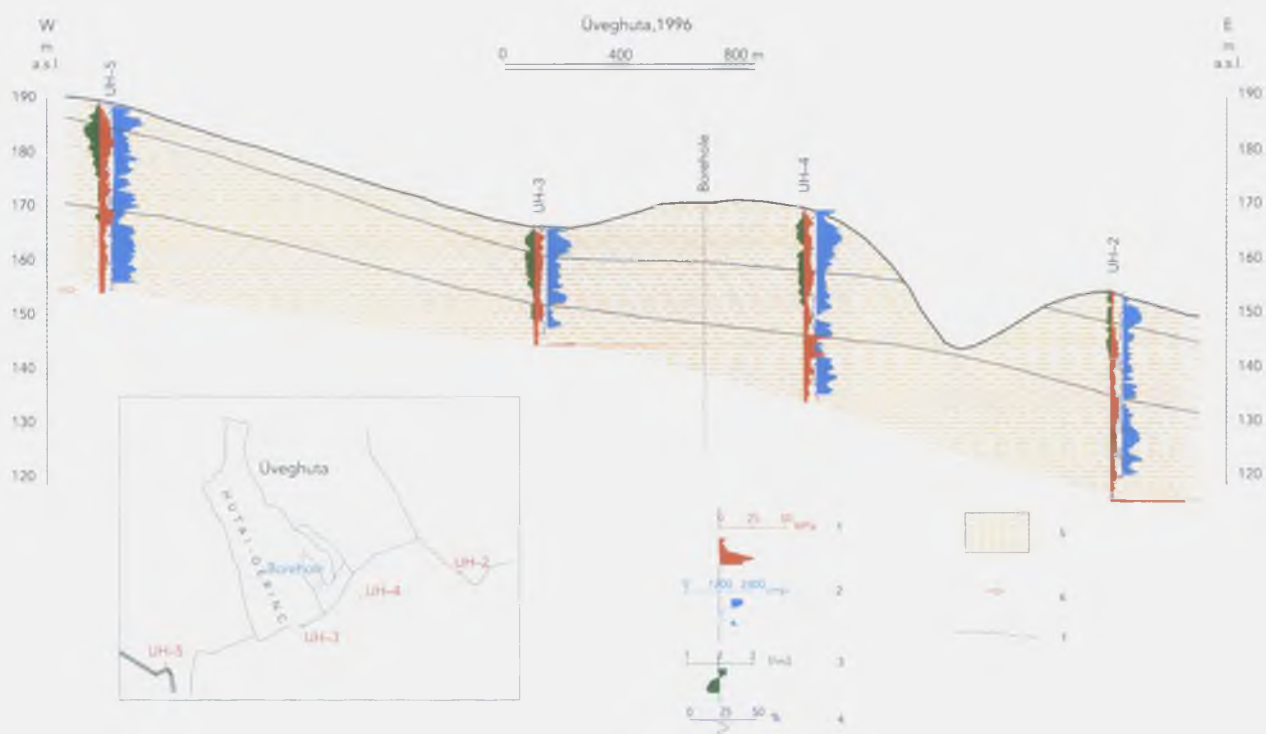


Figure 10. EGS section at Üveghuta

1 – tip resistance, 2 – natural  $\gamma$  activity, 3 – bulk density, 4 – water-filled pore volume, 5 – loess, 6 – level of collapse, 7 – horizons interpreted from EGS

#### 10. ábra. Üveghutai MGSz-szelvény

1 – csúcnyomás, 2 – természetes gamma-aktivitás, 3 – térfogatsúly, 4 – víz pórustérfogata, 5 – lösz, 6 – beomlási szint, 7 – MGSz alapján kijelölhető szintek

- higher resistivity, the lower one is saturated and of lower resistivity.
- Loess can be resolved by engineering geophysical soundings and at some sites by VES, but to achieve this the separation between the engineering geophysical soundings should be similar to the depth of investigation.
  - It is likely that the horizons detectable within the loess and having different physical parameters lie sub-horizontally. The loess itself is also sub-horizontal, and its present surface has been formed by erosion.
  - From the investigations up to now it can be observed that the hill ridges are generally relatively uniform, while in the directions perpendicular to the strike of the hill ridges the inhomogeneity is stronger.
  - The appearance of inhomogeneities caused by sandy sequences can be assumed from the VES in the deeper than 100 m parts of the four-layer geoelectric models. Their interpretation as individual layers is theoretically feasible but due to equivalency effects this is impossible without *a priori* data.
  - We carried out more or less detailed investigations at four sites in the areas covered by thick sediments. Of these, the vicinity of Udvari seems to be the most suitable for deposition of radioactive waste. Although the loess cover here is not of very large lateral extension no sand beds were detected in it, through which radioactive water might flow into the surface water courses in the valleys if the containers should become damaged.
  - Although we consider the interpretation of our measurements presented here and in partial reports geophysical-

ly correct we deem reasonable some complementary studies. Theoretical and model calculations should be performed additionally in some cases to check the validity of the interpretation of certain phenomena. In other cases it can be shown what phenomena can be interpreted in a different way between the limits provided by the measurements, and to fit better with the geological observations. We report on these studies in the following section.

#### 4. Model calculations and development results

Processing and interpretation of the methods applied produced results which can be used in different fields as well. They are outlined below.

##### 4.1. VES models

For the analysis of sounding data, special attention was paid to some distinct problems. Results of various model calculations were used for the interpretation of data.

##### 4.1.1. Criteria of the detectability of sand bands in loess

We have already mentioned that if the waste is deposited in the near-surface layers of loess and the structure gets damaged for any reason the rainfall infiltrating into the ground might transport the radioactive contamination away. A large difference is made by the length of time

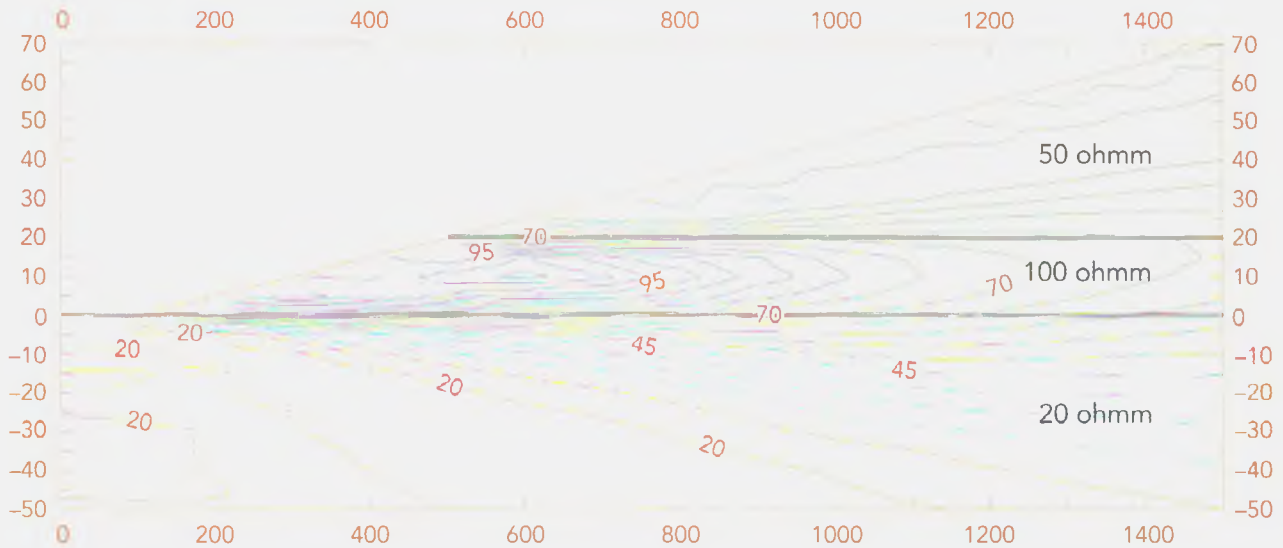


Figure 11. VES modeling to study the detectability of sand interbed in loess

11. ábra. VESz-modellszámítás löszbe települt homokrégteg kimutathatóságának vizsgálatára

needed for the contamination to reach the surface water courses or the water reserves. As can be seen from the geoelectric results, the water reserves can be found deeper than 100 m where the infiltration of the accidentally contaminated water takes a long time to penetrate, and during this time the contaminating material may well decay. The contamination might get from the deposits on the top of the hills down to the surface water courses in the valleys in a much shorter time through the sub-horizontal, permeable sand layers which were detected at several places. From the surface geophysical methods VES gives a relatively good chances of detecting the sand layers. Therefore model calculations have been carried out to study at which depth, what thickness of sand layers the method can detect under a given layer thickness and resistivity conditions. In Figure 11 such a model can be seen. The left side of the figure simulates a valley where the sequence of 20  $\Omega\text{m}$  resistivity (clay or water-saturated loess) lies on the surface. Moving from the bottom of the valley (to the right) toward the top of the hill, at first a sand layer of 100  $\Omega\text{m}$  fixed resistivity is reached which is horizontal and 20 m thick. Moving further toward the top of the hill the dry loess overlying the sand is reached. Its resistivity has been chosen at 50  $\Omega\text{m}$  and its thickness is proportional to the elevation above the sea level, *i.e.* the thickness of the loess varies. To illustrate the results the sounding curves calculated for the bottom, the side and the top of the valley and their simplified interpretation are shown in the upper part of the figure. When the measurement is carried out over the sand, it obvious that the curve reflects the sand. On the side of the valley where the sand lies at shallow depths it can reliably be detected. On the other hand, the effect of the sand can be recognized, although weakly, in the curve measured on the top of the hill.

The final conclusion that can be drawn is that the sand layer is detectable at the given resistivity contrast if the ratio of depth and thickness is smaller than 3.5; *i.e.* at a resistivity contrast of 1:2 a 20 m thick sand layer can be detected if it lies not deeper than 70 m. Detectability of the sand would be more favorable if the resistivity of the loess

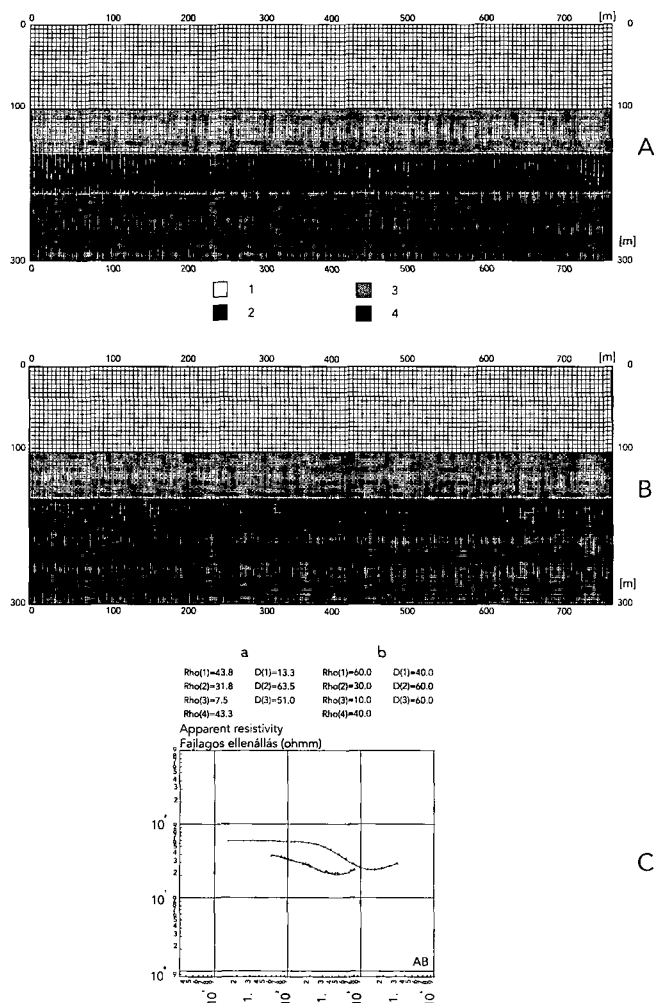
had been chosen lower with the motivation that the resistivity of the loess below the water table was lower according to our measurements than that chosen for the model. It does not change significantly the situation. This result is not very favorable because much thinner sand layers may well occur. This means that a 2 m thick sand layer cannot be detected by VES at a depth of only 8 m. This problem can be overcome by engineering geophysical soundings which are capable of detecting even 10 cm thick layers.

4.1.2. Impact of changes in surface relief on the VES curves

As with other geophysical methods, in the case of VES and the theoretical calculations used in the inversion methods the lateral homogeneity is assumed *i.e.* it is assumed that the lateral extension of the layers obtained is infinite compared to the dimensions of the measurements. In other words, neither their thickness nor their resistivity changes in the vicinity of the site of measurement. It is obvious this is not fulfilled in our case simply because of the relief of the terrain. The question is how much does this influence our interpretation and how much does this distort the four-layer model which was calculated at the sites of the planned waste disposal facility. A detailed investigation taking into account all aspects would need a separate study. For the moment we discuss a case which caused problems to the geologists using our results.

It was shown that the resistivity of the third (argillaceous) sequence up increases in a certain section of both profiles in the vicinity of Udvari. It was interpreted as an assumed buried paleo-river. Sediments of coarser (sandy) grain size than are common in the vicinity have been deposited in its bed (in its terraces, detrital cone). It was surprising that this assumed paleo-river lay just below a present valley. The question was raised: Could not this phenomenon be the result of curve distortion caused by the surface relief?

For the study E. PRÁCSEK developed a 2D VES modeling program based on the finite element method. Two



**Figure 12. 2D finite element VES modeling to study the effect of a superficial valley on the resistivity of the third layer from upward**

A – geoelectric model with the superficial valley, B – geoelectric model without the valley, C – sounding curves and their MARQUARDT inversion; a – with the effect of valley, b – with horizontally layered model; 1 – dry loess, 2 – wet loess, 3 – clayey sequence, 4 – sandy sequence

**12. ábra. Kétdimenziós (végeeselemes) VESz-modellszámítás a felszíni völgy felülről számított harmadik rétegre gyakorolt hatásának vizsgálatára**

A – elektromos modell a felszíni völgygel, B – elektromos modell a völgy nélkül, C – szondázási görbék és MARQUARDT-kiértékelésük: a – völgyhatással, b – síkmodellel; 1 – száraz lősz, 2 – nedves lősz, 3 – agyagos öszlet, 4 – homokos öszlet

models were chosen with a grid of 150x60 nodes. In both of the models the four-layer geoelectric structure was used, and the data of the two profiles measured in Udvari were used as layer thicknesses and resistivity. In the upper part of Figure 12 a piece has been cut off from the uppermost layer (corresponding to the width and depth of the valley east of Udvari), while in the lower part of the figure it is assumed that the valley is filled up with loess of uniform thickness. The first model corresponds to the surface distorted by topography, and the second one to the laterally uniformly layered model. By means of this modeling we have calculated a sounding curve, the center of which lies in the bottom of the valley, but in which the current elec-

trodes are moving upwards, along the sides of the valley. In the course of sounding they finally reach the top of the bordering hills, which in reality is how the measurements were performed.

The apparent resistivity curve obtainable over the horizontally layered model has also been calculated, and both have been inverted using the MARQUARDT algorithm. The two inversions, of course, have not yielded the same results, but it can be said that the resistivity and thickness parameters of the two layers lying closer to surface became more inaccurate, while the resistivity and thickness of the fourth and third layer are hardly disturbed by the surface relief. The basic question of the study was to decide, however, could the resistivity of the third layer increase due to the effect of the valley. In connection with this it should be stated that the slight deviation taking place in the resistivity of the critical third layer is just of the opposite direction which would make the existence of the buried paleo-river bed questionable. It means that the effect of the valley on the surface rather decreased and not increased the resistivity of the third layer.

#### 4.1.3. Problems of equivalency

Equivalency is a frequently occurring problem in all kinds of geoelectric soundings. The main point is that when the thickness of the geoelectric layers is not large enough the same sounding curve can be interpreted in several different ways. In practice it occurs frequently. It is also generally true that the higher the number of layers used in processing of measurements, the more frequent is the equivalency problem. Therefore the geoelectric interpreter tends to approximate the measurements using the simplest model possible to ensure the general validity of the statements. The interpreting geologist would prefer to squeeze ever finer details out of the measurements. In our case this happened at Udvari. In Figures 6 and 7 it can be observed that the resistivity of the third layer up, which is interpreted as a uniform layer, is 30% lower in the western part of the profile than in the eastern part. The question was if this third layer in the eastern part could be resolved into two layers because according to the geological observations the main part of this layer is of Quaternary age in one part of the profile, but partly of Upper Pannonian, partly of Quaternary age in the other part. We can answer this question immediately with yes, but it is necessary to fix one of the thickness or resistivity parameters based on geological knowledge, because when one of these is fixed the other comes out from the interpretation. This work requires a long and detailed communication between the geologist and geophysicist which was not possible during the field data acquisition due to the project deadlines. Therefore only a possible solution is shown. When the third layer in the southern part of profile 401 is divided into an upper layer of lower resistivity, which is characteristic of the vicinity of the borehole, and a lower one of higher resistivity then the result shown in Figure 13 is obtained. This result is, of course, not the only possible solution, but it can be used to illustrate what kind of solutions allow the equivalency.

#### 4.2. Engineering geophysical sounding

The engineering geophysical sounding is the most suitable of the geophysical methods to resolve the 10–50 m thick loess itself. This method has been intensively used up

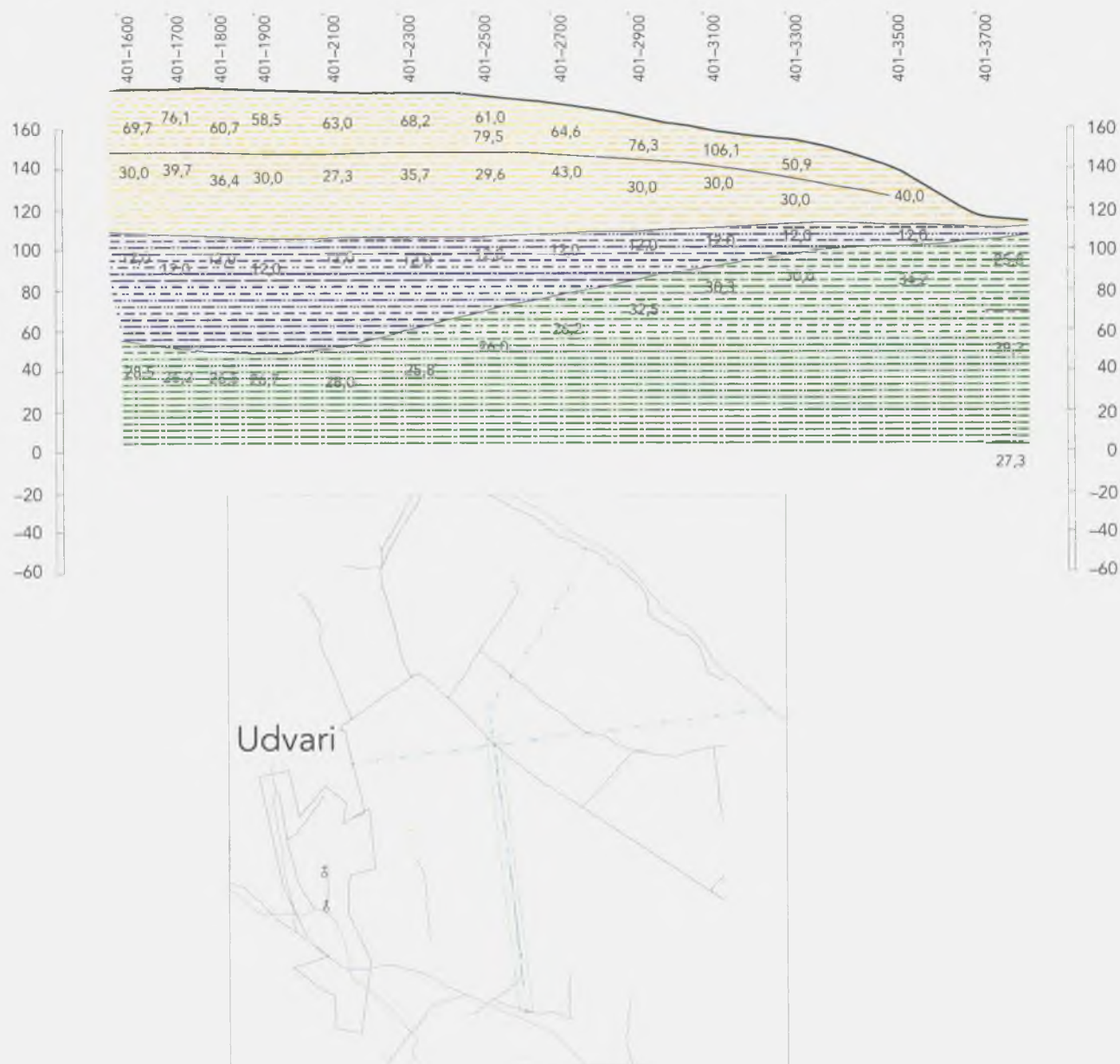


Figure 13. Study of the VES equivalency

A plausible interpretation of the southern part of the N-S oriented profile at Udvari (different resolutions of the third and fourth layers)

### 13. ábra. VESz ekvivalencia-vizsgálat

Az Udvari É-D-i irányú szelvény D-i részének egy lehetséges értelmezése (a harmadik és negyedik réteg más bontása)

to now and is able to determine the soil mechanical parameters specified in construction standards. The method at present, playing a role in the geological survey, is capable of providing parameters which require separate and earlier geotechnical investigations. At present the following soil mechanical parameters can be determined from those measured in engineering geophysical soundings: consistency index angle of friction, water content, water saturation, void space, void ratio, compactness, clay content, dry bulk density. Instead of the method and formulae used to determine the geotechnical parameters, it is schematically

shown in Figure 14 how the soil mechanical parameters can be deduced from the data directly measured by our engineering geophysical sounding equipment.

## 5. Conclusions

In this paper we demonstrate that the surface geoelectrical methods and the so-called engineering geophysical sounding are capable of reducing the survey costs by reducing the costs of drilling within the geological investi-

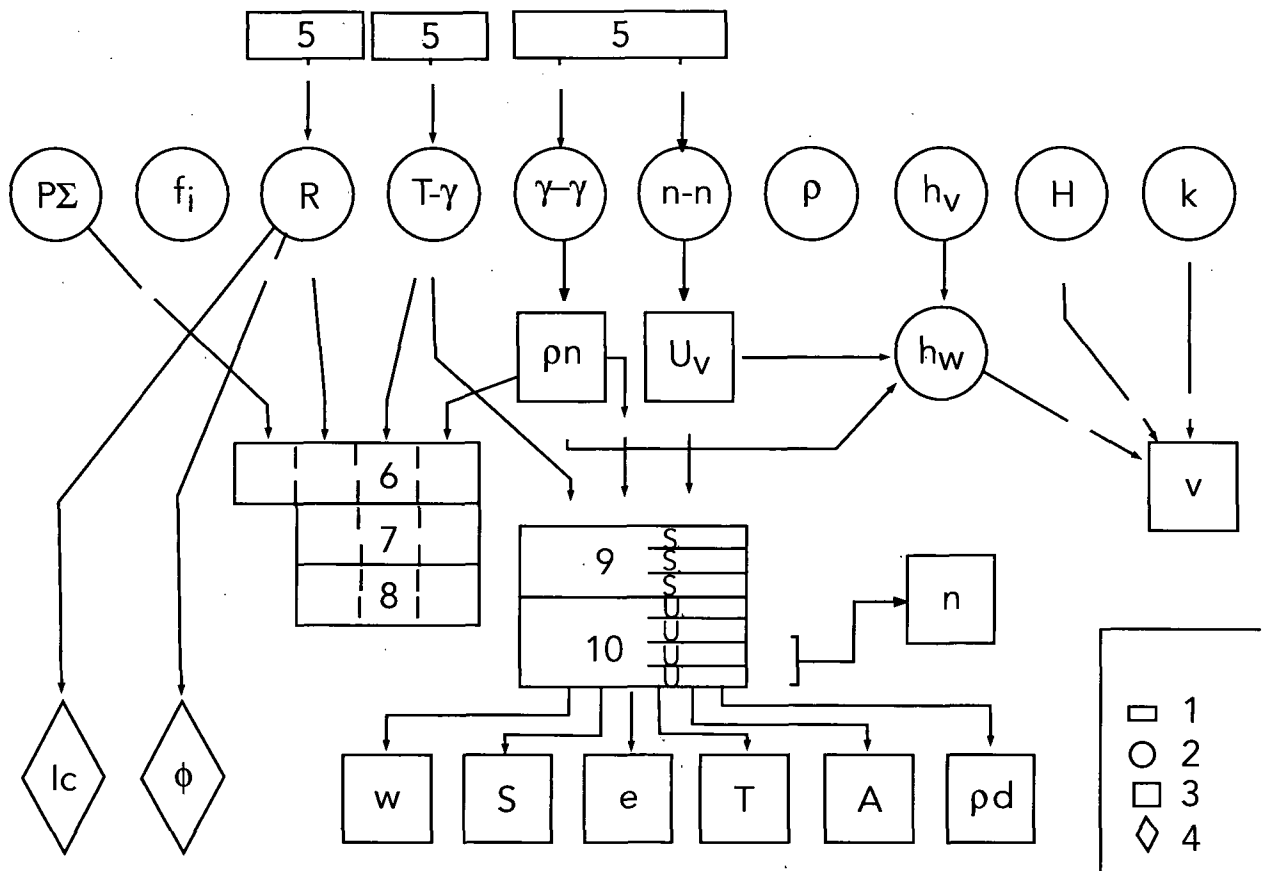


Figure 14. Measured and derived parameters from engineering geophysical soundings

1 – calibrations; 2 – measured data:  $P_{\Sigma}$  – total pressure,  $F_i$  – specific sleeve friction,  $R$  – tip resistance,  $T\gamma$  – natural gamma activity,  $\gamma-\gamma$  – gamma-gamma activity,  $n-n$  – neutron-neutron activity,  $\rho$  – electric resistivity,  $h_v$  – water table,  $H$  – altitude of borehole mouth above the sea level,  $k$  – hydraulic conductivity,  $h_w$  – static water table; 3 – calculated data:  $p_n$  – bulk density,  $U_v$  – water volume,  $n$  – void volume,  $w$  – water content,  $S$  – water saturation,  $e$  – void ratio,  $T$  – compactness,  $A$  – clay content,  $\rho_d$  – dry bulk density,  $v$  – lateral velocity of groundwater flow (in the case of at least three measurement sites); 4 – derived data:  $I_c$  – consistency index,  $\phi$  – angle of friction; 5 – calibrations; 6 – layer boundaries; 7 – later classification; 8 – stratigraphy; 9 – mass percentages ( $S_k$  – quartz,  $S_a$  – clay,  $S_v$  – water); 10 – volume percentages ( $U_k$  – quartz,  $U_a$  – clay,  $U_v$  – water,  $U_l$  – air)

#### 14. ábra. Mérnökgeofizikai szondázások mért és származtatott paramétereit

1 – hitelesítések, 2 – mért adatok:  $P_{\Sigma}$  – összehozott nyomóerő,  $F_i$  – fajlagos köpenysúrlódás,  $R$  – csúcscellenállás,  $T\gamma$  – természetes gamma-aktivitás,  $\gamma-\gamma$  – gamma-gamma aktivitás,  $n-n$  – neutron-neutron aktivitás,  $\rho$  – elektromos fajlagos ellenállás,  $h_v$  – talajvízszint,  $H$  – lyukszáj tengerszint feletti magassága,  $k$  – szivárgási tényező,  $h_w$  – nyugalmi talajvízszint; 3 – számított adatok:  $p_n$  – halmazsűrűség,  $U_v$  – vizezfogat,  $n$  – hézagterfogat,  $w$  – víztartalom,  $S$  – víztelítettség,  $e$  – hézagtérfogat,  $T$  – tömörség,  $A$  – agyagtartalom,  $\rho_d$  – száraz halmazsűrűség,  $v$  – talajvíz horizontális áramlási sebessége (legalább három mérőpont esetén); 4 – származtatott adatok:  $I_c$  – konzisztencia-index,  $\phi$  – súrlódási szög; 5 – hitelesítések; 6 – réteghatárok; 7 – rétegminősítés; 8 – rétegsorok; 9 – tömegszázalékok ( $S_k$  – kvarc,  $S_a$  – agyag,  $S_v$  – víz); 10 – térfogatszázalék ( $U_k$  – kvarc,  $U_a$  – agyag,  $U_v$  – víz,  $U_l$  – levegő)

gation area. The results have a broader application in both the closer and wider vicinity. The most important results of the reconnaissance survey are summarized at the end of section 3 detailing the results in the three areas. Where questions have been left unanswered, we have documented the problems. To study these open questions we have carried out theoretical research before, during and after the reconnaissance survey and reported on them here. On the

basis of this we conclude that the engineering geophysical sounding and VES will yield essential results which are capable of providing not only solution to definite geological problems but also geotechnical data. It should also be noted that a wider application of geophysical methods in the investigation of the areas with outcropping granite is also necessary.



## GEOELEKTROMOS ÉS MÉRNÖKGEOFIZIKAI KUTATÁSOK EREDMÉNYEI DIÓSBERÉNY-UDVARI ÉS ÜVEGHUTA KÖRZETÉBEN

STICKEL JÁNOS<sup>\*</sup>, SÓRÉS LÁSZLÓ<sup>\*\*</sup>, PRÁCSEK ERNŐ<sup>\*\*</sup>, DUDÁS JÓZSEF<sup>\*\*\*</sup>,  
NEMESI LÁSZLÓ<sup>\*\*\*</sup>, MAGYAR BALÁZS<sup>\*</sup>, FEJES IMRE<sup>\*\*</sup>

<sup>\*</sup> Elgoscár Internacionál Magyar-Amerikai Környezetvédelmi és Mérnökgeofizikai Kft.,  
1145 Budapest, Columbus u. 17-23.

<sup>\*\*</sup> Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17-23., <sup>\*\*\*</sup> Nyugdíjas geofizikus

Az Elgoscár Kft. geoelektromos és mérnökgeofizikai szondázásokat végzett Udvari, Diósberény és Szárazd térségének löszdombjain, ahol a felszíntől mintegy 200 m mélységig három (négy) globálisan elkülöníthető összletet mutattak ki. A legfelső 20-60 m a lösz, amelynek vastagsága gyakorlatilag úgy változik, mint a mai felszín tengerszint feletti magassága. Ebben az összletben elsősorban mérnökgeofizikai szondázásokkal és részben VESz-szel közel vízszintes határfelületeket lehet kimutatni. A lösz alatt kis fajlagos ellenállású agyagos, majd valószínűleg felsőpannóniai homokos összlet mutatható ki, 100 m-nél nagyobb mélységben. A kutatásokkal párhuzamosan több elméleti modellszámítás is készült, amelyekkel az értelmezések helyességét és módosíthatóságát vizsgálták.

### 1. Bevezetés

Udvari, Diósberény és Szárazd térségében geoelektromos és mérnökgeofizikai méréseket végzett az Elgoscár Internacionál Magyar-Amerikai Környezetvédelmi és Mérnökgeofizikai Kft. litológiai és vízföldtani információ kiterjesztésére a kutatófúrásokon átmenő szelvényekben. A mérnökgeofizikai szondázásokban (MGSz) szivárgási tényezőket is meghatároztunk, és laboratóriumi elemzések céljára vízmintákat is vettünk. A kutatásokat öt helyen végeztük: Németkér, Diósberény és Kalaznó között, Szárazdon, Udvari és Üveghuta térségében (1. ábra), de a teljes komplex kutatási módszeregyüttest csak Szárazdon és Udvariban állt módunkban bevetni. Üveghután a más jellemző földtani viszonyok miatt csak mérnökgeofizikai mérésekre volt szükség.

A területeknek a geoelektromos kutatások szempontjából legalapvetőbb tulajdonságait a nevezett községek vízfúrásainak, az azokban végzett karotázsméréseknek figyelembevételével és a tágabb környéken végzett korábbi méréseinkből próbáltuk megítélni. Az így konstruált „földtani-geoelektromos modell” leglényegesebb tulajdonsága, hogy a felszínt borító löszképződményektől lefelé, mintegy 100 m-es mélységig a fajlagos ellenállás fokozatosan csökken, majd a felsőpannóniai homokosabb összleteinek elérésekor némi ellenállás-növekedés tapasztalható. Az ilyen modellek kutatása nem könnyű. A réteghatárok nem élesek, a rétegek várható vastagságát is figyelembe véve ún. ekvivalens szondázási görbékre számíthatunk. Ez azt jelenti, hogy elektromos szondázásaink kiértékelésekor (bizonyos határok között) a rétegek vastagsága és fajlagos ellenállása nem határozható meg egyértelműen, hanem több megoldás is lehetséges. Ezen a kedvezőtlen szituáción azzal lehet javítani, hogy több módszert együttesen alkalmazunk. Tapasztalataink szerint ilyen esetekben hasznos az egyenáramú (vertikális elektromos szondázás: VESz) és a váltóáramú (pl. tranziens) módszereknek, a különböző szemcseméretű összletek polarizálhatóságának és a mérnökgeofizikai szondázásoknak együttes alkalmazása. E módszer-együttes mellett is hasznos elméleti modellszámításokkal

kontrollálni a feldolgozás, az értelmezés eredményeit. E komplex kiértékelés érdekében dolgoztak a feladat teljesítésén az Elgoscár és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) munkatársai, valamint nyugdíjas kollégák.

A következőkben egy kissé bővebben elemezzük az egyes geofizikai módszerek lehetőségeit, egymást kiegészítő tulajdonságait, majd röviden ismertetjük az egyes területeken elért kutatási eredményeket. Különböző modellszámításokkal igyekszünk bizonyítani értelmezésünk helyességét, rávilágítva azokra a lehetőségekre is, amelyek újabb kiegészítő geológiai ismeretek kapcsán módosíthatók. Végül javaslatot teszünk további kutatásokra.

### 2. Az alkalmazott módszerek kiválasztásának szempontjai

A kutatás során a geoelektromos, illetve mérnökgeofizikai módszerek közül négyféle méréstípust használtunk. E mérések eredményeinek együttes kiértékelésével az egyes képződmények fizikai paramétereit komplexen tudtuk értelmezni.

#### 2.1. Vertikális elektromos szondázás (VESz)

A VESz-mérés a geofizika egyik legrégebben alkalmazott, jól bevált módszere. A mérés során két tápelektroda (AB) segítségével egyenáramot vezetünk a földbe, és a tápelektrodák tengelyében középen két mérőelektrodával (MN) a föld felszínén mérjük a potenciálkülönbséget, amely arányos az áram által átvárt közeg fajlagos ellenállásával. A behatolási mélység változtatása a tápelektrodák távolságának változtatásával történik. Ilyen módon a kutatási mélység elvileg szinte tetszőlegesen növelhető. A kutatási mélység növelésével azonban a felbontás rohamosan romlik. Tudnunk kell még, hogy amikor az áram újabb és újabb réteghatárokhoz ér, mindig „megtörik”, ezért a kutatás valódi mélysége többréteges felépítésű területen mindig kisebb, mint homogén feltér felett. A réteg valódi vastagságának, mélységének és a vertikális szondázásból

meghatározott „elméleti” vastagságnak, mélységnek a hányadosa az anizotrópia-tényező, amely magából a VESz mérésből sohasem határozható meg. A szondázásokat ismert vastagságú és ismert fajlagos ellenállású rétegsor felszínére számított elméleti görbékkel hasonlítjuk össze, és ebből következtetünk a mérési pontra vonatkozó rétegsorra. Mindez ma már automatikus számítógépes inverziókkal történik. Ezeknek több fajtája terjedt el. Az egyik válfajuk a direkt inverzió, amely igen sok rétegre tudja bontani a rétegsort, és szinte folyamatosan érzékelteti a fajlagos ellenállás mélység szerinti változását. Ilyen eljárás az általunk is alkalmazott ZOHDY-féle algoritmus. A kiértékelési eljárások másik válfaja viszonylag kevés rétegre igyekszik felbontani a rétegsort. Ilyen az általunk is alkalmazott MARQUARDT-féle algoritmus. A rétegek valódi vastagságát az anizotrópia miatt más adatokból kell megszerelnünk. Ez a módszer egyik nagy hátránya.

### 2.2. Gerjesztett polarizációs mérés (GP)

Ezt a módszert eredetileg a szulfidos ércek kutatására fejlesztették ki, és csak később alkalmazták üledékes medencékben, vizkutatási problémáknál. A fizikai jelenség, amelyen a mérés alapul, az elektróda vagy az agyagásványok membrán-polarizációja. A jelenség az akkumulátorok működéséhez hasonlítható. Amikor egyenáramot vezetünk a talajba, akkor a szulfidos ércek vagy az agyagásványok a felületükön megkötik a töltéseket. Az áram kikapcsolása után a megkötött töltések viszonylag lassú visszaáramlása kezdődik meg (kiszűl az akkumulátor), és ezért a mérő elektródákon még a tápelektrodák kikapcsolása után néhány tized másodperc múlva is tudunk potenciál-különbséget mérni. A tapasztalatok azt mutatják, hogy a töltéseket legjobban a kőzetliszt szemcseméretű részecskék tudják megkötöni. Ilyen szemcseméret pl. a homok- és agyagrétegek határán fordul elő. A 2. ábrán a szemcseméret-változás függvényében láthatjuk két fizikai paraméternek, a fajlagos ellenállásnak és a polarizálhatóságnak a változását. Míg a szemcseméret növekedésével a fajlagos ellenállás egyenletesen nő, a polarizálhatóságnak a közepes szemcseméretnél van maximuma. Ennek alapján könnyen belátható, hogy a két paraméter együttes mérése többletinformációt nyújt. Egyrészt olyan diagramok szerkeszthetők, amelyek a fizikai paraméterek és az átlagos szemcseméret közötti összefüggéseket szemléltetik. Ezek litológiai, hidrogeológiai információt hordoznak. Másrészt érzékelhető, hogy a felszínen mért polarizálhatóság és a rétegzettség között (homokagyag rétegek váltakozásánál) határozott összefüggés van. Azaz akkor is érzékelhetjük, hogy sok vékony rétegünk van, ha a VESz-görbékből ilyen felbontás nem várható el. (Ugyanolyan vastag összletnek – elektromos rétegnek – kisebb a polarizálhatósága, ha viszonylag vastagabb rétegekből áll, és nagyobb a polarizálhatósága, ha vékonyréteges az összlet.)

A GP-módszert tehát érdemes a VESz-módszerrel együtt alkalmazni. Ezt az ELGI fejlesztésű Diapir-műszerrel nem is nehéz megtenni, hisz ez éppen arra alkalmas, hogy ugyanazon elektróda-elrendezés mellett, amellyel a fajlagos ellenállást határozza meg, képes egy-két kapcsoló-váltással a polarizálhatóságot is megmérni.

### 2.3. Tranziens elektromágneses szondázás (TEM)

Bár az első kísérleti tranziens elektromágneses méréseket már a 60-as évek végén Magyarországon is elvégezték,

technikai okokból (főleg a 10–100 m-es mélységek tartományában) csak az utóbbi tíz évben terjedt el a módszer, amelynek alkalmazásához az Elgoscár a kanadai GEONICS cég EM-37 típusú műszerét és annak PROTEM nevű továbbfejlesztett változatát használja. Az eljárás lényege, hogy egy adóhurokba áramot vezetnek, amelynek hatására az áram kikapcsolásakor a talajban örvényáramok keletkeznek. A kikapcsolás elektromágneses impulzusának magas frekvenciás komponensei kis mélységben, alacsonyfrekvenciás komponensei nagy mélységben csillapodnak, de a csillapodások mértéke a geológiai „rétegek” fajlagos ellenállásától is függ. Gyakorlatilag ebből az egyenáramú, geometriai szondázásokhoz hasonló szondázási görbét állíthatunk elő, amelyeket hasonlóképp értékelhetünk ki. Az egyenáramú mérésekhez képest előny, hogy sokkal kisebb területen valósítható meg hasonló behatolású mérés, mint a geometriai szondázásnál (a mérés pontszerűbb). Mivel az elektromágneses tér vertikális komponensét mérjük, a rétegvastagságokat és a rétegek fajlagos ellenállását nem terheli a VESz-nél fellépő anizotrópia. A 3. ábrán VESz- és tranziensgörbéket mutatunk be, és a belőlük leolvasható anizotrópia-értéket, amely a rétegzettség jellemzője.

A tranziens módszer hátránya viszont, hogy a kutatási mélységintervallum erősen műszerfüggő. Sem tetszőlegesen kicsiny, sem tetszőlegesen nagy mélységek nem kutathatók egyazon műszerrel.

Érdekes még megemlíteni, hogy az egymás alatt elhelyezkedő, különböző kis- és nagyellenállású rétegek közül a tranziens módszer inkább a kisellenállású rétegekre, a VESz inkább a nagyellenállásúakra érzékeny, azaz az egyikkel az egyik típusú, a másikkal a másik típusú réteg mutatható ki nagyobb biztonsággal.

Itt is érezhető tehát, hogy az egyenáramú és a váltóáramú (pl. tranziens) módszer együttes alkalmazása biztonságosabb, mintha ezek közül csak valamelyiket alkalmaznánk.

### 2.4. Mérnökgeofizikai szondázás (MGSz)

A mérnökgeofizikai szondázás a hagyományos talajmechanikai, ún. statikus szondázás és a fűrőlyukban végzett geofizikai mérések kombinációjával jött létre. Az ELGI fejlesztésű, az Elgoscár által továbbfejlesztett eszköz 4 cm átmérőjű szondát sajtolt a talajba, s eközben több talajmechanikai paramétert mér, pl. a lenyomáshoz szükséges összteret, a szondacúscson fellépő csúcscellenállást, amely a törőszilárdsággal arányos mennyiség. A lenyomott cső belsejében ezután megméri a természetes gamma-aktivitást, amely első közelítésben az agyagtartalommal arányos. Emellett egy sugárforrás segítségével folyamatosan megmérhetjük a csőben a gamma-gamma-aktivitást, amely etalonokon történt hitelesítések alapján a térfogatsúlyra jellemző. Neutronforrás alkalmazásával pedig a hidrogénion-koncentrációról kapunk felvilágosítást. A felszínhez közel ez elsősorban a vizeztartalomról tájékoztat.

A szondázással az első kemény kőzetrétegig lehet lejutni. Laza üledékes összletben ez általában néhányszor tíz métert jelent. A mért négy-öt paraméter alapján a harántolt összlet rétegekre bontható, az egyes rétegek pedig tulajdonságaik alapján minősíthetők. Ez azt jelenti, hogy a számítógép-vezérelt eszköz öt mért paraméteréből akár 10 cm vastagságú, eltérő fizikai paraméterű rétegek is kimutathatók (4. ábra). Ezt az értelmező programot kellő helyi összehasonlító adat ismeretében a helyi nevezéktanhoz



lehet igazítani (az ábrán a Kisalföldön használt nevezéktan szerepel). A mérnökgeofizikai szondázó berendezés alkalmas folyadékszintek mérésére, valamint folyadék és talajminták begyűjtésére is (ez utóbbit kívánt mélységből).

### 3. A geoelektromos és mérnökgeofizikai kutatások eredményei

Az alkalmazott mérési módszerek együttes kiértékelésével a földtani felépítés pontosítható, a képződmények fizikai paraméterei meghatározhatók. Az elért eredményeket területenként ismertetjük.

#### 3.1. Udvari térsége

Udvari község K-i határában két, egymásra közel merőleges szelvény mentén 39 ponton VESz (GP) és tranziens módszerrel mértünk, valamint a két szelvénynek összesen 8 pontján mérnökgeofizikai szondázást végeztünk. A két szelvény kereszteződésében mélyült az Udvari-2A fúrás, amelynek rétegsorával és elektromos karotázsszelvényével is összehasonlíthatjuk felszíni mérési eredményeinket. Az 5. ábra jobb oldalán látható a felszíntől 200 m mélységig az a rétegsor, amely a rétegsornak a felszíni mérésekre jellemző felbontását adja az elektromos fajlagos ellenállás értékek alapján. Az ábra bal oldalán a kék színű „cickakkos” vonal a fúrólukban végzett elektromos karotázsszelvény, amely sok vékony (kisebb és nagyobb ellenállású) réteget tud megkülönböztetni. Ha ezt a görbét megkísérelnénk hosszabb egyenes szakaszokkal kiegyenlíteni, akkor azt tapasztalnánk, hogy lényegében azokat az összleteket különböztetnénk el, mint amelyeket a VESz, a tranziens és a GP szondázási görbék kiértékelésével kaphatunk. Az ábrából egyértelmű, hogy lényegében négy geoelektromos rétegünk van. Ezek közül a felső kettő a lösz, amelyet a talajvízszint bont két (egy felső, száraz, nagyobb ellenállású és egy alsó, nedves, kisebb ellenállású) összletre. A lösz alatt a rétegsor legkisebb ellenállású összlete, egy 10  $\Omega$ m-es fajlagos ellenállással jellemezhető agyagos összlet található. Végül a negyedik réteg fajlagos ellenállása nagyobb a felette lévőnél. Ezt egy felsőpannóniai homokos összletként lehet értelmezni, amelyből a község vízműkútjai az ivóvizet termelik.

Ha a részleteket vizsgáljuk, akkor észre kell vennünk, hogy már a löszön belüli első réteghatár megvonásában és a fajlagos ellenállás számszerű értékében sem teljesen azonos az egyes módszerek eredménye. Ez természetesen földtani okokra vezethető vissza. Egyrészt arra, hogy a réteghatár nem éles, hanem több méteres átmeneti szakaszt tapasztalunk. Ha még az itt be nem mutatott szeizmikus eredményeket és GP karotázsméréseket is figyelembe vesszük, akkor érzékelhetjük, a mérnökgeofizikai szondázás lenyomott fúrószárában pedig konkrétan megmérhetjük, hogy ebben a finomszemcsés löszben a talajvízszint ott van, ahol a fajlagos ellenállás stabilan lecsökken a 20–30  $\Omega$ m közötti értékre. De felette a kapillárisokban a víz több méterrel feljebb is előfordul, ami ellenállás-csökkenéshez, a polarizálhatóság változásához vezet. Jellemző, hogy ha a VESz-görbét úgy akarjuk kiértékelni a MARQUARDT-algoritmussal, hogy az összletet 4 helyett 6 rétegre bontsa, akkor az, ezt az átmeneti (szaturációs) zónát két elektromos rétegre bontja.

Érdekes megfigyelni, hogy a harmadik réteg tűnik a leghomogénebbnek, a legagyagosabbnak. Alsó határa azonban megint nem egyértelmű, a különböző módszerek

10–15 m mélységdifferenciával adják meg a határt, mert az átmenet a több homokcsíkot tartalmazó felsőpannóniai összlet felé sem ugrásszerű, hanem folyamatos.

Úgy érezzük, az 5. ábra jól érzékelteti, hogy mire alkalmasak a geoelektromos módszerek a felső 200 m-es összlet kutatásában.

A fúrástól távolodva, a Ny-K irányú szelvényben mutatjuk be kutatási eredményeinket. A 6. ábrán, a mintegy 3 km hosszúságú geofizikai szelvényben végzett VESz- és tranziensmérések direkt, ZOHDY-féle inverziója vertikális metszetet ad a fajlagos ellenállás mélységi változásáról. A VESz a felszíntől jelzi a lösz inhomogenitásait és azt, hogy ez a rétegsor legnagyobb fajlagos ellenállású összlete. Azután lefelé haladva a kék színek jelzik a 80–100 m vastag és viszonylag homogén agyagos összletet, amelyben a fúrástól mintegy 800 m-re keletre az egész összlet fajlagos ellenállásának megnövekedését láthatjuk, és a szelvény keleti vége felé mintha több rétegre bomlana ez az összlet. Ezt a megállapítást főleg a VESz alapján mondhatjuk. Ez összhangban van azzal, amit a módszerek leírásánál már említettünk, hogy a VESz a nagyellenállású betelepülésekre érzékenyebb. Végül mindkét módszer érzékeli, hogy a szelvények legalsó (legmélyebb) részén az ellenállás növekszik.

A 7. ábrán a VESz- és tranziensmérések (négyréteges) rétegmódellel feldolgozását (MARQUARDT-algoritmussal) és az 5. ábrának megfelelő földtani értelmezést láthatjuk. Ehhez még az alábbiakat lehet hozzátenni. A löszsel azonosítható első két réteg közül a felső vastagsága a felszíni topográfia függvényében erősen változik, de a második réteg alja közel vízszintes, és a 100 m körüli tengerszint feletti magasság körül található. Ezt másképpen úgy is mondhatjuk, hogy valószínűleg az egykor vízszintes településű és egyenes vastagságú löszfelszín mai formáját az erózió alakította ki. Amint már korábban is szó volt róla, a lösz a talajvízszint bontotta két rétegre, de mivel a finomszemcsés löszsel összefüggésben a kapillárisokban a vízemelkedés jelentős, a mérések kiértékelésénél a mérnökgeofizikai szondázásokkal meghatározott talajvízszintet fogadtuk el, és a görbekiértékelés mechanizmusába ezt kényszerfeltételként beültettük.

Felülről a harmadik réteg is közel szintes településű és 40–60 m öszvastagságú. Noha e négyréteges feldolgozásnál ez homogénnek tűnik, azért szólnunk kell arról, hogy ez valójában csak az első közelítésre érvényes. A legfeltűnőbb, hogy a fúrástól mintegy 800 m-re K-re lévő közép-ponttal egy 600–800 m széles sávban ennek az összletnek a fajlagos ellenállása környezetéhez képest észrevehetően (30–60%-kal) megnő, amint ezt az előző ábrán is érzékelhetjük. Mi arra gondolunk, hogy itt egy ősi folyónak a környezetéhez képest nagyobb szemcseméretű teraszát, hordalékkúpját harántoltuk. Ez a jelenség az itt nem közölt, merőleges szelvénynek egy szakaszán is tapasztalható, amelynek alapján ez az elképzelt egykori folyó ÉNy-DK irányú lehetett. Ez a feltételezett egykori folyómeder egyébként éppen egy, a mai felszínen látható völgy alatt húzódik, ezért fölmerült a kétely, hogy ezt a hatást nem a felszíni morfológia szondázási görbét torzító következményeként detektáltuk-e. Ezt a kérdést kétdimenziós modellszámítással is megvizsgáltuk, az eredményekre még visszatérünk. Annyit azonban most is állítunk, hogy ilyen jellegű görbetorzulást, amely a felszíntől 40–100 m mélységintervallumban elhelyezkedő réteg fajlagos ellenállását ilyen mértékben megváltoztatná, nem tartunk valószínűnek, mert keskenyebb, mélyebb és hasonló völgyek esetén máshol nem tapasztaltuk ezt a jelenséget.

Szólnunk kell még a löszdombok mérnökgeofizikai szondázással történt vizsgálatáról. Ez a módszer ugyanis sokkal részletesebb felbontásra képes, mint a felszíni geoelektromos módszerek.

Bemutatott szelvényünkben (8. ábra), sajnos, mindössze csak négy pontban történt ilyen vizsgálat, de ez is jelzi, hogy a mérnökgeofizikai szondázásokkal a lösz további rétegekre lehet felbontani (20–40 m mélységig). A topográfiát lesimítva követő vízszinten és a kapilláris zóna felső határán túl ettől várhatjuk elsősorban, hogy főleg a csúcscellenállás (rétegcellenállás) és a természetes gamma-aktivitás segítségével kijelölhetők a homokrétegek és a keményebb padok, amelyek közel vízszintes településűek. Ez a megállapítás ebből az egy példából talán nem egyértelmű, de teljesen hasonló tapasztalatot szereztünk minden itt említett területen. A 8. ábráról az is látszik, hogy a szelvény Ny-i felén kijelölt 160 m-es tengerszint feletti magasságban érzékelt szint a szelvény K-i felén nem látható. Meggyőződésünk szerint azért nem, mert onnan ez a szint lepusztult.

### 3.2. A Diósberény és Szárazd közötti terület

A Diósberény és Szárazd közötti területen négy szelvényt mértünk. Ezek közül a közel É–D irányú, dombháton végigfutót mutatjuk be, amelyen a Diósberény-1A fúrást is mélyítették (9. ábra). Itt egyetlen ábrán láthatjuk mindazt, amit Udvarinál három ábrán, de a kép alapvetően hasonló. Ezt leginkább az ábra alján látható négyréteges modell bizonyítja. Itt is igaz például, hogy a lösz vastagsága (É-ről D felé) úgy csökken, mint a tengerszint feletti magasság. Azután Udvarihoz hasonlóan itt is létezik a másik két elektromos réteg is, csak talán kissé nagyobb átlagos fajlagos ellenállás és nagyobb vastagságbeli változatosság jellemzi ezeket az összetetteket. A kiemelhető különbségek közül megemlíthetjük a löszös összeteten belüli, nagyjából szintes településű, homoknak értelmezhető, nagyobb ellenállású betelepüléseket. A felülről harmadik, agyagos összetet is vékonyabb, és főleg a nagyellenállású betelepülésekre érzékenyebb VESz a nagyobb (felszíntől számítva 100 m körüli) mélységekből több helyen is homokos összetetekre enged következtetni.

### 3.3. Üveghuta környéke

Az üveghutai területen csak néhány mérnökgeofizikai szondázást végeztünk. Ezek a szondázások 20–30 m-es mélységben áthatolhatatlan keménységű kőzetben akadtak meg, amely minden bizonnyal a lösz alatti gránitmurva.

A harántolt löszön belül több szint is kimutatható, elsősorban a rétegceménység és a természetes gamma-aktivitás alapján. A 10. ábrán az üveghutai MGSz szelvény látható. Ha ezt tüzetesebben megvizsgáljuk, talán ellentmondásba kerülünk azzal a korábbi állításunkkal, hogy eddigi tapasztalatunk szerint a löszökben kimutatható és bizonyos fizikai paraméterekkel jellemezhető, követhető szintek egyben közel vízszintesek is. E szelvényben ez a szabályszerűség nem látható. Az ellentmondás azonban lehet látszólagos is, hiszen a mintegy 3,5 km hosszúságú szelvényen mindössze 4 szondázásunk volt. 20–30 m vastag képződményeket ilyen állomássűrűség mellett talán nem is lenne szabad összekötni. Könnyen elképzelhető, hogy ha a kutatási mélységgel pontsűrűségünk is összemérhető lenne, teljesen másképp kellene összekötni a szinteket. Ebből az ábrából ezért elsősorban azt a következtetést szeretnénk levonni, hogy az

MGSz-kutatásokkal a lösz vastagsága meghatározható, és bizonyos belső bontásra is lehetőség nyílik.

### 3.4. Általános következtetések

Kutatásainkból néhány általánosítható következtetést vonhatunk le. Ezek az alábbiak:

1. A mély üledékes medenceterületek felső 200 m-es összelete négy geoelektromos rétegre bontható. A felső két réteg a lösz, amelyet a talajvízszint bont egy felső száraz, nagyobb fajlagos ellenállású és egy alsó, elárasztott, kisebb ellenállású rétegre.
2. A lösz a mérnökgeofizikai szondázásokkal és helyenként a VESz-mérésekkel is bontani lehet, de ehhez a mérnökgeofizikai kutatások pontsűrűségének és a kutató mélységnek összhangba kell kerülni.
3. Valószínű, hogy a löszben kimutatható különböző fizikai paraméterrel jellemezhető szintek nagyjából szintes településűek, mint maga a lösz is, amelynek felszínét az erózió alakíthatta a mai formájúra.
4. Az eddigi vizsgálatokból általánosságban megfigyelhető, hogy a dombhátak viszonylag homogének, míg a dombhátak csapására merőleges irányokban jelentősebb inhomogenitások is előfordulhatnak.
5. A négyréteges geoelektromos modellek 100 m-nél mélyebb tartományú részeiben, főleg a VESz mérésekből inhomogenitásokra, homokosabb összetetek megjelenésére következtethetünk. Ezeknek önálló rétegeként való kiértékelése elvileg lehetséges, de ekvivalencia problémák miatt méréseinktől független kiegészítő adatok nélkül ez földtani szempontból is elfogadható megoldáshoz nem vezet.
6. A vastag üledékekkel fedett területeken, több-kevesebb részletességgel négy helyen végeztünk kutatásokat. Udvari környékén a löszhát ugyan nem túl nagy kiterjedésű, de nem észleltünk benne homokcsúkokat, amelyeken át az esetlegesen megsérült tározókból radioaktív szennyezés juthat a felszíni vízfolyásokba.
7. Jóllehet méréseinknek az itt is bemutatott és a részjelentésekben is közölt értelmezését szakmailag korrektnek ítéljük, indokoltnak éreztünk néhány olyan kiegészítő vizsgálatot, elsősorban elméleti és modellszámításokat elvégezni, amely egyes esetekben azt bizonyítja, hogy egy-egy jelenséget helyesen értelmeztünk. Más esetekben megmutatjuk, hogy mit lehet a mérések megengedte határok között másképp értelmezni és ezáltal a földtani megfigyelésekkel jobb összhangot találni a részletekben is. A következőkben ez utóbbi vizsgálatokról számolunk be.

## 4. Modellszámítások és fejlesztési eredmények

A kutatás során alkalmazott módszerek eredményeinek feldolgozása és kiértékelése néhány más területen is alkalmazható eredményt is hozott. Ezeket az alábbiakban ismertetjük.

### 4.1. VESz-modellek

A vertikális elektromos szondázási eredmények elemzése során bizonyos problémák megoldására külön figyelmet kellett szentelnünk. A különböző modellezések eredményeit a mérések kiértékelése során felhasználtuk.

#### 4.1.1. Homokcsík kimutathatósági kritériuma a löszben

Feladatunk volt annak tisztázása, nyílik-e lehetőség arra, hogy a dombtetőn beszívargó víz ne a mélyben lévő rétegvizekbe, hanem a több területen is megismert, közel vízszintes településű, vízvezető homokrétegeken át a völgyek felszíni vízfolyásaiba jusson. A homokrétegek kimutatására a felszíni geofizikai módszerek közül a VESz-nek viszonylag jó esélyei vannak. Ezért modellszámítást végeztünk annak illusztrálására, hogy az adott rétegvastagság és fajlagos ellenállás-viszonyok között milyen mélységben, milyen vastag homokréteget képes érzékelni a módszer. A 11. ábrán egy ilyen modellt láthatunk. Az ábra bal oldala egy völgyet szimulál, ahol a 20  $\Omega$ m-es (agyagos vagy vízzel elárasztott löszös) öszlet a felszínen van. Ha a völgy aljáról elindulunk (jobbra) a dombtető felé, először a 100  $\Omega$ m-esnek választott homokrétegre érünk, amely vízszintesen települ és 20 m vastag. Tovább haladva a dombtető felé elérjük a homokréteget fedő (száraz) lösz, amelynek fajlagos ellenállását 50  $\Omega$ m-nek választottuk, és amelynek vastagsága arányos a tengerszint feletti magassággal. A lösz vastagsága tehát változó. Az alatta lévő homokréteg vastagsága állandó, és fajlagos ellenállása kétszerese a löszének. Az eredmények érzékeltetésére az ábra tetején ábrázoltuk a völgyben, a völgy oldalában és a völgy tetején számított VESz görbéket és egyszerűsített kiértékelésüket. Amikor mérési pontunk a homok felszínén van, természetes, hogy a görbe jelzi a homokot. A domboldalban, ahol még kis mélységben van, szintén jól érzékelhető, biztosan kimutatható. Azonban a dombtetőn mért görbében a homokréteg hatása ugyan még érzékelhető, de már elég gyengén.

A levonható végkövetkeztetés az, hogy ilyen fajlagos ellenállás-arányok mellett a homokréteg akkor mutatható ki, ha települési mélységének és vastagságának aránya 3,5-nél kisebb. Tehát konkrétan: 1:2-es ellenállásarány mellett egy 20 m vastag homokréteg akkor mutatható ki, ha 70 m-nél nincs mélyebben. Kedvezőbb lenne a homokréteg kimutathatósága, ha a lösz fajlagos ellenállását kisebbnek választanánk, azaz az indoklással, hogy a talajvízszint alatti lösz fajlagos ellenállása – méréseink szerint – kisebb volt a modellben választott értéknél. Ez azonban nem sokat változtat a helyzeten. Az eredmény tehát nem túl kedvező, hiszen sokkal kisebb vastagságú homokrétegek is valószínűek, ami azt jelenti, hogy egy 2 m vastag homokréteg 8 m mélyen VESz-szel már nem mutatható ki. Ezen a reális problémán azonban segít a mérnökgeofizikai szondázás, amely 10 cm-es vastagságú rétegek kimutatására is alkalmas.

#### 4.1.2. A felszíni domborzat hatása a VESz-görbére

Mint a legtöbb geofizikai módszernél, a VESz-görbék esetében és az általunk alkalmazott kiértékelési eljárások elméleti megoldásainál is horizontális homogenitást tételezünk fel, azaz feltételezzük, hogy az általunk meghatározott elektromos rétegek kiterjedése a mérések dimenzióihoz képest végtelen. Tehát a mérési pont környezetében sem vastagságuk, sem fajlagos ellenállásuk nem változik. Nyilvánvaló, hogy esetünkben ez már a felszín domborzati viszonyai miatt sem teljesül. A kérdés csupán az, hogy ez mennyiben befolyásolja értelmezésünket, milyen mértékben torzítja azt a négyréteges geoelektromos modellt, amelyet meghatároztunk a tervezett hulladéklerakók térségében. A minden szempontra kiterjedő részletes vizsgálat külön tanulmányt eredményezhetne, ezért itt most csak egy

olyan esettel foglalkozunk, amely az eredmények felhasználásában problémát okozott.

Udvari térségében mindkét szelvényünknek egy szakaszán azt tapasztaltuk, hogy a felülről számított harmadik (agyagos) öszlet fajlagos ellenállása megnő. Ezt úgy értelmeztük, hogy talán egy eltemetett ősi folyó húzódik itt, amelynek egykori medrében (teraszain, hordalékkúpján) a környezeténél durvább szemcseméretű (homokos) üledékek keletkeztek. Érdekesnek tűnt, hogy ez az általunk feltételezett ősi folyó éppen egy mai völgy alatt húzódik. Felvetődött tehát a kérdés: nem lehet-e ez az egész jelenség a felszíni domborzat okozta görbétorzulás eredménye?

A vizsgálathoz PRÁCSEK ERNŐ létrehozott egy, a „végelem”-módszeren alapuló kétdimenziós VESz-modellszámítási eljárást. Ezt követően felvettünk két 150×60 pontos rácshálóban két modellt. Mindkettőben a már többször említett négyréteges geoelektromos modellen végeztük a számításokat, amely a rétegek vastagságára és fajlagos ellenállására az Udvari mellett mért szelvényeink konkrét adatait használja fel. A 12. ábra felső részén a legfelső rétegből (az Udvaritól K-re eső völgy szélességének és mélységének megfelelően) „kiharaptunk” egy darabot, míg az ábra alsó felén ezt a völgyet egyenletes vastagságú löszszel kitöltöttnek képeltük el. Az előbbi tehát a domborzattól torzított felszín, az utóbbi a vízszintesen homogén rétegmodellnek felel meg. A modell segítségével kiszámoltunk egy olyan szondázási görbét, amelynek középpontja a völgy alján van, de a szondázás során a tápelektrodák a völgy oldalának mind magasabb helyzetébe kerülnek, végül elérik a szomszédos dombtetőket (a valóságban ugyanis a mérés így történt).

Ugyancsak kiszámoltuk a vízszintesen rétegzett modell feletti látszólagos ellenállás-görbét is, és mindkettőt kiértékeljük a konkrét mérések feldolgozásánál is alkalmazott MARQUARDT-inverziónal. A két feldolgozás természetesen nem adott azonos eredményt, de megállapíthatjuk, hogy egyrészt a felszínhez közelebbi két réteg ellenállás- és vastagságparaméterei lettek pontatlanabbak, és a harmadik-negyedik réteg ellenállását és mélységét már alig zavarja a felszíni domborzat. A vizsgálódás alapvető szempontja azonban annak eldöntése, hogy növekedhet-e a völgyhatástól a harmadik réteg fajlagos ellenállása. Ezzel kapcsolatban le kell szögeznünk, hogy az a jelentéktelen különbség, amely a kritikus harmadik rétegnél fellép, éppen ellentétes hatású, mint amely kérdésessé tehetné az eltemetett ősi folyóvölgy létezését. Tehát a felszínen lévő völgy hatása az adott esetben inkább csökkentette, mint növelte a harmadik réteg ellenállását.

#### 4.1.3. Ekvivalencia-problémák

Az ekvivalencia minden geoelektromos szondázásnak gyakori gondja. Lényege az, hogy ha a geoelektromos rétegek vastagsága nem elég nagy, akkor ugyanaz a szondázási görbe többféleképpen is értelmezhető. A gyakorlatban ez a jelenség elég sűrűn fordul elő. Általában az is igaz, hogy az ekvivalencia-probléma annál inkább előtérbe lép, minél nagyobb rétegszámú közelítéssel akarjuk a méréseket feldolgozni. A geoelektromos értelmező ezért szeretné minél egyszerűbb modellel közelíteni mérését, hogy amit állít, az globálisan igaz legyen, az értelmező pedig szeretne mind finomabb részleteket kifacsarni a mérésekből. Esetünkben Udvarinál is ez történt. A 6. és 7. ábrán megfigyelhetjük, hogy az egységes geoelektromos réteggént értelmezett, felülről harmadik réteg átlagos fajlagos ellenállása a szel-

vény Ny-i felén mintegy 30%-kal kisebb, mint a K-i felén. A kérdés az volt, hogy nem lehetne-e a K-i résznek e harmadik rétegét két rétegre bontani, mert a földtani megfigyelések szerint a szelvény egyik felén ez zömmel kvarter korú, a másik felén viszont részben felsőpannóniai korú, részben kvarter korú üledékekből áll. E kérdésre lényegében azonnal igennel válaszolhatunk, csak itt az szükséges, hogy valamilyen vastagság- vagy ellenállás-paramétert a földtani ismeretek alapján megkössünk, mert ha az egyiket megkötjük, a másik már a kiértékelésből következik. Itt csak egy lehetőséget mutatunk arra, hogy ha az Udvarinál mért 401. szelvény D-i felén a harmadik réteget egy felső kisebb, de ugyanolyan fajlagos ellenállású rétegre akarjuk bontani, mint amilyen a fűrés közvetlen környezetét jellemzi, és egy másik nagyobb ellenállásúra, akkor a 13. ábrán látható eredményt kapjuk. Ez az eredmény természetesen nem az egyetlen lehetséges megoldás, de arra jó, hogy érzékeltesük: az ekvivalencia ilyen és ehhez hasonló megoldásokat enged meg.

#### 4.2. Mérnökgeofizikai szondázások

A 10–50 m vastag lösznek a bontására a geofizikai módszerek közül a mérnökgeofizikai szondázás a legalkalmasabb. Ez a módszer jelenleg is intenzív fejlesztés alatt áll és olyan paramétereket is megadhat, amelyekre korábban külön talajmechanikai vizsgálatokat kellett elvégezni. Az ésszerűség azt diktálja, hogy legalább a hagyományos módon elvégzett talajmechanikai vizsgálatok mellett (azokkal kontrollálva) használjuk fel ezt a módszert. Jelenleg a mérnökgeofizikai szondázásokban mért adatokból az alábbi talajmechanikai paramétereket tudjuk meghatároz-

ni: konzisztencia-index, sűrűdési szög, víztartalom, víztelítettség, hézagterefogat, hézagtéynyező, tömörség, agyagtartalom, száraz halmazsűrűség. Az egyes talajmechanikai paraméterek meghatározására szolgáló metódus és képletek helyett a 14. ábrán szematikusan bemutatjuk, hogy a mérnökgeofizikai szondázó-berendezésünkkel közvetlenül meghatározott adatokból miként származtathatók a talajmechanikai paraméterek.

#### 5. Következtetések

Igyekeztünk bemutatni, hogy a földtani kutatáson belül a fűrésok költségeit csökkentendő, a felszíni geoelektromos módszerek együttese és az ún. mérnökgeofizikai szondázás miképpen tudja a kutatási költségeket csökkenteni, a fűrésokban megismert valóságot a közelebbi és távolabbi környezetre kiterjeszteni. A 3. fejezet végén hat pontban foglaltuk össze az áttekintő kutatások legfontosabb eredményeit, s egy hetedikben utaltunk arra is, hogy milyen nyitott kérdések maradtak. A nyitott kérdések vizsgálatára az áttekintő kutatások előtt, alatt és után folyamatosan végeztünk elméleti vizsgálatokat, amelyekről röviden itt is beszámoltunk. Mindezek alapján úgy gondoljuk, hogy a továbbiakban az itt ismertetett módszereink közül elsősorban a mérnökgeofizikai szondázás és a VESz fog nélkülözhetetlen eredményeket szolgáltatni. E két módszer nemcsak a kifejezetten földtani problémák megoldását segíti, hanem talajmechanikai adatokat is képes szolgáltatni. Azt is meg kell említenünk, hogy a gránitkibúvásos területek kutatásában is szükségesnek tartjuk a geofizikai módszerek kiterjedtebb alkalmazását.

## WELL-LOGGING INVESTIGATIONS IN THE BOREHOLES ÜVEGHUTA-1, UDVARI-2 AND DIÓSBERÉNY-1

LÁSZLÓ BUCSI SZABÓ\*, DEZSŐ DRAHOS\*\*, PÁL LENDVAY\*, GÁBOR SZONGOTH\* and LÁSZLÓ ZILAHÍ SEBESS JR.\*

\*Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Columbus u. 17-23.

\*\*Eötvös Loránd University, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

**Keywords:** closed fractures, depositional environment, hydraulic conductivity, magmatic, open fractures, porosity, radioactive waste.

Well-log measurements and their interpretation were made in two different geological settings. One was a sedimentary region, where clay and sand zones were identified and separated, and porosity and permeability calculations made. The other was a massive granitic environment, where the problem was to identify open and mineralized fractures.

### 1. Introduction

The main objective of the investigation was to reveal the water conductivity distribution in the vicinity of selected geological bodies. The investigation dealt with two types of sequences which might include potentially impermeable beds as well. The sedimentary lithofacies containing impermeable clays, and the fresh granite at Mórág which is a product of ultrametamorphism and does not include an effective pore volume in its deeper sections.

### 2. Investigation of the sedimentary environment

The log set measured in the boreholes drilled in the sedimentary environment was: self-potential (SP), specific resistivity calculated from apparent resistivity measured with 10 and 40 cm long normal tools (RT), micro-resistivity (ML), natural gamma ray (GR), neutron porosity (NPOR), gamma-gamma density (DEN), longitudinal wave velocity (VP), full-waveform (SONIC), susceptibility (SUS), induced polarization (IP), temperature (T) and caliper (DH). The observed logs can be seen in Figures 1 and 2. Both quantitative and qualitative interpretation of the measured material has been carried out.

The primary objective of the quantitative interpretation is to determine the porosity and to differentiate the fine-grained and coarse-grained fractions. Based on these results, permeability and hydraulic conductivity can be estimated. The investigation in the sedimentary environment was performed in a loess and clay-sand sequence of Pleistocene and Pliocene age. In this sequence red clays and fossil soils might also occur.

For quantitative interpretation a model consisting of four components has been chosen, in which the loess does not appear as an individual component. The loess – together with its lime content – was considered a mixture of fine-grained and coarse-grained sediments. Components of the rock model and marking of their volume ratio are: VMA – coarse sediments (sand, gravel), VCL – fine sedi-

ments (silt, clay), POR – porosity and SW – water saturation.

Numerous formulae have been published that can be used to estimate the permeability and the hydraulic conductivity (COATES and DUMANOIR 1974, TIMUR 1968 *etc.*). In this study the semi-empirical formula of TIMUR was used. Results also can be seen in Figures 1 and 2. In addition to the quantitative results, qualitative conclusions were also drawn about the formations cut, based on the shape of the individual logs and their mean values.

#### 2.1. Interpretation of the Udvari-2A borehole

The density-neutron crossplot can be seen in Figure 3. Two clusters of points can be distinguished. The dense cluster in which majority of the points can be found, corresponding to the water-saturated sand-clay sequence, and the less dense cluster to the left and up, which corresponds to the upper, unsaturated or dry sections of the boreholes.

The borehole is dry down to 27 m, partly water-saturated down to 28.6 m, and below this the pore volume is saturated with water. The transition can easily be followed in the resistivity and density logs. Downward the porosity decreases, the clay content gradually increases down to 145 m. Between 90 and 145 m a thick, uniform zone of high clay content can be found. Highs in the susceptibility log indicate the marker horizons of fossil soil and red clays.

The lower boundary of Quaternary lies at a depth of about 95 m, based on the susceptibility log. This is at the same time the bottom of the lowermost red clay. The induced polarization measurement shows the lower boundary of Pliocene rocks at a depth of 143.3 m. It should be noted that the layer boundary can be recognized in the natural gamma ray log as well, although less significantly. The uncertainty in indicating the Pliocene-Quaternary boundary is higher, because of the already mentioned red clay. The micro-resistivity shows traces of calcareous concretions between 65 and 90 m. The well-defined sand between 145.4 and 149.4, and 153 and 155.5 m, on the top of the Miocene sequence are the most permeable layers. The lon-

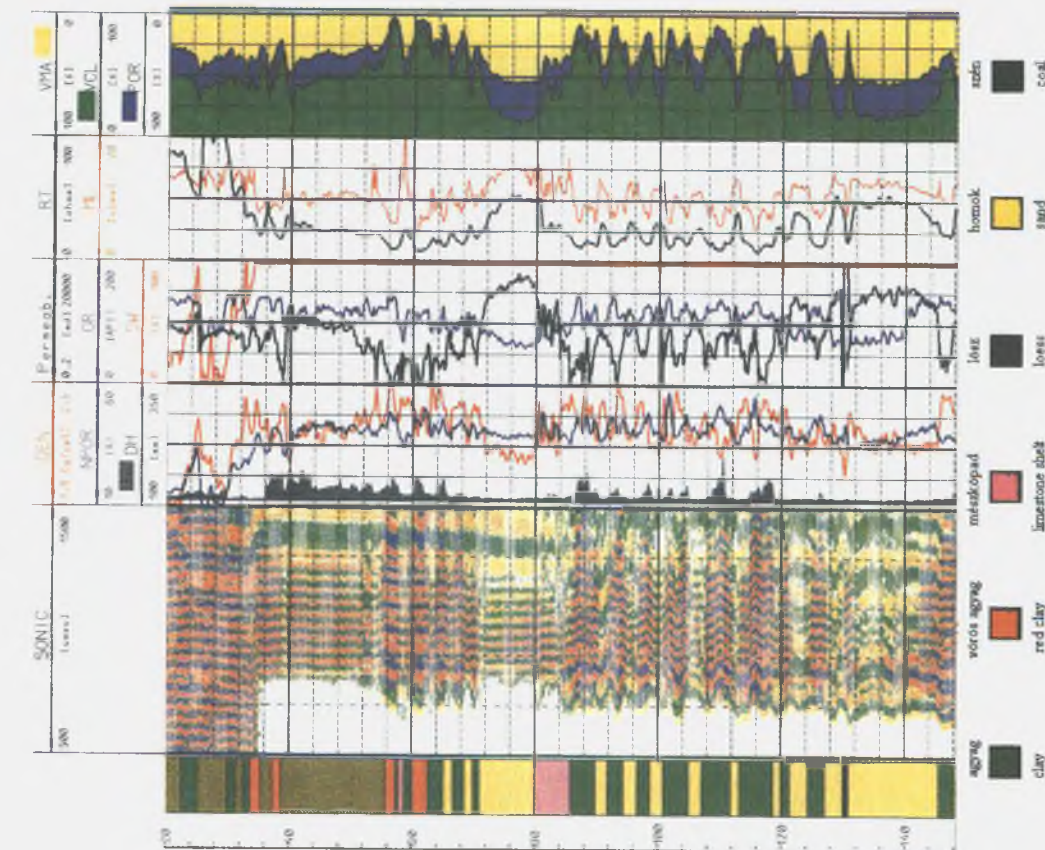


Figure 1. Geophysical measuring and rough cross section of Udvari-2A borehole

1. ábra. Az Udvari-2A fúrás geofizikai mérései és vázlatos rétegsora

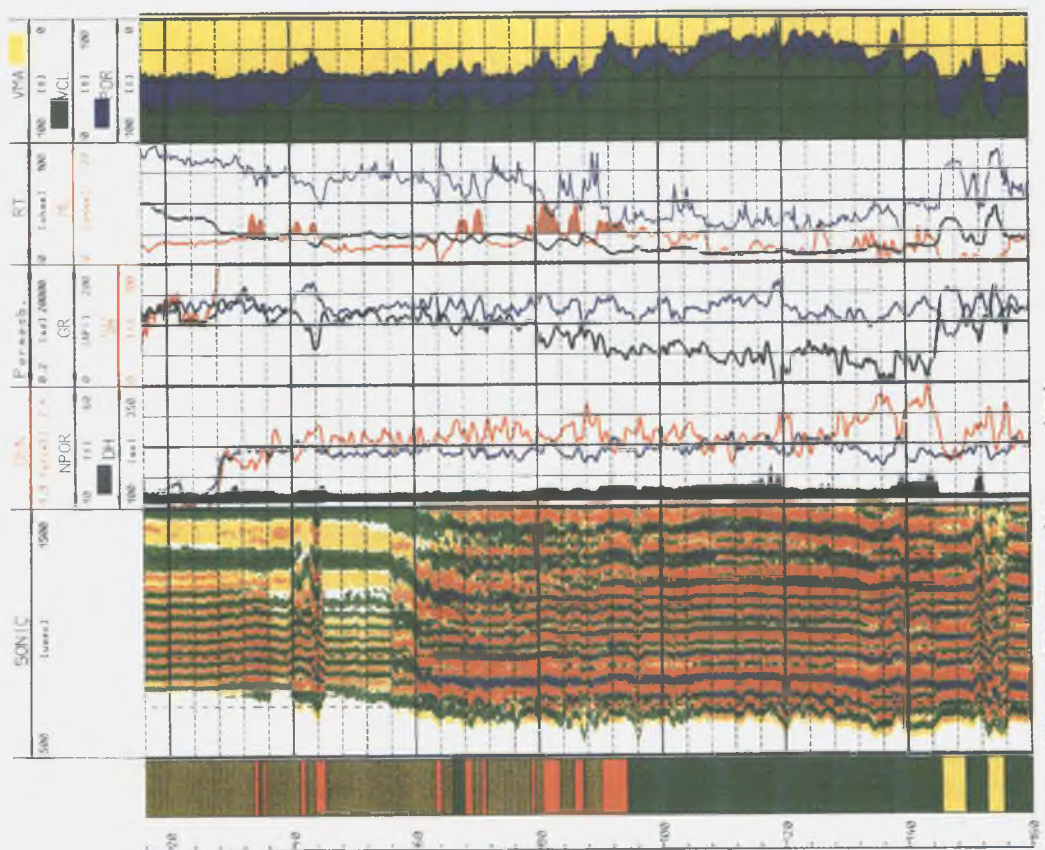


Figure 2. Geophysical measuring and rough cross section of Diósberény-1A borehole

2. ábra. A Diósberény-1A fúrás geofizikai mérései és vázlatos rétegsora

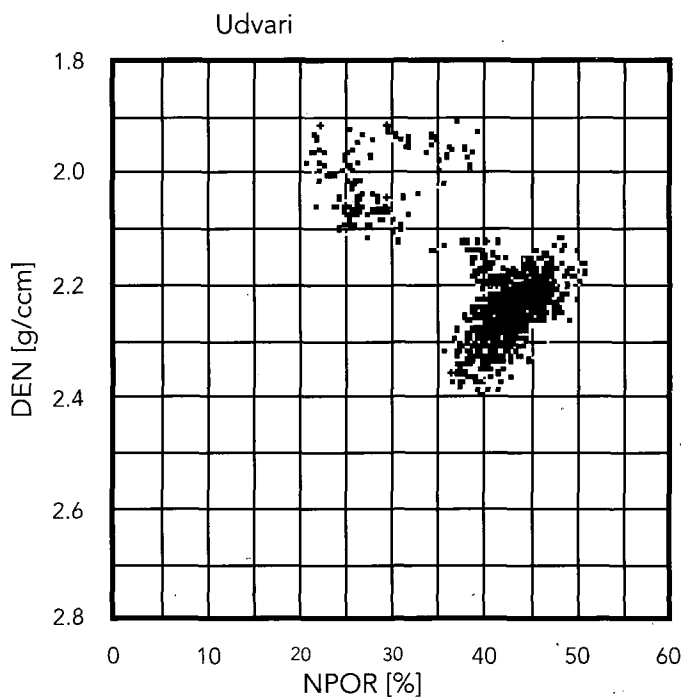


Figure 3. Neutron porosity-density crossplot of the Udvari-2A borehole

3. ábra. Az Udvari-2A fúrás neutronsűrűség-diagramja

gitudinal wave velocity VP determined from the full-waveform records rapidly increases in the water-saturated section of the borehole down to 72 m. It is approximately constant down to 110 m and increases again down to the bottom of the Pliocene sequence.

2.2. Interpretation of the Diósberény-1A borehole

The Diósberény-1A borehole cut formations similar to those in the Udvari-2A borehole. The density-neutron crossplot can be seen in Figure 4, with a structure similar to that of the previous one. Down to 30 m the layers intersected are dry, and water-saturated below 39 m. Clay and sand beds alternate between 55 and 70 m, their average thickness being about 2 m. Between 70 and 84 m a thick, porous, permeable sand layer can be found. Down to 131 m a series of sand and clay beds follows again. Below this there is a thick porous formation, with its lower boundary at 145 m. The well-logging (susceptibility, resistivity and density) measurements clearly indicate the fossil soil and red clay. The Pannonian-Quaternary boundary lies higher here, at 62.5 m, and therefore the sequence seems to be more consolidated, based on the full waveform (Figure 2). In the waveform record unambiguously clayey formations appear, *i.e.* more cemented in this sequence, with a higher amplitude and velocity than their vicinity. It can be seen in the log that these are of low resistivity at the same time. The thickness of the thickest clay layer that can be considered uniform is not more than 6 m. Due to the extremely low grade of cementation the silt and sand layers are potential water-conductive formations. The acoustic amplitude of the somewhat more cemented but very porous loess is much lower than that of the clay, but higher than that of the sand. The increasing intensity of the later arrivals in the wave packet with increasing grade of cemen-

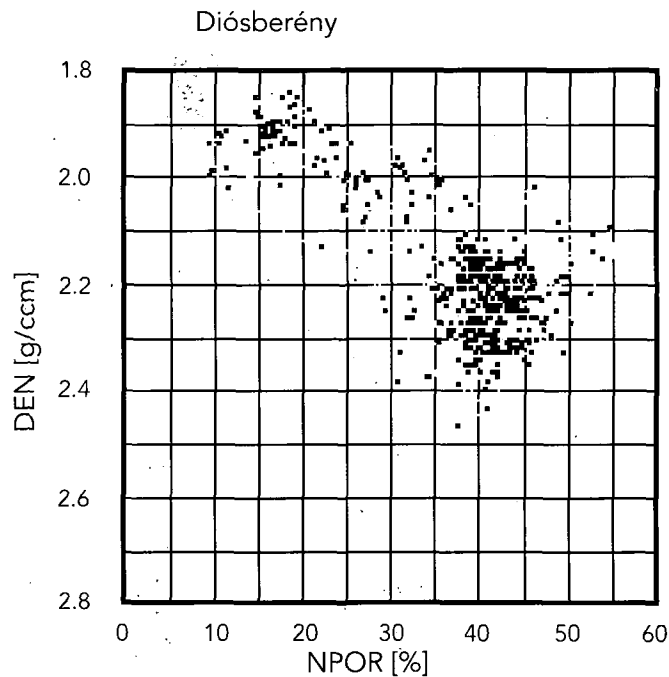


Figure 4. Neutron porosity-density crossplot of the Diósberény-1A borehole

4. ábra. A Diósberény-1A fúrás neutronsűrűség-diagramja

tation is characteristic. In the case of the sand layer between 127 and 142.5 m the amplitudes increase downwards. The fossil soil and red clays occupy a special position because, although their velocity is higher than that of their vicinity, the attenuation of elastic waves is stronger in them. Calcareous concretions can be found between 39 and 50 m, and the dolomite beds are detected by micro-resistivity, sometimes by density log. Between 130 and 130.6 m a coal-bearing clay layer can be found, with high natural gamma activity, low density and low resistivity.

3. Investigation of the granite-granodiorite

The log set measured in the boreholes was: self-potential (SP), specific resistivity calculated from apparent resistivity measured with 10 and 40 cm long normal tools (RT), guard laterolog (LL3), natural gamma ray (GR), neutron porosity (NPOR), gamma-gamma density (DEN), longitudinal and transversal wave velocities (VP and VS), full-waveform (SONIC), susceptibility (SUS), induced polarization (IP), temperature (T), differential temperature (DT) and calliper (DH). The section between 235 and 335 m of the observed logs can be seen in Figure 5.

The main objective in the igneous environment was to find impermeable rock masses, free of fractures. The fresh granite is considered an impermeable, porosity free formation. Thus, any kind of void volume is treated as having been generated secondarily. From the viewpoint of geophysical interpretation the main problem is to distinguish the real fractured tectonic zones and the inhomogeneities developed in other ways (dikes, xenoliths and re-cemented fractured zones).

The majority of interpretation problems is caused by the altered rock types because they are electric conductors (in contrast with the fresh rocks). Due to the OH radicals

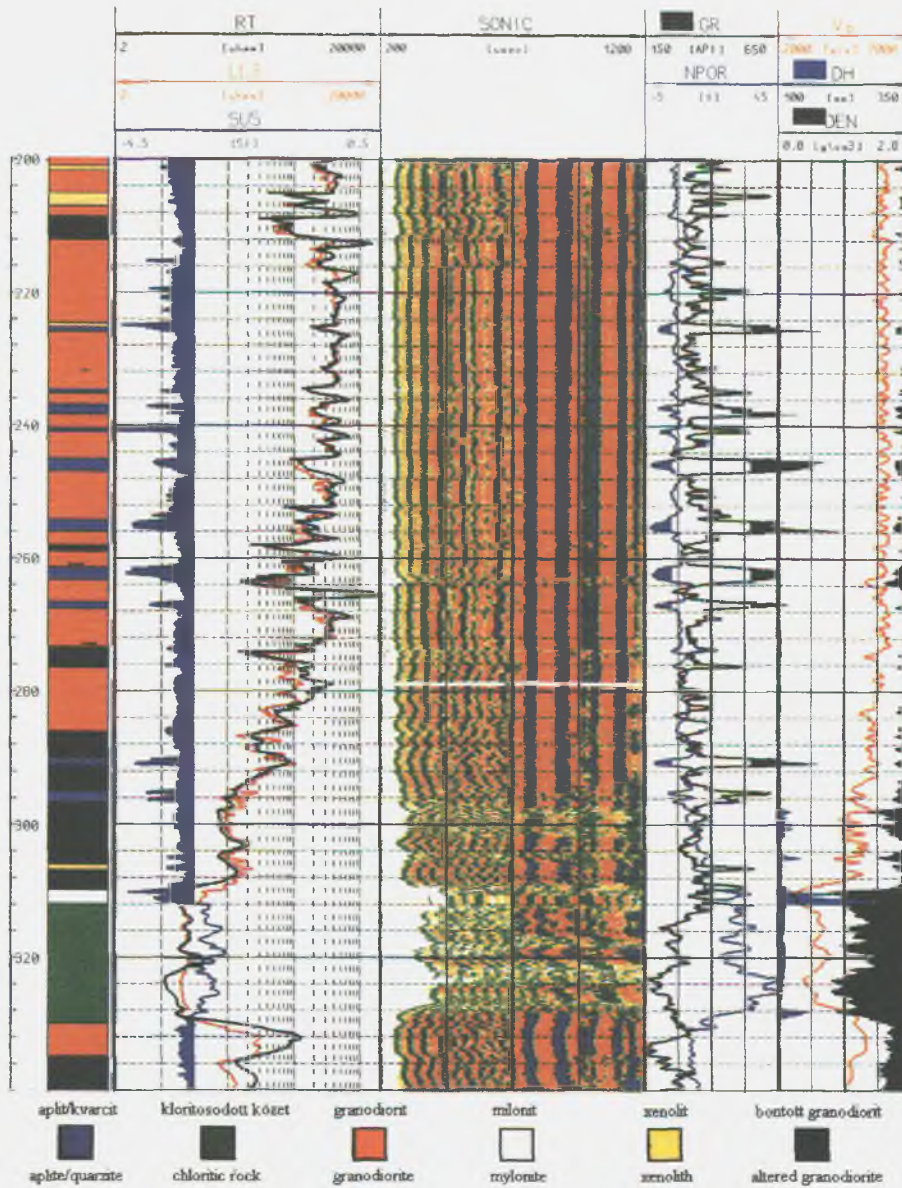


Figure 5. Geophysical measuring and rough cross section of Üveghuta-1 borehole

5. ábra. Az Üveghuta-1 fúrás geofizikai mérései és vázlatos rétegsora

in them and the water bound on their large specific surfaces, they slow down the neutrons effectively, *i.e.* their behavior is similar to that of the pore water. As a consequence, the formation factor and porosity calculated from the electrical resistivity and neutron log are only apparent values.

The following rock types were distinguished in the Üveghuta-1 borehole:

- *fresh bedrock* (granodiorite, subordinately amphibolite): they are characterized by high resistivity and density, low neutron porosity and approximately the nominal drilled calliper (*e.g.* between 268 and 273 m);
- *dike rocks and xenoliths*: their common feature is that they came into being simultaneously with the bedrock and their resistivity is similar to that of the bedrock.

The dike rocks might be aplite, quartzite and microgranite.

The dike rocks (their separation from the bedrock can be seen in Figure 6) are characterized, because they represent a fraction rich in light feldspars of lowest melting point and quartz, by low density and extremely low – sometimes negative – neutron porosity. Due to the lack of mafic components the susceptibility is low. Due to their potassium content the natural gamma activity of aplite and microgranite is high. Such dike rocks can be found in the sections between 240 and 270, and 290 and 297 m. In the case of quartzite dikes originating from a melt the natural gamma activity is low, but it could be high where there is a hydrothermal origin because of possible uranium enrichment. Xenoliths mean an inhomogeneity of the rock mat-



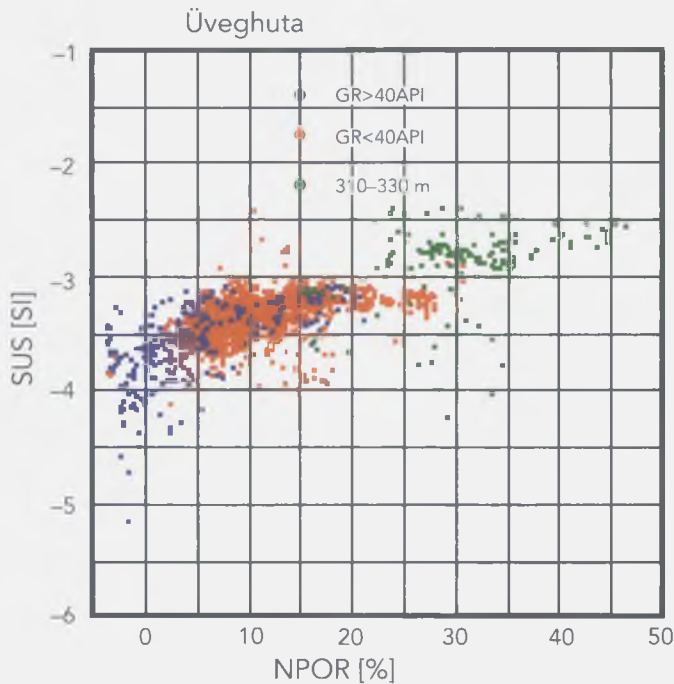


Figure 6. Separation of dyke rocks (blue) from the bedrock (red) and from the chloritized zone (green)

6. ábra. A telérközetek (kék) elválasztása az alapkőzettől (piros) és a kloritosodott zónától (zöld)

rix too, but mostly without porosity change. They differ from their vicinity only in their high natural gamma activity. This is, however, not very characteristic because their origin is not so uniform as that of the dyke rocks (e.g. between 306 and 307 m).

*Chloritization and mylonites:* these inhomogeneities are alterations related to tectonism taking place much later than the development of granite. Mylonite formation took place at several places within the sequence penetrated by the borehole, sometimes chemical alteration occurred as well, in other places it can be found in fractured or brecciated zones free of chemical alteration. Due to secondary mineralization the natural gamma activity and susceptibility are high in the case of already cemented or partly cemented mylonites. At sites without cementation the susceptibility is low, the permeability is high and occurrence of caverns is characteristic (between 310 and 312 m). The weathered zone at the top of the granite body is a somewhat different category.

*Chloritization of tectonic origin* (between 312 and 330 m): the susceptibility is relatively high. Since the original iron content is present in the form of oxides, it does not correlate with the total iron content but only with a part of it which is present in the form of magnetite and hematite.

Values of natural gamma activity are mostly close to the average or low because a significant part of the potassium disappears during the alteration. Caverns are frequent in the chloritized zone. The neutron porosity is high, the density is low due to the caverns (see Figure 6).

*Fractured bedrock:* Changes in several geophysical parameters indicate that in the loose fractured zones the porosity increases, the density and resistivity decreases, and together with these the acoustic attenuation is high, while the velocity decreases (e.g. between 295 and 310 m). This latter is of decisive importance in detecting the recent tectonic zones because changes in the other geophysical parameters might be the result of secondary mineralization, ore mineral or hydrothermal filling.

The calliper log directly indicates the fractures, and it also clearly indicates the open and un-cemented tectonic zones (e.g. between 295 and 310 m). Cavern formation is extremely high in the fault zone between 310 and 312 m.

The fractures can clearly be identified in the differential temperature logs (Figure 7). The temperature measurement was performed immediately after finishing the drilling, then before bail-down (pressure reduction) and twice after it. In the first log alternating positive and negative anomaly pairs can be found which appear at the boundaries of rocks of relatively lower thermal conductivity when the heat flows through them, i.e. at the boundaries of aplite and quartzite dikes. A part of the negative anomalies disappears from the logs measured later, at the negligible microfractures. The majority of them, however, remain and indicate the most important fracture swarms. This is also demonstrated by the fact that 29 of the 30 temperature anomalies coincide with well-defined lows in the resistivity log. The reason for the phenomenon is that due to the cooling effect of the drilling mud the fractures remain colder for a longer time than the better conducting non-porous rocks in their vicinity, where the static geothermal state is restored more quickly.

#### 4. Results

In the sedimentary environment thick clay layers of low permeability were found. The interpretation was based first of all on the specific resistivity, natural gamma activity, neutron porosity and full-waveform pattern. Identification of red clay beds was promoted by magnetic susceptibility logging.

In the borehole in the granite environment several open and closed fracture zones were detected. Mechanical properties of the granite block were determined from the full-waveform and specific resistivity logging. Results of hydrodynamic testing do not coincide with those of the well logging and core studies. This shows that the fracture system is closed and is not connected with tectonic zones situated at greater distances.

#### References

COATES, G. R., and DUMANOIR, J. L., 1974: A new approach to improved log derived permeability. — *The Log Analyst* 15 (1), pp. 17-29.

TIMUR, A., 1968: An investigation of permeability, porosity, and residual water saturation. Relationships for sandstone reservoirs. — *The Log Analyst* 9 (4), pp. 8-17.

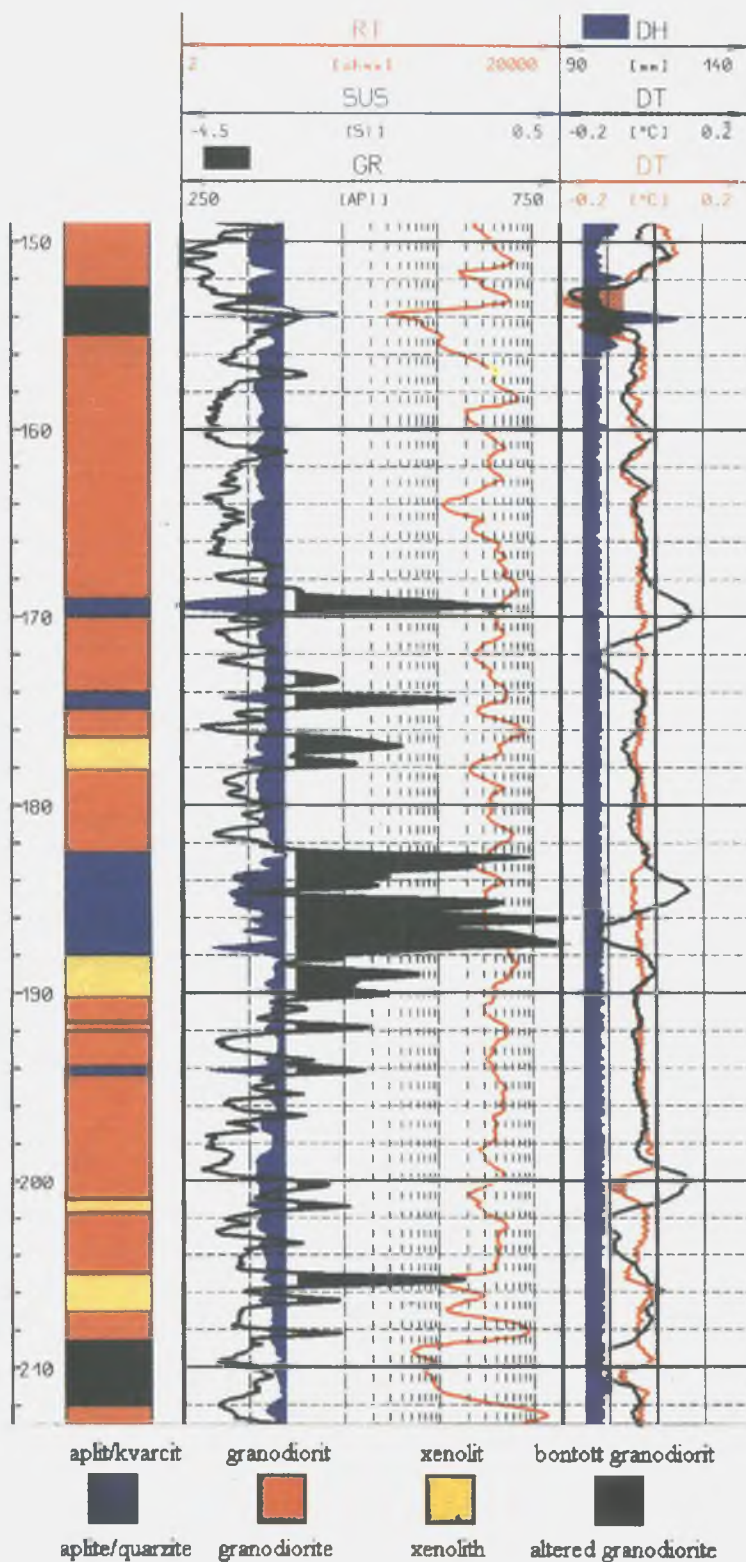


Figure 7. Production measuring of Üveghuta-1 borehole

7. ábra. Az Üveghuta-1 termelés-geofizikai mérései

## MÉLYFŰRÁS-GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK AZ ÜVEGHUTA-1, UDVARI-2 ÉS DIÓSBERÉNY-1 FŰRÁSON

BUCSI SZABÓ LÁSZLÓ\*, DRAHOS DEZSŐ\*\*, LENDVAY PÁL\*, SZONGOTH GÁBOR\*, IFJ. ZILAHÍ SEBESS LÁSZLÓ\*

\*Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus u. 17-23.

\*\*Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.

Mélyfúrás-geofizikai méréseket és értelmezést folytattunk le két különböző geológiai környezetben. Az üledékes területen agyagos ill. homokos (lössös) zónákat jelöltünk ki, és kiszámítottuk a porozitást, valamint a permeabilitást. A gránitos területen nyitott és zárt repedéseket különítettünk el.

### 1. Bevezetés

A kutatás kulcsfeladata a környezet vízvezetési viszonyainak felderítése volt kijelölt földtani objektumoknál. A kutatás kétféle, potenciálisan vízzáró rétegeket is tartalmazó összetípusú érintett; az üledékes, impermeabilis agyagokat tartalmazó litofáciest, valamint az üde, bontatlan mélységszakaszain effektív pórusteret nem tartalmazó Mórágai Gránitot. A kutatás során lemélyített fúrásokban komplex karotázsvizsgálatok készültek, az ezek eredményeinek kiértékeléséből levonható következtetések a földtani kép pontosítását segítik.

### 2. Üledékes összletek kutatása

Az üledékes környezetben mélyített fúrásokban a mért szelvénykomplexum: természetes potenciál (SP), 10 cm és 40 cm szondahosszal felvett normál látszólagos fajlagos ellenállásokból számított valódi ellenállás (RT), mikroellenállás (ML), természetes gamma-aktivitás (GR), neutronporozitás (NPOR), gamma-gamma sűrűség (DEN), longitudinális hullámterjedési sebesség (VP), teljes akusztikus hullámkép (SONIC), mágneses szuszceptibilitás (SUS), gerjesztett polarizáció (IP), hőmérséklet (T) és lyukátmérő (DH) mérésekből állott. A mért szelvények az 1. és 2. ábrán láthatók. A mérési anyagnak mind kvantitatív, mind kvalitatív kiértékelését elvégeztük.

A porozitás meghatározása, valamint a finomszemcséjű és durvaszemcséjű frakciók elkülönítése – amelyek alapján azután a permeabilitás, illetve a szivárgási tényező becsülhető – a kvantitatív kiértékelés fő célja. A kutatás fiatal üledékes környezetben, pleisztocén, pliocén és felsőpannóniai korú, lössös agyag-homok sorozatban folyt, amelyben vörös agyagok, fosszilis talajok is előfordulnak.

A kvantitatív kiértékeléshez egy négy összetevőből álló modellt választottunk, amelyben a lösz nem szerepelt külön komponensként. A lösz – mésztartalmával együtt – finomszemcséjű és durvaszemcséjű üledékek keveréként vettük figyelembe. A kőzetmodell összetevői és azok térfogati részarányainak jelölései a következők: VMA – durva üledékek (homok, kavics), VCL – finom üledékek (kőzetliszt, agyag), POR – porozitás, SW – víztelítettség.

Az irodalomban számos formula létezik, amelyek segítségével a permeabilitás illetve a szivárgási tényező becsülhető (COATES, G. R., DUMANOIR, J. L., 1974, TIMUR, A., 1968 stb.). Jelen munkában TIMUR félempirikus formuláját alkalmaztuk. Az eredmények ugyancsak az 1. illetve 2. ábrán láthatók. A kvantitatív eredmények mellett az egyes mért szelvények alakja, átlagértékei alapján a harántolt képződményekre vonatkozó kvalitatív következtetéseket is levontunk.

#### 2.1. Az Udvari-2A fúrásban végzett mérések értelmezése

A neutronsűrűség-diagram a 3. ábrán látható. Ezen két ponthalmaz különböztethető meg. Az a sűrű halmaz, amelybe a pontok nagy része esik, vízzel telített homokos-agyagos összletek, a kevésbé sűrű halmaz ettől balra felfelé pedig a fúrás felső, telítetlen összletének felel meg.

Az Udvari-2A fúrás 27 méterig száraz, 28,6 méterig részben vízzel telített, ez alatt a mélység alatt a pórustér vízzel telített, az átmenet nagyon jól követhető a fajlagos ellenállás és a sűrűség görbéken. A 3. ábrán látható a sűrűség-neutron diagram, amelyen a pontok két felhője különíthető el: a sűrű pontfelhő, amiben a pontok zöme található, vízzel telített homok-agyag sorozatnak felel meg, míg a ritkább – ettől balra és fölfelé elhelyezkedő – pontfelhő a kutak felső, telítetlen illetve száraz szakaszaira vonatkozik. Lefelé haladva a porozitás csökken, az agyagtartalom fokozatosan nő 145 méterig. 90 méter és 145 méter között egy vastag, homogén, nagy agyagtartalmú zóna található. A fosszilis talajt és a vörös agyagokat mint markerszinteket a mágneses szuszceptibilitás szelvény maximumai jelzik.

A kvarter alsó határa a szuszceptibilitás szelvény alapján 95 méter körül adódik, ami egyben a legalsó vörös agyag fekéje is. Az indukált polarizáció mérés 143,3 méterben jelzi a pliocén képződmények alsó határát. Megjegyzendő, hogy a réteghatár kevésbé szignifikánsan a természetes gamma szelvényen is felismerhető. A pliocén-kvarter határ kijelölésében már nagyobb a bizonytalanság, éppen a már említett vörös agyag miatt. Mészkonkréció nyomokat jelez a mikroellenállás mérés 65–90 méter között. A fúrás 145,4–149,4 méter illetve 153–155,5 méter között harántolt homokot a felsőpannóniai összlet tetején; e homokrétegek egyben a leginkább permeabilis rétegek is. Az akusz-

tikus hullámkép felvételekből meghatározott VP longitudinális hullámterjedési sebesség a fúrás vízzel telített szakaszán 72 méterig rohamosan nő, ettől lefelé, 110 méterig nagyjából állandó, majd a pliocén összlet aljág újból nő.

## 2.2. A Diósberény-1A fúrásban végzett mérések értelmezése

A Diósberény-1A fúrás hasonló képződményeket harántolt, mint az Udvari-2A fúrás. A sűrűség-neutron diagram a 4. ábrán látható, szerkezete hasonló az előbbihez. 30 méterig a harántolt rétegek szárazak, 39 métertől vízzel telítettek. 55–70 méter között agyag és homok rétegek váltogatják egymást, ezek átlagos vastagsága mintegy 2 méter. 70 és 84 méter között vastag, porózus, permeábilis homokréteget találunk. Lejjebb, 131 méterig újból homok- és agyagrétegek sorozata következik, majd ez alatt egy vastag porózus képződmény helyezkedik el, amelynek alsó határa 145 méternél van. A fosszilis talajt, vörös agyagot igen jól jelzik a karotázs mérések (szuszceptibilitás, ellenállás, sűrűség). A pannóniai-kvarter határ itt magasabban, 62,5 méterben található, ezért az összlet konszolidáltabbnak mutatkozik az akusztikus hullámkép alapján (4. ábra). A hullámkép felvételen egyértelműen agyagos – vagyis ebben a rétegsorban a cementáltabb – képződmények jelentkeznek, a környezetükhöz képest nagyobb amplitúdóval és nagyobb sebességgel. A szelvényen látható, hogy ezek egyben kis ellenállású képződmények is. A legvastagabb, homogénnek tekinthető agyagréteg vastagsága sem nagyobb 6 méternél. A kőzetlisztek, homokok rendkívül gyenge cementáltságuk miatt potenciális vízvezető közegek. A valamivel cementáltabb, erősen porózus lösz akusztikus amplitúdója az agyagokénál jóval kisebb, de a homokokénál nagyobb. Jellegzetes a cementáltság növekedésével a hullámcsomag későbbi beérkezéseinek erősödése: a 127–142,5 méter közt található homokréteg esetében lefelé nőnek az amplitúdók. Különleges helyzetet foglalnak el a fosszilis talajok és a vörös agyagok, mert a sebességük nagyobb ugyan a környezetükénél, de erősebb bennük a rugalmas hullámok csillapodása. Mészkonkréciókat a 39–50 méter közötti szakaszon találunk, a dolomit padokat a mikroellenállás, esetenként a sűrűség mérés mutatja. 130,0–130,6 méter között szenes agyagréteg található, magas természetes gamma-aktivitással, kis sűrűséggel és kis ellenállással.

## 3. Gránit, granodiorit kutatása

Az Üveghuta-1 fúrásban a mért szelvénykomplexum a következő volt: természetes potenciál (SP), 10 cm és 40 cm szondahosszal fölvelt normál látszólagos fajlagos ellenállásokból számított valódi fajlagos ellenállás (RT), guard laterolog (LL3), természetes gamma-aktivitás (GR), neutronporozitás (NPOR), gamma-gamma sűrűség (DEN), longitudinális és transzverzális terjedési sebesség (VP illetve VS), teljes akusztikus hullámkép (SONIC), mágneses szuszceptibilitás (SUS), gerjesztett polarizáció (IP), hőmérséklet (T), differenciál hőmérséklet (DT) és lyukátmérő (DH) mérés. A mért szelvénykomplexum 206 és 240 méter közötti szakasza az 5. ábrán látható.

Ezen a kutatási területen a fő cél a magmás környezetben repedésmentes, impermeábilis kőzettestek keresése. Az üde gránitot porozitásmentes, impermeábilis képződménynek tekintjük. Így minden hézagteret másodlagosan létrejöttek tekintünk. Geofizikai kiértékelési szempontból

a legfontosabb probléma a valódi repedezett, tektonizált zónák és az egyéb úton létrejött inhomogenitások (telérek, xenolitok, illetve már újra összecementált repedezett zónák) elkülönítése.

A mérések értelmezése során a bontott kőzetfajták okozzák a legtöbb értelmezési nehézséget, mivel elektromosan vezető (ellentétben az ép kőzetekkel), a bennük található OH-gyökök és nagy fajlagos felületükön kötött vizük miatt jó neutronlassítók, azaz a porósvízhez hasonlóan viselkednek. Ebből következik, hogy az elektromos ellenállásból és a neutronszelvényből számított formációtényező és porozitás csupán látszólagos értékek.

Az Üveghuta-1 fúrásban a következő fő kőzettípusok különböztethetők meg:

- *üde alapkőzet* (granodiorit, alárendelten amfibolit): ezeket nagy fajlagos ellenállás és sűrűség, alacsony neutron porozitás és nagyjából a névleges fűrt átmérő jellemzi (például 268–273 méterig);
- *telérkőzetek és xenolitok*: közös bennük, hogy az alapkőzettel egy időben alakultak ki, és elektromos ellenállásuk hasonló az alapkőzethez.

A telérkőzetek lehetnek aplitok, kvarcitok és mikrogránitok. A telérkőzeteket (elválasztásukat az alapkőzettől a 6. ábrán láthatjuk), mivel azok a legalacsonyabb olvadáspontú könnyű földpátokban és kvarcban dús frakciót képviselik, alacsony sűrűség és rendkívül kis – esetenként negatív – neutronporozitás jellemzi. A színes elegyrészek hiánya miatt a mágneses szuszceptibilitás kicsi. Aplit és teléres mikrogránit esetében a káliumtartalom miatt magas a természetes gamma-aktivitás. Ilyen telérkőzetek találhatóak például 240–270 méter közötti, illetve a 290–297 méter közötti szakaszon. Az olvadékból létrejött kvarctelérek természetes gamma-aktivitása alacsony, de a hidrotermás úton keletkezetteké magas is lehet, mivel urándúsulás lehetséges. A xenolitok is az alapmátrix inhomogenitását jelzik, porozitás nélkül, de többnyire csak a természetes gamma-aktivitás nagy értékével különülnek el a környezetüktől, ez azonban nem olyan karakteres, hiszen nincs olyan egységes genetikájuk, mint a telérkőzeteknek (például 306–307 méter között).

A kloritosodás és milonitosodás okozta inhomogenitások a gránit kialakulásánál jóval későbbi tektonizmussal kapcsolatosak. Milonitosodás több helyen alakult ki a fűrasi rétegsorban, helyenként kémiai elváltozás is történt, másutt kémiai elváltozástól mentes repedezett, illetve breccsás zónákban található. A már cementált vagy félig cementált milonitok esetében a másodlagos mineralizáció következtében magas a természetes gamma-aktivitás és a mágneses szuszceptibilitás, de a cementálatlan helyeken alacsony a mágneses szuszceptibilitás, magas a porozitás és erős kavernásodás jellemző (310–312 méter). Némileg ettől eltérő kategória a gránitostetején található mállási zóna.

Tektonikus eredetű kloritosodás 312–330 méterben figyelhető meg. A mágneses szuszceptibilitás viszonylag nagy, mivel az eredeti vastartalom egy része nem oxidok formájában van jelen, nem a teljes vastartalommal korrelál, hanem csak a magnetit, illetve hematit formájában jelenlévő részével. A természetes gamma-aktivitás értéke többnyire átlagos vagy alacsony, mivel a kálium egy jó része az átalakulás során távozik. A kloritosodott zóna többnyire erősen kavernásodik is. A neutronporozitás magas, míg a sűrűség a kavernásodás miatt alacsony (6. ábra).

A *fellazult-repedezett zónákat* több geofizikai paraméter változása is jellemzi: nő a porozitás, csökken a sűrűség és a

fajlagos ellenállás, és ezekkel együtt nagy az akusztikus csillapítás, csökken a terjedési sebesség (például 295–310 méterben). Ez utóbbi döntő jelentőségű a recens tektonikai zónák kijelölésénél, mivel a többi geofizikai paraméter változása lehet utólagos mineralizáció, ércásványos, hidrotermális kitöltés eredménye is. A repedezettség közvetlen indikátora a lyukbőség mérés, a nyitott illetve utólag nem cementált tektonikai zónákat kiválóan jelzi (például 295–310 méterig). A 310–312 méter közötti vetőzóna kiugróan nagy kavernásodással jár. A differenciál hőmérséklet-görbéken is jól követhető a repedezettség (7. ábra). A hőmérsékletméréseket elvégeztük közvetlenül a fúrás befejezése után, majd kanalizás (nyomáscsökkentés) előtt és után kétszer. Az első görbén váltokozva pozitív és negatív anomália-párok találhatóak, melyek a földi hőáram útjába kerülő, viszonylag rosszabb hővezető képességű kőzetek határán jelentkeznek, így a kvarc- és aplittellérekénél. A később felvett görbéken a negatív anomáliák egy része elhal, a jelentéktelen mikrorepedésekkel szemben. Többségük azonban megmarad, és jelzi a fontosabb repedésrajokat. Ezt igazolja, hogy a 30 hőmérsékleti anomáliából 29 az elektromos ellenállásgörbe jól kifejezett minimumaival esik egybe. A jelenség oka, hogy az öblítőiszap hűtő ha-

tása miatt a repedések tovább maradnak hidegebbek, mint a környező, jobb hővezető tömör kőzetek, ahol a természetes geotermikus állapot gyorsabban visszaáll.

#### 4. Eredmények

Az üledékes környezetben alacsony szivárgási tényezőjű, vastag agyagrétegeket találtunk. A kiértékelésben elsősorban a fajlagos ellenállás, a természetes gamma-sugárzás-, a neutronporozitás- és az akusztikus hullámképmérésekre támaszkodtunk. A vörösgyag marker-rétegek azonosításában nagy segítség volt a mágneses szuszceptibilitás-mérés.

A gránitos környezetben mélyült fúrásban több nyitott és zárt repedezett zónát találtunk. A gránittömb mechanikai tulajdonságait az akusztikus hullámkép és a fajlagos ellenállás-mérések alapján határoztuk meg. A hidraulikai vizsgálatok eredményei nem egyeznek meg a mélyfúrás-geofizikai és magvizsgálati eredményekkel, ami azt mutatja, hogy a repedésrendszer zárt, és nincs kapcsolatban távolabbi tektonikus zónákkal.



## DRILLING OF THE ÜVEGHUTA, UDVARI AND DIÓSBERÉNY BOREHOLES, TECHNICAL CONTROL AND QUALITY ASSURANCE

GYULA TUNGLI and LÁSZLÓ GYALOG

Golder Associates (Hungary) Ltd., H-1021 Budapest, Húvösvölgyi út 54. IV. ép.

**Keywords:** boreholes, cores, drilling, quality control, tracers

This study deals with the drilling process of 5 borehole case histories, presenting basic technical data, technical specifications, comprehensive documentation and the technical control method, adopted for the first time in Hungary. It drafts the documentation system based on quality assurance and quality control, its practical application, then characterizes and describes uranine (sodium fluorescein) as the tracer material, and the tracing process itself. It deals with the necessity of applying quality assurance and control, and shows the benefits and results.

### 1. Introduction

The exploratory boreholes of the geological investigation for the disposal of low and intermediate level radioactive waste were drilled by Rotaqua Ltd. (Kővágószőlős), and the task of quality assurance and control was carried out by Golder Associates (Hungary) Ltd. This study gives first a general technical description, then describes quality assurance as applied during the whole project.

### 2. General technical description of the drilling procedures

Boreholes the region were drilled in the Bátaapáti-Üveghuta, Diósberény and Udvari areas from the middle of January to the middle of May in 1996. General technical data for the drilling are reported separately.

#### 2.1. Üveghuta-1 borehole

This borehole was drilled on a massive concrete foundation, spudding in by a separate tripod rig from a ZIF-650 drilling machine (TUNGLI and GYALOG 1996a). The hole was drilled by direct rotary drilling recovering a continuous core (Figure 1). The diameter of the core to a depth of 45.96 m was 112 mm, and from there down to the bottom was 96 mm. In the hanging wall of granite a tungsten carbide bit was used, and in the fresh granite insert diamond bits were used. In the upper, unflushed part a simple barrel was used, and in the flushed part, a double wall core barrel was used. At depths shallower than 200 m the planned wire-line technics was used, alternating with roundtrips, and because of the hole condition, the level of sedimentation on the bottom, and to avoid other technical problems, both methods were used simultaneously. The mud-pit system, made up of concrete walled sedimenting pits (later lined by PVC foil), was complemented in a later phase by a separate sedimentating pit, with a concrete mud channel. Water used in drilling came from well #2 of the Feked water-works. The water used for drilling had to

come from layer water in order to avoid interferences during tritium tests. The additive agent in drilling was mud, bentonite and CMC in the upper part and in the later cased part, but because of hydrodynamic measurements only CMC and CMC based Polifor 30 were added at the later stage. Drilling mud was traced by adding a 1 ppm concentration of uranine, in order to separate drilling mud and the intruding ground water from an aquifer.

This borehole was planned to reach 500 m, but stopped at 364.47 m.

Using this drilling method the loess did not give good core of cylindrical form during the upper unflushed drilling part (down to 29.15 m. The material disintegrated, the packing was "twisted" (10-20%), and a small amount of falldown material was also detected. In the following stage the mud layer was characterized by good core recovery and more than 30-40% swelling. Groundwater seepage appeared at 19.62-20.42 m downcore, showing that the static water level is at a depth of about 17-18 m.

From 29.15 m to 45.96 m the 112 mm diameter borehole was drilled by a self-cleaning method, but with high mud loss.

On the basis of the cores it seemed advisable to install and cement a conductor casing at 45.90 m. During further drilling it became clear that below the conductor casing weathered granite continued to cause high mud-loss, low recovery and frequent sticking of the bit. In order to eliminate further problems, since borehole stabilizing attempts with thick bentonite mud were unsuccessful, a bottom wall stabilizing cementing job was carried out at 59.03 m depth. This way the hole wall has been stabilized, but the partial loss was continued.

Further down the penetration rate increased and drilling continued down to 315.23 m with only minor problems. The mean daily penetration rate was 8.8 m. The traditional round-trip method with 50 mm drill-pipe from 59.03 m to 184.27 m caused less drilling problems. The changeover to the wire-line technics caused bit and string breaking and fishing problems.

At a depth of about 200 m, where the traditional

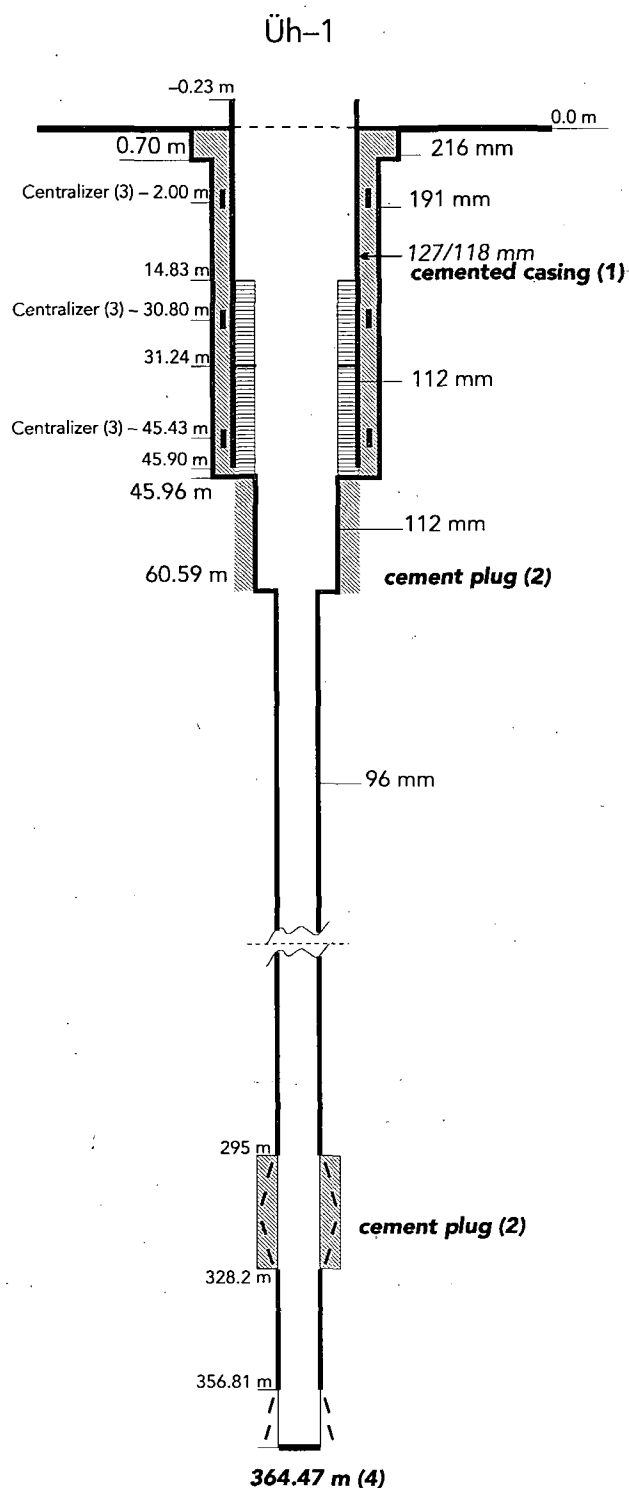


Figure 1. Scheme of the borehole Üh-1

1. ábra. Az Üh-1 fúrás vázlatos szerkezete

1 – palástcimentezett béléscső, 2 – lyukfalcementezés, 3 – központosító,  
4 – záró talpmélység, 5 – tömedékelt vezércső, 6 – szűrőcső, 7 –  
hasítékolt szakasz

round-trip method was too slow and inefficient, the wire-line technics should be used (from 184.27), and to avoid bit breaks, a temporary technical casing (outer diameter 108 mm and inner diameter 99.5 mm) was installed. In the next section (from 184.27 to 315.23 m), after installing the technical casing by the tripe wall core catcher (HQ 89 mm drill-pipe), string and thread breaks remained frequent. This meant a frequent reuse of the traditional round-trip method (in different combinations of the 50 and 89 mm HQ drill-pipe). Meanwhile the technical casing was removed from the depth of 60.18 m as it could not prevent string breaks.

Borehole penetrated a tectonic fracture zone starting at 295 m. It could be clearly seen from the condition of the core, and from the penetration rate from the depth of 311.57 m onwards, but real drilling problems started only from 315.23 m. From this depth there was a steady fall and sedimentation of rubbly, loose material on a meter scale, causing a permanent danger of sticking combined with a poor penetration rate. From here drilling advanced at a very low penetration rate by bottom cutting and continuous coring. This method was effective until the borehole reached 316.10 m, after which only bottom cementation was successful.

Before the cementing job between the depths 86.55 and 316.10 m, hydrodynamic testing was carried out (8 packer test, water sampling) by Golder Associates (Germany) Ltd. (HARBORTH and TUNGLI 1997), with technical collaboration of Rotaqua Ltd. The tectonic zone between 316.10 to 330.20 m was penetrated in 6 stages, advancing 2–5 m each time, where the collapsing wall was supported by successively newer bottom cementation. Drilling through the less than 15 m section took a month. Cementation quality showed satisfactory results on the caliper log. From here drilling continued down to the depth of 356.81 m by coring with the HQ wire-line technics, providing a fair advance of about 5.3 m/day.

At 356.81 m the next tectonic zone was encountered, and advance was only possible by taking away the downfall material using continuous bottom cutting, so that cementation was necessary again at 364.47 m. In this unlogged section hydrodynamic tests and water sampling were carried out.

Although there was still about 135 m to drill to reach the planned total depth of 500 m, further tectonic zones and a low penetration rate seemed likely. So far all the tests and logs were carried out at the required quality, providing all the answers to nearly all basic questions. On the other hand, further drilling would have involved great expense carrying a high financial risk. At the same time, we did not expect to gain any additional information which would justify the high expenses, thus drilling was stopped. Following this decision the borehole was cemented up to the surface in three stages.

The mean core recovery in total was satisfactory. In general it was 91.7%, with 59.91% in the tectonic zones (the specification required >50%), and the recovery in non-tectonic zones 94.31% (specification >95%). Despite frequent technical problems during drilling, all borehole parameters match the required specifications (hole wall stability, deviation etc.). Borehole parameters and stability were sufficiently good for geophysical logs and hydrodynamic testing.



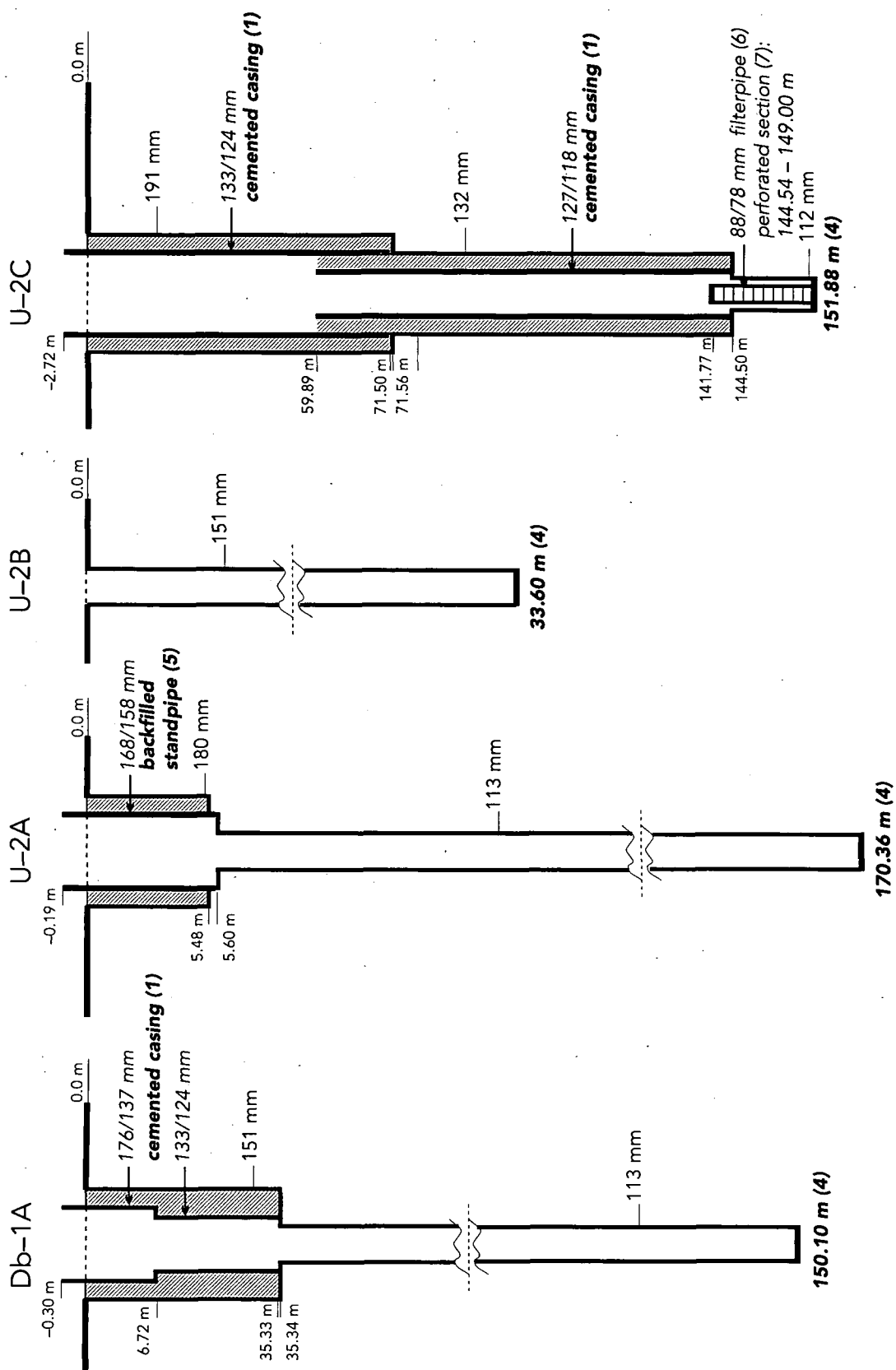


Figure 2. Scheme of the boreholes Db-1A, U-2A, U-2B and U-2C

2. ábra. A Db-1A, az U-2A, U-2B és U-2C fúrások vázlatos szerkezete

Jelmagyarázat az 1. ábrán

### 2.2. Diósberény-1A borehole

This borehole was drilled using a SZKV-500 (UKB-2) truck-mounted rig by direct rotary technology and continuous coring (TUNGLI and GYALOG 1996b). The core drilling diameter was 113 mm (Figure 2), drilled using a tungsten carbide insert bit.

In the starting phase (0 to 3.15 m) of dry drilling a simple wall and later on double walled core barrel was used. During the whole drilling the traditional round-trip method was used. The flushing system had a mud pit with walls insulated by water-glass. Water came from the Diósberény waterworks system. Drilling mud was composed of bentonite and CMC additives. The mud was traced by doping with one ppm uranine. 146 mm outer diameter and 133 mm inner diameter casing was installed and cemented for isolating the porous, highly permeable sandstone beds down to 35.33 m.

After installing a conductor casing, no major problems occurred during the drilling. In 10 days the borehole reached its total depth of 150.1 m (planned depth 150 m), at a mean daily penetration rate of 11.3 m. Afterwards the borehole was completely cemented in 3 steps. Core recovery of the borehole was 138.11 m core from the total of 150.1 m, meaning 92.01%. The mud loss could be only estimated, as the mud system was not closed and the seepage from the mud pit was comparable to the occasional partial loss in the borehole.

### 2.3. Boreholes of the Udvari area

At the Udvari region 3 boreholes were drilled within a 10 m radius (TUNGLI and GYALOG 1996c):

- geological borehole (U-2A) with 170.36 m depth, continuous coring, traced drilling mud;
- dry borehole (U-2B) 33.60 m depth, coring, unflushed drilling;
- hydrogeological borehole (U-2C) 151.88 m depth, drill cuttings, traced drilling mud, 2 hydrodynamically tested sections.

The U-2A borehole was drilled by a SZKV-500 (UKB-2) truck-mounted rig, using direct rotary technology and continuous coring. The drilling diameter was 113 mm, using a tungsten carbide insert bit.

In the starting phase (0 to 4.78 m) of dry drilling, a simple wall and later, during the flushed section, double wall core barrel took the cores up. Down to 5.6 m conductor casing was installed, and it remained there until final cementation of the borehole. During the whole drilling process the traditional round-trip method was used. A closed circuit flushing system (exact measurement of mud loss) was implemented, using a steel tank in the ground as a mud pit. Water used in drilling came from well #2 of the Udvari waterworks (K6 water-exploratory well). Bentonite and CMC were used as additive in the upper 80 m section, while in the lower part the high mud content of the wall rock was the flushing agent of the drilling fluid. The drilling mud was traced using one ppm uranine to distinguish drilling fluid from the formation water. This borehole was drilled without major technical problems. In the flushed section from 4.78 to 170.36 m, the daily penetration rate for 10 days was 16.5 m. Afterwards the borehole was cemented in one stage.

The planned depth was 150 m, but the actual depth was 170.36 m because the Pliocene-Quaternary beds were

thicker than expected. Core recovery of the whole borehole was 161.26 m out of a total of 170.36 m, i.e. 94.66%.

The U-2B borehole was drilled using a SZKV-500 (UKB-2) truck-mounted rig, using direct rotary technology and continuous dry coring. For 0 to 2.0 m the borehole was drilled by a 130 mm spiral earth auger, and up to 9.5 m it was drilled using a tungsten carbide insert-bit of 146 mm diameter with simple wall, core barrel. After this a 151 mm carbide insert bit with simple wall core barrel was used. From pre-determined depths 30 cm long undisturbed samples were taken by using a triple wall (Mazalan) core barrel. During the whole drilling a traditional round-trip method was used.

The planned depth was 20 m, but the borehole was drilled deeper, to 33.6 m. The groundwater level was monitored in the borehole. The borehole initially reached the water table at 32.75 m and the static water level rose to 30.98 m. Eventually the borehole was cemented up in two steps.

The aim of the U-2C borehole was to provide a well for hydrodynamic testing in the geologically determined two depth intervals of 71.42–79.52 m and 144.54–149.00 m. This borehole was drilled by a truck-mounted 1BA15 rig, using rotary technology. This borehole was drilled by drill-cuttings with a roller-bit.

Here a closed circuit flushing system (with exact measurement of mud loss) was also used, utilizing the steel pit in the ground, previously used for borehole U-2A. Water used for drilling came from the #2 well of the Udvari waterworks (K6 exploratory drilling). Clean water for flushing was used with no additives for the sake of later tests, so only the clay from the cut layers improved flushing. The drilling mud was traced by using uranine in a one ppm concentration, in order to separate drilling mud fluid from the intruding ground water which originated from an aquifer.

The borehole diameter of the upper 71.56 m section was 191 mm. 160 mm casing was cemented down to a depth of 71.50 m. From here to 81.51 m the borehole diameter was 132 mm, and a slotted tube (screen) was installed in this section. The first phase of the hydrodynamic testing was to develop the well using a compressor, and when it turned out to be unsuccessful because of low yield, well development continued by bailing out during well cleaning and well testing. After the recharge tests, the water samples showed that only 0.5% of the original flushing fluid remained in the well, as measured by dilution of uranine in the formation water.

In the second phase the borehole was drilled using a 132 mm bit down to 144.5 m, and a 127 mm casing was installed and cemented. A second screen was placed into the section from here down to 151.88 m, drilled using a 112 mm bit. During the hydrodynamic testing of this interval using well cleaning compressing, well efficiency tests, further compressor pumping and recharge measurements were carried out. After this test – by measuring uranine concentration – only 0.2% of the original flushing fluid was found remaining in the well.

After these tests the borehole was converted into a monitoring well.

### 2.4. Evaluation of the technical parameters for drilling

For selecting drilling parameters in core drilling the most important factor is the quality and recovery of the core, and the penetration rate plays only a secondary role. The observed and documented technical data, as well as

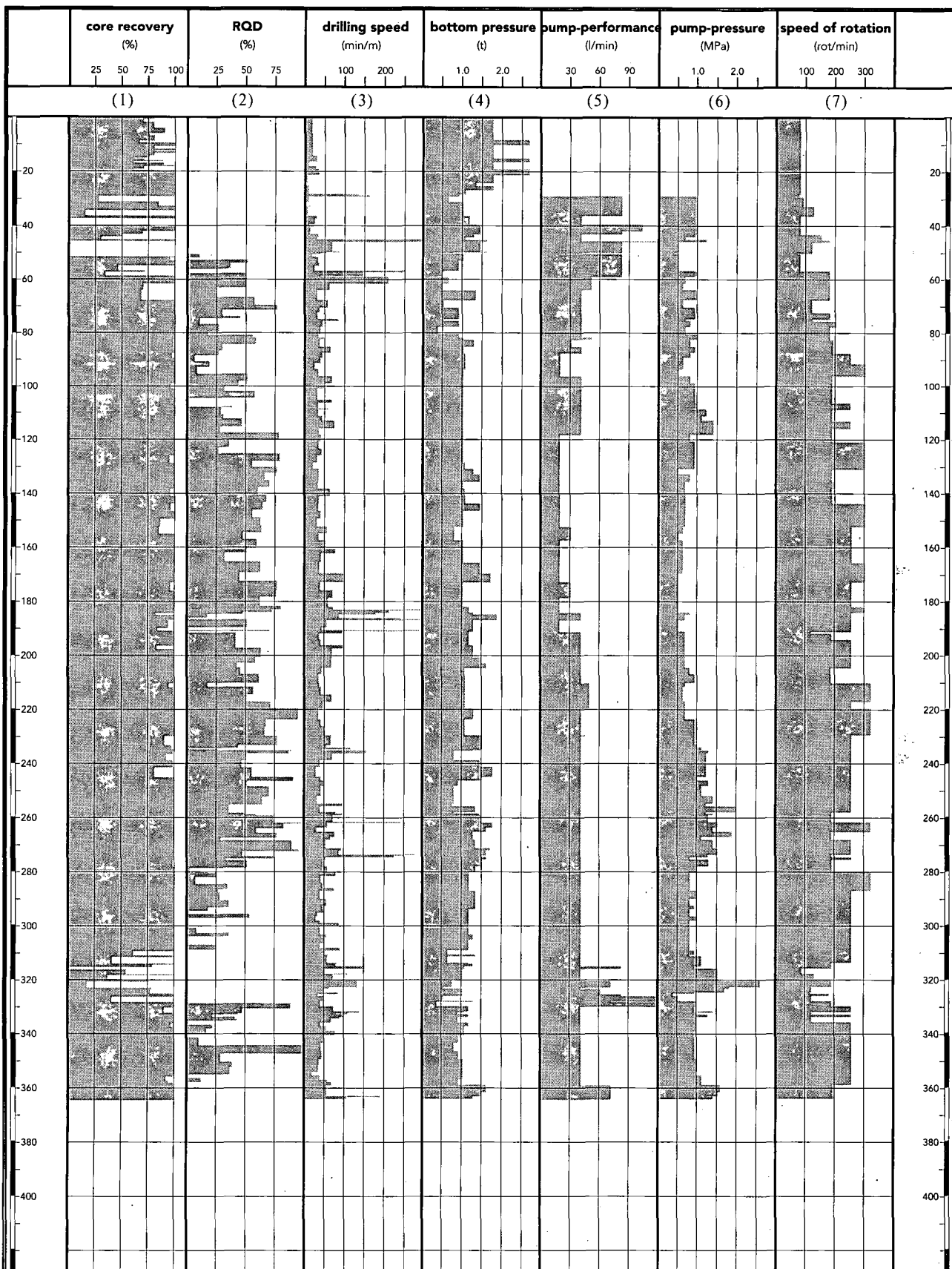


Figure 3. Drilling parameters in the Üh-1 borehole

3. ábra. Az Üh-1 fúrás fúrás műszaki paraméterei

1 – magkihozatal, 2 – kőzetmechanikai minőség DEERE szerint, 3 – előrehaladás, 4 – talpnyomás, 5 – szivattyú-teljesítmény, 6 – szivattyúnyomás, 7 – forgatási sebesség

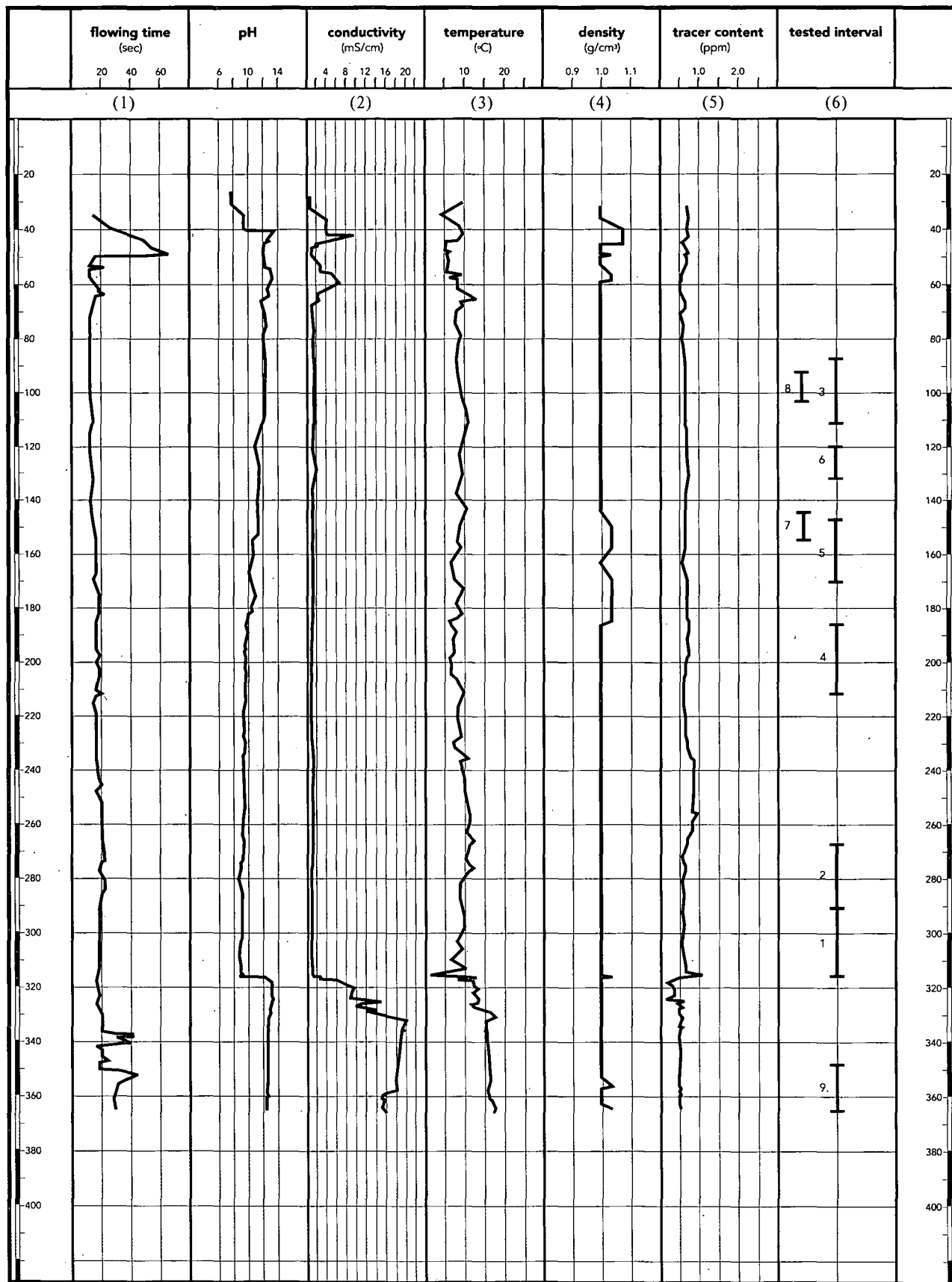


Figure 4. Mud parameters by drilling of the Üh-1 borehole

4. ábra. Öblítőiszap-paraméterek az Üh-1 fúrás mélyítése során

1 – átfolyási idő a Marsh-tölcséren, 2 – vezetőképesség, 3 – hőmérséklet, 4 – sűrűség, 5 – nyomjelző-tartalom, 6 – vizsgálati szakasz.

penetration speed, weight on bit, pump discharge, pump pressure, rotation speed and torque were compared in the different formations penetrated by the borehole.

For example, in the case of the U-2A, the different beds were technically similar in the borehole, thus the technical parameters remained constant during the whole drilling period. The penetration rate correlated well with the physical parameters of the rock formations. The penetration rate in loess (down to 97.0 m) was 4 to 20 min/m, although in some harder layers the rate was 35–40 min/m, while variegated clay beds produced 23–42 min/m, and in the Upper Pannonian beds values of 10–15 min/m were recorded.

In the Űh-1 borehole (Figure 3) the characteristic penetration rate was 20–30 min/m through the loess sequence with the dry drilling method, and in the underlying terrestrial clay it was 2–8 min/m with both flushing and dry methods. The penetration rates fell to between 3–30 min/m in the weathered granite and the granite rubble, while in the granitic aplite, between 45.19–45.96 m, the rates were 380–525 min/m. Below this the penetration rates fell to between 20–90 min/m both in the weathered and intact granite, with a slight increase (35–100 min/m) in the bottom part of the borehole. The rates increased significantly (up to 150–300 min/m) only at the thin (few dm) quartzite and aplite dikes.

The drilling mud parameters which were analysed systematically (Figure 4) showed all the characteristic drilling phases (cementation, drilling through cement plug), as well as changing geological and occasionally surface conditions (such as saturation of clay minerals from the penetrated beds, daily temperature alternation *etc.*) which could be easily correlated in each borehole.

### 3. Tracing of drilling mud

During this drilling project all flushing fluid (water and drilling mud) was coloured by a tracer, thus a quantitative analysis of water samples could determine the ratio of drilling fluid and the intruding ground water.

An ideal tracer must fulfill several requirements (Table 1), but even today there is not a single material known, which fulfills all these expectations. Hydrogeological sur-

veys use several different materials (*e.g.* LiCl, tritium *etc.*). During similar surveys in Switzerland and Germany, Golder Associates (Germany) Ltd. used the pharmaceutical product known as uranine (sodium fluorescein). This tracer is also well known in Hungary, from speleological research, tracing disappearing flows in caves in karstic areas. It can be used as tracer, because even at very low concentrations it fluoresces in UV light, emitting a strong green light. It can be detected by UV spectrometer, and for a quantitative analysis a chemically very clean compound has to be used.

In general uranine is an ideal tool in tracing subsurface waters for hydrogeology. Its benefits are fast detection and a reasonable price. Data from analyses are ready after a few hours and can be used immediately for further steps in the pumping tests *etc.*

Using uranine tracer as the drilling-mud colouring agent, we had to keep the concentration at about 1 ppm, so frequent sampling and checking could be carried out, and when necessary, we corrected the tracer concentration in the mud. Regular uranine concentration measurements were carried out during hydrodynamic tests as well, with water samples collected after the starting concentration fell below 10%.

### 4. Technical control and quality assurance

During this drilling project a technical control and documentation system, proved in several countries by the foreign offices of Golder Associates, has been adapted and extended to suit Hungarian conditions, including modifications which provide a better evaluation (GYALOG and TUNGLI 1996). The original system was applied by Golder Associates (Germany) Ltd. in the Morsleben project (1994–1995), during geological preparatory work in testing a future repository for low and intermediate level radioactive waste. The adaptation of this method was easier because both authors had local experience from this former project. Our aim was to achieve supervision and documentation of the drilling process according to the practice and expectations of international standards. The work was hindered by the short time available and the lack of a final research plan covering all details. Our task was to provide

Comparison between uranine and the ideal tracer

Table 1

Characteristics	Ideal tracer	Uranine (Na-fluorescein)
stability	stable	disintegrates in UV light, oxidation at high temperature
chemical-physical properties	inert, high solubility in water	adsorption in clay minerals, good solubility in water
toxicity in 1–10 mg/l concentration	non-toxic	non-toxic
detection	fast and simple	fast and simple
	possible in field work	possible in field work
	measuring error below 1%	measuring error 1–3% (absolute)
	detection range 4–5 magnitude of order	detection range 10 <sup>-5</sup> –10 <sup>-9</sup>
	specific detectability	not specific, other fluorescent particles could be found in subsurface water
	drill-mud additives not affected	affects colour additives, solid particles of the suspension
effects on other analysis	does not bother other analyses	affecting and hindering on some other analyses
price	low	reasonable

all-minute details of the research program, including full scale and comprehensive descriptions of all stages and processes of the work, which form the basis of *quality assurance and quality control*. The American abbreviation for this words is QA/QC.

The target of any exploratory drilling program is to acquire information about rock quality and structures at different depths. The most important sources of information about the drilling include the following direct information: core, open hole hydrodynamic testing and water samples from given depths. The above are supplemented by indirect information, such as geophysical logging, core parameter measurements, bore technical parameters and drilling-mud data. The quality assurance of both direct observation of the core and indirect information about the borehole depends on the reliability of the information source.

All measurements and observations are samples from a given point, defined in space. In compliance with the measured or observed data, information can only be used properly when their exact location is properly known.

During hydrodynamic testing and water sampling we are measuring a dynamic system. Here the structure of the borehole, the type of bits and other parts of the string (cutting edge, roller-bit, stabilizers, drill-collars *etc.*) specific destructive factors, the time effect – in other words the drilling history, the applied drill-technical parameters, and the alteration during the drilling period (contact and dilution of drilling mud) with water with unconnected beds, change of pressure, pump pressure and power also play an important role.

These are basic phenomena, well known by all drilling experts, and it is clear they attempt to control these by occasional tests and by continuously checking daily reports of the tool pusher. Normally nothing more could have been done, because this requires stricter control, and the presence of a permanent professional supervisor at the bore site. However, even the permanent presence of a supervisor cannot guarantee that all failures are eliminated, because one has to watch several different work phases simultaneously. It can be achieved by a detailed multilateral, transverse, frequently overlapping documentation system, continuously updated during the whole drilling process. In this way we can receive detailed documentation at once, with a guaranteed quality of data, and we can assure completion of all work phases according to specifications. This is the task of quality assurance and quality control.

During quality assurance everything has to be specified within the framework of a scientific and technical structure, so that human errors – *I forgot it, fail to notice, that fact escaped, I thought others have done etc.* – can be eliminated by using unambiguous control mechanisms, and all specific work should be planned in such a way, that even a part of a work-phase could be left out or interchanged, even if these changes appear unimportant from the viewpoint of the employees of the drilling contractor. In the beginning some loss of time may occur relative to the natural pace of work stemming from these built-in control mechanisms. Satisfactory control requires the filling in of some intermediate forms and tables, and the carrying out of some on-site control measurements.

The different works were distributed on the principle of control priority. Nobody was allowed to supervise himself, so nobody could receive or report on his own work.

The task of Golder Associates (Hungary) Ltd. in this research was to organize the work of all participants in on-site drilling and logging, co-ordinate and supervise all data,

and record information observed during the research program which could later be considered important, in the required scope and detail for documentation, from which all phases of drilling and research could be fully and reliably reconstructed. To achieve this task, the QA/QC system has been the tool which guaranteed the exactness and detail elaboration of each work phase, as well as the quality of the information and documentation obtained. The basic data for this system was obtained by our own technical supervisors. The supervision system of Golder Associates (Hungary) Ltd., as far as collecting information and technical data is concerned, was independent from Rotaqua Ltd. and Geological Institute of Hungary. The supervisors were permanently present at the bore site, and controlled the work process and verified all data and facts. At the same time, the transverse overlapping of this system with its inbuilt control mechanism guaranteed quality and reliability of the information.

The task and obligation of the permanent – daily 24 hours – supervision of the engineer (geologist) was to demand the accurate keeping of all parameters during drilling, to maintain careful execution of the drilling and coring, the proper handling and storing core samples on the site, to keep the drilling site tidy, and finally to protect the environment.

Documentation was maintained on PC based printed tables and forms. The drilling process was documented by 3 different daily reports, as well as a summary report, and all important phases were reported separately. The whole data base was handled and stored in Excel.

The forms used were:

- daily reports: daily drilling report, daily technical report, sketch of geology;
- summary reports: drill technical parameters, string tally sheet, casing tally sheet, drill mud data, summarized core recovery, rock-quality designation (RQD) by DEERE, drill mud control analysis, summarized geophysical logging;
- well-testing data reports: water (drill-mud) depression (drawdown) measurements, recovery-measurements, compressing development, yield and water-level measurement, swabbing (pumping) and recovery measurements.

The *Daily Drilling Report* contains the main technical data (depth, drilling diameter, short geological description), summarizes all the events which occurred at the rig chronologically from the previous workday: it especially documents the activity of the drilling contractor (data of the down-up trips, diameter, depth, drilling mud preparations *etc.*). It also documents other activities (well logs, hydrodynamic tests) and all decisions influencing the drilling.

The *Drill Technical Report* (Daily Rig Report) records first of all technical data: drilling team/shift, penetration/shift and daily advance, bit types, length, diameter, drill-mud parameters, materials transported to and from the rig, materials used for mud, cementation and other purposes, including various types and their quality.

In the *Daily Report of the Geological Description* besides the serial numbers of down-trips, the depth intervals of penetration, the bored length and core length, and the recovery are documented. The geological description is only a sketch, describing the rock name, type, age, drilling technical parameters and hydrogeologically important data (*e.g.* in loess sand bedding, in granite fractured zones *etc.*). One report is of special importance: data qualifying

the mechanical specifications of hard rocks (granodiorite), defined by measuring so-called DEERE (RQD) values. According to this scheme, in hard rocks this value is given as the ratio in % of all part of cores longer than 10 cm (non-fractured, full-diameter) related to the whole core length. It was measured in all down sections and finally we received a total value related to hard rocks, giving an overall picture of the total core. This method is excellently suited for achieving a global approach to the quality and physical properties of the rocks cut.

Control and documentation of the bottom and casing cementation job and drilling-mud loss, including water budget are all of great importance.

Exact measurements to drilling-mud loss revealed important information. We documented separately the quantity of fresh water added and additives used. Besides bore technical control, our task was the quality assurance of hydrodynamic testing and well design.

Our supervisors on-site regularly measured the drilling mud, and during well tests the basic parameters of water samples (Marsh viscosity, pH, conductivity, temperature, density). They also took drill mud samples to determine tracer content.

In order to control the on-site continuous drilling mud and water-sample analysis work, a field laboratory was operated in the site management barrack. The main task of the laboratory was to determine uranine tracer content and to control field analysis.

## 5. Results of the technical supervision

In summary the technical supervision supplied during the investigation was considered to be successful:

- all drilling phases were supervised, the quality of work was continuously controlled, the supervisors took part in solving the technical problems and in the co-ordination;
- prepared a complex technical documentation based on reliable data on the strength of which the whole drilling process, together with any technical problems which arose and their solutions can be reconstructed; it contains all drilling parameters which can qualify the drilling work, and promote all tests, investigations and observations inside the borehole, it provides an opportunity to consider the circumstances which arose from the drilling method and can influence the final evaluation.

## References

- GYALOG, L., and TUNGLI, GY., 1996: A minőség-biztosítás és minőség-ellenőrzés feladatai a földtani kutatás fúrési tevékenysége során (in Hungarian: Tasks of the quality assurance and quality control in the drilling activity during the geological prospecting). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HARBORTH, B., and TUNGLI, GY., 1997: Hydrodynamic packer testing in a granite formation (Pakkeres hidrodinamikai tesztelés gránitos összletben). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TUNGLI, GY., and GYALOG, L., 1996a: Fúrás műszaki zárójelentés az Üveghuta-1 (Üh-1) jelű fúrásról (in Hungarian: Technical report on the borehole Üveghuta-1, Üh-1). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TUNGLI, GY., and GYALOG, L., 1996b: Fúrás műszaki zárójelentés a Diósberény-1A (Db-1A) jelű fúrásról (in Hungarian: Technical report on the borehole Diósberény-1A). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TUNGLI, GY., and GYALOG, L., 1996c: Fúrás műszaki zárójelentés az Udvari-2A, -2B, -2C (U-2A, U-2B, U-2C) jelű fúrásokról (in Hungarian: Technical report on the boreholes Udvari-2A, -2B and -2C). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.





## AZ ÜVEGHUTAI, UDVARI ÉS DIÓSBERÉNYI FÚRÁSOK MÉLYÍTÉSE, MŰSZAKI ELLENŐRZÉS ÉS MINŐSÉG-BIZTOSÍTÁS

TUNGLI GYULA, GYALOG LÁSZLÓ

Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54. IV. ép.

A tanulmány érinti a kutatás során mélyült 5 fúrás eseménytörténetét, bemutatja alapvető fúrás-műszaki adatait, főbb műszaki vonatkozású jellemzőit; képet ad a fúrási tevékenység teljes körű dokumentációjáról és a hazánkban ilyen formában elsőként alkalmazott műszaki ellenőrzésről. Vázolja a minőség-biztosítás filozófiája szerint megvalósított ellenőrzési és dokumentációs rendszert, annak gyakorlati alkalmazását; ismerteti az öblítőiszap nyomjelzéséhez kiválasztott uranin tulajdonságát és a nyomjelzéshez kapcsolódó tevékenységet. Tárgyalja az alkalmazott minőség-ellenőrzési és minőség-biztosítási rendszer szükségességét, rámutat előnyre és eredményességre.

### 1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezését célzó földtani kutatás mélyfúrásait a Rotaqua Kft. (Kővágószőlős) mélyítette, a minőség-biztosítás és -ellenőrzés a Golder Associates (Magyarország) Kft. feladata volt. Tanulmányunkban elsőként a program során mélyült fúrások általános fúrás-műszaki leírását adjuk, majd az ezekhez kapcsolódó minőség-biztosítási tevékenységet ismertetjük.

### 2. Általános fúrás-műszaki leírások

A fúrások Bataapáti-Üveghuta, Diósberény és Udvari térségében, az 1996 január közepétől május közepéig tartó időszakban mélyültek; általános fúrás-műszaki adataikat külön-külön ismertetjük.

#### 2.1. Az Üveghuta-1 fúrás

A fúrás ZIF-650 típusú, betonlapra rögzített berendezéssel, külön felépített háromláb-toronnyal, rotary rendszerű fúrási technológiával, végig magfúrással mélyült (TUNGLI GY., GYALOG L. 1996a). A magfúrás átmérője 45,96 m-ig 112 mm, ez alatt 96 mm volt (1. ábra). A gránit fedő összletében keményfémbetűs koronát, az üde gránitban impregnált gyémántkoronát használtak. A száraz fúrás során szimplafalú, a továbbiakban duplafalú magcsövet alkalmaztak. A tervezett gyorsmagszedős módszer mellett 200 m-nél kisebb mélységben hagyományos ki- és beépítési technikával haladtak előre, a későbbiekben a lyuk állapota, a talpon tapasztalható ülepedés mértékének függvényében és a technikai problémák kiküszöbölése érdekében a két technikát kombinálták. Az öblítőrendszer kibetonozott (később PVC-fóliával kibélelt) iszapgödörből állt, a fúrás második szakaszában külön ülepitővel, betonozott iszapcsatornával. A fúrásokhoz felhasznált vizet a fekedő vízmű 2. számú kútjából szállították. (A felhasználandó öblítővízzel szemben mindegyik fúrásnál követelmény volt, hogy rétegvízről származzon, így a későbbi trícium-vizsgálatokat

ne zavarja.) Az öblítőfolyadékhoz adalékanyagként a felső, később beléscsövezett szakaszon bentonitot és CMC-t, a továbbiakban a hidrodinamikai vizsgálatok miatt (hogy a lyuk falára tapadt iszaplepleny a vízbeáramlást ne akadályozza) csak CMC-t és CMC alapú Polifor 30-at használtak. Az öblítőiszap 1 ppm koncentrációban uranin nyomjelzővel lett megfestve az öblítőfolyadék és a rétegvíz elkülöníthetősége végett.

A tervezett 500 m helyett a talpmélység 364,47 m lett.

A száraz fúrási szakaszban (29,15 m-ig) a löszből az adott fúrási technológiával az esetek többségében nem sikerült ép, henger alakú fúrómagot kapni; a magok többnyire szétesőek, „összetekertek” voltak, helyenként jelentős (10-20%-os) tömörödés és a felsőbb rétegekből való kisebb utánhullás is előfordult. Az ezt követő agyagos szakaszon a jó megtartású magokra a helyenként 30-40%-ot is meghaladó duzzadás volt jellemző. A fúrómagban is látható talajvizszivárgás a 19,62-20,42 m közötti kiépítésnél jelentkezett, a nyugalmi talajvízszint 17-18 m körüli mélységben lehet.

29,15 m-től öblítéssel mélyült a fúrás, 45,96 m-ig 112 mm-es átmérővel, jelentős iszapvesztéssel mellett. A fúrómagok alapján döntés született az első cemenetzett beléscsöveket 45,90 m mélységben történő elhelyezéséről. A további fúrás során kiderült, hogy a fenti beléscsöveket alatt újra erősen mállott gránitösszlet következett, és jelentős mértékű öblítőfolyadék veszteség, maghiány és többszöri szerszámszorulás is fellépett. Ezt kiküszöbölendő – mivel a sűrű bentonitos iszappal történő, lyukfal-stabilitást célzó próbálkozások tartósan nem vezettek eredményre – 59,03 m-ig lyukfalszilárdító talpcementezésre került sor. Így a fúrólyuk falának stabilitását sikerült elérni, de ezen a szakaszon a későbbiek során is jelentős öblítőfolyadék-vesztés volt.

A továbbiakban az előrehaladás meggyorsult, és folyamatosan, kisebb nehézségekkel mélyült a fúrás 315,23 m-ig (átlagosan napi 8,8 m előrehaladással). Amíg a hagyományos ki- és beépítési technikával, 50 mm-es rudazattal haladt előre, addig kevés probléma adódott (59,03-184,27 m-ig). A gyorsmagszedős módszerre való áttérés során azonban rendszeresen szerszámtörés, -szakadás történt.

200 m körüli mélységben (184,27 m-nél), amikor a hagyományos ki- és beépítési technika már gazdaságosan

nem válthatta ki a gyorsmagszedős szerszám alkalmazását, a szerszámszakadások elkerülése céljából egy 108/99,5 mm-es ideiglenes beléscsövet (technikai rakatot) ültettek be. A következő időszakban (184,27–315,23 m között) a technikai rakat beépítése után a gyorsmagszedős szerszámmal (HQ 89 mm-es csőrudazat) a továbbfúrás során továbbra is gyakoriak voltak a rudazattörések, menetszakadások. Ezért közben még többször visszatértek a részleges ki- és beépítési technológiára (az 50 mm-es és a 89 mm-es HQ rudazat különböző arányú kombinálásával). Közben a technikai rakatot 60,18 m-ből kiépítették, mivel tervezett célját, a rudazattörések megakadályozását nem érte el.

A fúrás már 295 m-től töredezett zónában haladt. Ez 311,57 m-től az előrehaladásban és a mag állapotában jelentkezett, igazi fúrástechnológiai problémát azonban 315,23 m-től jelentett. Ekkorra állandóvá vált a murvás, laza anyag méteres nagyságrendű ülepedése, ami magában hordozta a megszorulásnak, így a fúrás elszerencsétlenedésének állandó veszélyét. Az ülepedéseket megpróbálták talpmarózással feldolgozni, és közben magfúrással előrehaladni. Ez csak 316,10 m-ig sikerült, és a további próbálkozások nem vezettek eredményre. Megoldásként a talpcementezés kínálkozott.

A cementezés előtt a 86,55–316,10 m-es szakaszon pakkeres hidrodinamikai vizsgálatok (8 tesztvizsgálat, köztük 1 vízmintavétellel) történtek, amelyeket a német Golder Associates végzett el (HARBORTH, B., TUNGLI GY. 1997) a Rotaqua Kft. technikai közreműködésével. A tektonikus zónát 316,10–330,20 m között 6 szakaszban – alkalmanként 2–5 m-es előrehaladás után, az omló lyukfal többszöri talpcementezéssel történő megkötése után – egy hónap időráfordítással sikerült átfúrni. A cementezések minőségéről a bőségszelvény megnyugtató képet adott. Ezután magfúrással, HQ gyorsmagszedős technológiával mélyült tovább a lyuk 356,81 m-ig, elfogadható, átlagosan napi 5,3 m-es előrehaladással.

356,81 m-től újra tektonikus, zúzott zónába jutott a fúrás, előrehaladás ismét csak állandó ülepedés-feldolgozás (talpmarózás) mellett volt lehetséges, ezért 364,47 m-nél újra talpcementezés vált szükségessé. Ekkor a még nem vizsgált szakaszon is egy hidrodinamikai vizsgálatra (vízmintavétellel) került sor (HARBORTH, B., TUNGLI GY. 1997).

Jóllehet még kb. 135 m volt hátra a tervezett 500 m-es talpmélység eléréséig, de a tektonikus, zúzott zónák miatt a vizsgálatok szempontjából kedvezőtlen körülmények között lehetett volna előrejutni. Mivel az addig lemélyült szakaszon a vizsgálatok megfelelő módon és minőségben készültek el, az alapvető kérdésekre a válasz az eddigi eredmények alapján is megadható volt. Ezzel szemben a továbbfúrás újabb komoly költségeket igényelt volna, és nagy pénzügyi kockázatúnak látszott, ugyanakkor nem volt várható a kockázattal arányban álló érdemi információ, ezért döntés született a fúrás végleges leállításáról. Ezután a fúróllyukat 3 lépcsőben a felszínig felcementezték.

A magkihozatal összességében megfelelő volt: a fúrás egészét tekintve 91,7%, a tektonikai zónákból 59,91% (az előírás >50% volt), míg a teljes fúrásból a tektonikai zónák nélkül 94,31% (az előírás >95% volt). A fúrás a mélyítés során felmerült műszaki problémák ellenére megfelelt az összes vizsgálati elvárásnak (a lyukfal stabilitása, az elhajlás mértéke stb.); valamennyi geofizikai és hidrodinamikai vizsgálat számára a fúróllyuk kiképzése és állaga jó minőségű volt.

## 2.2. A Diósberény-1A fúrás

A fúrás SZKV-500 (UKB-2) típusú, önjáró berendezéssel, rotary rendszerű fúrési technológiával, végig magfúrással mélyült. A magfúrás átmérője 113 mm volt (2. ábra), a mélyítés keményfémbevetés koronával történt (TUNGLI GY., GYALOG L. 1996b).

A kezdeti száraz fúrás során (3,15 m-ig) szimplafalú, a továbbiakban duplafalú magcsövet használtak. Az egész fúrás során hagyományos ki- és beépítési technikát alkalmaztak. Az öblítőrendszer tárolóegysége vízüveggel kikent iszapgödörből állt. A fúrásokhoz felhasznált vizet a diósberényi közüzemi vízvezetékrendszerből vételezték. Az öblítőfolyadékhoz adalékanyagként bentonitot és CMC-t használtak. Az öblítőiszap 1 ppm koncentrációban uránin nyomjelzővel lett megfestve. 35,33 m-ig 133 ill. 146 mm-es palástcementezett acél beléscsőszakaszt építettek be a nagy víznyelő-képességű homokrétetg kizárására.

A beléscsövezés után a fúróllyuk továbbfúrása viszonylag problémamentesen történt. 10 nap alatt megfelelő, átlagosan napi 11,3 m-es előrehaladással érték el a végleges talpmélységet, 150,10 m-t (a tervezett talpmélység 150 m volt). Ezután a fúróllyukat 3 lépcsőben teljesen felcementezték. A magkihozatal az egész fúrást tekintve (150,10 m-ből 138,11 m mag) 92,01% volt.

Mivel az iszaprendszer nem volt zárt, és az iszapgödörből történő elszívargás mértéke összevethető volt a fúróllyukban észlelhető iszapvesztés mennyiségével, így csak becsülni lehetett az egyes előrehaladáshoz tartozó iszapvesztéseket.

## 2.3. Az udvari kutatási terület fúrásai

Udvari térségében 3 fúrást mélyítettek egy 10 m-es körön belül (TUNGLI GY., GYALOG L. 1996c):

- földtani alapfúrás (U-2A) 170,36 m-es mélységig, végig magfúrással, nyomjelzett öblítőiszappal;
- „száraz” fúrás (U-2B) 33,60 m-ig, magfúrásként, végig szárazon fúrva;
- hidrogeológiai fúrás (U-2C) 151,88 m mélységig, teljes szelvényrel fúrva, nyomjelzett öblítőiszappal, két hidrodinamikailag vizsgált szakasszal.

Az U-2A fúrás SZKV-500 (UKB-2) típusú önjáró berendezéssel, rotary rendszerű fúrési technológiával, végig magfúrással mélyült. A magfúrás átmérője 113 mm volt, a mélyítéshez keményfémbevetés koronát használtak.

Az indító száraz fúrás során (4,78 m-ig) szimplafalú, az öblítéses magfúrás során duplafalú magcsövet alkalmaztak. 5,60 m-ig vezércső lett elhelyezve, amely csak a fúróllyuk végső elcementezésekor építettek ki. Az egész fúrás során hagyományos ki- és beépítési technikát használtak. Ennél a fúrás csoportnál már zárt öblítőrendszert alakítottak ki (a vízvesztés fokozott ellenőrzésére), gödörbe ásott acél iszaptartály tárolóegységgel. A fúrásokhoz felhasznált vizet az udvari vízmű 2. számú kútjából (K6 vízfúrás) vételezték. Az öblítőfolyadékhoz adalékanyagként a felső 80 m-es szakaszon bentonitot és CMC-t használtak, ez alatt csak a fúrt rétegek agyagtartalma volt „adalékanyag”. Az öblítőiszap 1 ppm koncentrációban uránin nyomjelzővel lett megfestve az öblítőfolyadék és a rétegvíz elkülöníthetősége végett. A fúrás viszonylag problémamentesen történt. Az öblítéses szakaszban 4,78–170,36 m között 10 nap alatt 16,5 m volt a napi előrehaladás. Ezután a fúróllyukat 1 lépcsőben teljesen felcementezték.

A tervezett talpmélység 150 m volt, a végleges talp-

mélység a negyedidőszaki rétegeknek a vártnál nagyobb vastagsága miatt 170,36 m lett. A magkihozatal az egész fúrást tekintve (170,36 m-ből 161,26 m mag) 94,66% volt.

Az *U-2B fúrás* SZKV-500 (UKB-2) típusú önjáró berendezéssel, rotary rendszerű fúrási technológiával, végig száraz magfúrással mélyült, mintavétel céljából. A magfúrás 2,0 m-ig 130 mm-es spirálfúróval, 9,5 m-ig 146 mm-es keményfémbevetés koronával és szimplafalú magcsővel, majd 151 mm-es keményfémbevetés koronával és szimplafalú magcsővel történt. Megadott mélységközökből 30 cm-es zavartalan mintavételezés volt triplafalú (Mazalán) magcsővel. A fúrás során hagyományos ki- és beépítési technikát használtak.

A tervezett talpmélység 20 m volt, a tényleges talpmélység 33,60 m lett. A fúrásban mértük a talajvizszintet is (a megütött 32,75 m, a nyugalmi 30,98 m volt), majd a fúrást 2 lépcsőben felcementezték.

Az *U-2C fúrás* célja a földtani fúrás alapján előzetesen megadott két mélységtartományban (71,42–79,52 m és 144,54–149,00 m között) hidrodinamikai vizsgálatok végzése volt.

A fúrás 1BA15 típusú önjáró berendezéssel, rotary rendszerű fúrási technológiával, végig teljes szelvényvel mélyült; mélyítéséhez görgős vésőt használtak.

Itt is zárt öblítőrendszert alakítottak ki, tárolóegysége az *U-2A* fúráshoz már kialakított, gödörbe ástott acél tartály volt. A fúrásokhoz felhasznált vizet az udvari vízmű 2. számú kútjából (K6 vízfúrás) vételezték. Tiszta vízzel fúrtak, adalékanyagot nem használtak, csak a fúrt rétegek agyagtartalmát javította az öblítőiszapot, hogy a későbbi vizvizsgálatokat az adalékanyag ne zavarja. Az öblítőiszap 1 ppm koncentrációban uranin nyomjelzővel lett megfestve az öblítőfolyadék és a rétegvíz elkülöníthetősége végett.

Először 191 mm-es átmérővel 71,56 m-ig mélyült a fúrás, a szakaszba 71,50 m-ig 160 mm-es palástcementezett béléscső került. A 81,51 m-ig terjedő 132 mm-es szakaszba 89 mm-es szűrőcsövet építettek be. Az intervallumban végzett hidrodinamikai vizsgálatok során először tisztító kompresszorozás, majd amikor a kis vízhozam miatt ez már nem volt lehetséges, dugattyús vizkiemelések történtek a kúttisztításhoz, valamint a kútvizsgálatokhoz is. A visszatöltődés-mérések utáni vízmintában az öblítőfolyadék – a nyomjelző uranin mért koncentrációja alapján – már csak 0,5%-ban volt jelen.

A második szakaszban először 132 mm-es átmérővel 144,50 m-ig mélyült a fúrás, a szakaszba 144,50 m-ig 127 mm-es palástcementezett béléscső került. A 151,88 m-ig terjedő következő, 112 mm-es szakaszba 89 mm-es szűrőcsövet építettek be. Az intervallumban végzett hidrodinamikai vizsgálatok során tisztító kompresszorozás, majd kútvizsgálatokhoz újabb kompresszorozások és visszatöltődés-mérések történtek. Ezután a vízmintákban az öblítőfolyadék – a nyomjelző uranin mért koncentrációja alapján – már csak 0,2%-ban volt jelen.

A kútvizsgálatok után a fúrólyukat megfigyelőkúttá képezték ki.

#### 2.4. A fúrásműszaki paraméterek felhasználhatósága

A fúrásműszaki paraméterek megválasztását a magfúrások esetében elsősorban a minél jobb megtartású fúrómagra való törekvés befolyásolja, az előrehaladási sebesség másodlagos jelentőséggel bír. A megfigyelt és dokumentált műszaki adatokat, mint az előrehaladási sebesség, talpnyomás, szivattyútéljesítmény, szivattyúnyomás, forgatási se-

besség, összevetettük a fúrás által harántolt képződményekkel.

Így például az *U-2A* fúrás esetében a rétegek fúrható-sági szempontból az egész fúrás során hasonlóak voltak, ennek megfelelően az alkalmazott főbb paraméterek (talpnyomás, forgatási sebesség) is alig változtak. Az előrehaladás sebességének változása jól párhuzamosítható volt a kőzetminőség változásaival. Az előrehaladási sebességek a lösz összletben (97,0 m-ig) 4–20 perc/fm között változtak (egy-egy keményebb padot 35–40 perc/fm értékek jeleztek). A tarkaagyag összletben 23–42 perc/fm értékek jellemzőek, míg a felsőpannoniai összletben a 10–15 perc/fm volt jellemző.

Az *Üh-1* fúrásban (3. ábra) a löszben a száraz fúrási szakasz során 20–30 perc/m, az alatta következő tarkaagyagban mind szárazon, mind öblítéssel 2–8 perc/m volt a jellemző előrehaladási sebesség. A gránitmurvában és a mállott gránitban 3–30 perc/m, a 45,19–46,96 m közötti aplitos gránitban 380–525 perc/m értékek voltak mérhetőek. Ezután mind a mállott, mind az üde gránitban 20–90 perc/m volt az előrehaladás, amely a fúrás legelső szakaszán 35–100 perc/m-re emelkedett. Csak a vékony, néhány dm-es keményebb kvarcit- és aplittelérek átfúrásakor nőttek meg jelentősen az értékek, 150–530 perc/m-re.

Az öblítőiszap rendszeresen mért paraméterei (4. ábra) alapján az egyes tevékenységek (cementezés, cementdugó átfúrás stb.) hatása, a földtani, esetenként a felszíni körülmények (agyagásványokkal történő telítődés a harántolt rétegekből, ill. napi hőmérsékleti ingadozások stb.) változása ugyancsak minden egyes fúrásban jól követhető, egyértelműen kimutatható volt.

### 3. Az öblítőfolyadék nyomjelzése

Külön szeretnénk kiemelni az öblítőiszap nyomjelzésének a fúrásokban alkalmazott kvantitatív módszerét. A fúrások mélyítése során valamennyi, a fúrólyukba kerülő folyadékot (vizet ill. öblítőiszapot) nyomjelző anyaggal (tracerrel) festettünk meg, hogy a rétegvíz mintázása során mennyiségileg megállapítható legyen a mintában az öblítőiszappal bejuttatott víz és az eredeti rétegvíz-részaránya.

Az ideális nyomjelzőnek számos követelménynek kell megfelelnie (lásd az 1. táblázatot), és a mai napig nem ismert egyetlen olyan anyag sem, amely ezen elvárásoknak minden tekintetben megfelelne. A hidrogeológiában nyomjelzőként több anyag is ismeretes (pl.: LiCl, trícium stb.). A Golder Associates a hasonló célú svájci és németországi kutatások során a gyógyszeriparban *uraninként* ismert *nátrium-fluoreszceint* használta. Ezt hazánkban is ismerik, búvópatakok megfestésére alkalmazzák. Nyomjelzőként történő felhasználása azon alapul, hogy az uranin a zöld látható tartományában ultraibolya fény hatására fluoreszkál. Méréstechnikai szempontból kedvező tulajdonságú, hogy már nagyon kis mennyiség esetén is optikai úton egyszerűen és gyorsan meghatározható. Méréséhez kellő tisztaságú nyomjelző anyagot kell használni, pontos meghatározásához UV spektrométer szükséges.

Összességében az uranin a mélységi vizek hidrogeológiai célú megfestésére nyomjelzőként jól bevált. A fő előnye viszonylag olcsó ára és gyors meghatározhatósága. Az elemzési eredmények a vízmintavétel után néhány órával rendelkezésre állnak, és így a további teendők (pl. további szivattyúzás) kijelöléséhez azonnal felhasználhatók.

A nyomjelző használata során a fúróiszapot megfestet-

## Az uranin és az ideális nyomjelző tulajdonságainak összevetése

1. táblázat

Tulajdonság	Ideális nyomjelző	Uranin (Na-fluoreszcein)
stabilitás	stabil	UV fény, oxidáció és magas hő hatására szétbomlik
kémiai-fizikai tulajdonságok	inert, vízben jól oldódik	agyagásványokban adszorbeálódik, vízben jól oldódik
természetes előfordulás	felszín alatti természetes vizekben nem fordul elő	esetleg a korábbi festési-nyomjelzési kísérletek során kerülhetett mélységi vizekbe
toxicitás (1–10 mg/l koncentráció mellett)	nem toxikus	nem toxikus
kimutatás	gyors és egyszerű	gyors és egyszerű
	terepen lehetséges	terepen is meghatározható
	pontosság 1% alatt	pontosság 1–3% (abszolút)
	elemzési tartomány 4–5 nagyságrend	elemzési tartomány $10^{-5}$ – $10^{-9}$
	specifikus kimutathatóság	kimutathatósága nem igazán specifikus, hasonlóan fluoreszkáló anyagok mélységi vizekben előfordulhatnak
	kimutathatóságát az öblítőiszap adalék-anyagok nem befolyásolják	kimutathatóságát a színes adalékok és a szuszpenzió szilárd részecskéi zavarják
hatása az egyéb vizsgálatokra	egyéb vizsgálatokat nem zavar, ill. akadályoz	egyeb vizsgálatokra kihatással van, vagy akadályozza
ár	lehetőség szerint alacsony	viszonylag alacsony

tük uraninnal; a nyomjelző tartalmát állandó 1 ppm-es szinten kellett tartanunk, ezért rendszeres mintázás és ellenőrzés mellett szükség esetén korrigáltuk az öblítőiszapban a nyomjelző koncentrációját. Ugyancsak rendszeres uranintartalom mérés folyt a hidrodinamikai vizsgálatok során, amikor a kiindulási koncentráció 10% alá csökkenése után került sor a vízminta vételre.

#### 4. Műszaki ellenőrzés és minőség-biztosítás

A munkálatok során a Golder Associates külföldi irodái által eddig már több országban kipróbált és használt műszaki ellenőrzési és dokumentációs rendszert adaptáltuk a hazai viszonyokra, kibővítve és a jobb értelmezést segítő részekkel módosítva (GYALOG L., TUNGLI GY. 1996). Az eredeti rendszert a Golder Associates (Németország, Celle) a kis és közepes radioaktivitású hulladékok morslebeni telephelyének vizsgálatában (1994–1995) alkalmazta, s az adaptáláshoz az ott szerzett személyes tapasztalataink nagy segítséget nyújtottak. Célunk az volt, hogy a fúrásos kutatásnak a nemzetközi gyakorlat és elvárások szintjén álló műszaki ellenőrzési és dokumentációs rendszerét valósítsuk meg. Munkánkat megnehezítette, hogy nagyon rövid idő állt rendelkezésünkre, és nem volt egy minden részletre kiterjedően véglegesített kutatási terv, hogy teljes körű és pontos munkafázis- és munkafolyamat-leírásokat adhasunk a kutatási program legapróbb részleteig, ami a minőség-biztosítás és minőség-ellenőrzés alapjául szolgál. Ennek a tartalma az amerikai projektszervezésből *Quality Assurance/Quality Control* néven (rövidítve *QA/QC*) ismeretes.

Bármely fúrásos kutatás célja az, hogy információt szerezünk a kőzetek tulajdonságairól, szerkezetéről a különböző mélységekből. A legfontosabb információforrások, amelyek közvetlen információt adnak: a fűrőmag, a csővezetelen fűrőlyukban elvégzett („open hole”) hidrodinamikai vizsgálatok és a mélységi vízminták. Ezek egészülnek ki a közvetett megfigyelések, mérések egész sorával (geofizikai vizsgálatok, a fűrőmagon történő mérések, a fúrás mélyítése során észlelhető műszaki paraméterek, öblítőiszap adatok stb.).

Mind a közvetlen, mind a közvetett megfigyelés minőségi biztosítéka akár a vizsgált fűrőmag, akár a fűrőlyuk

esetében az információforrás megbízhatósága. A végrehajtott mérések, megfigyelések mind a tér egy meghatározható pontjához tartozó „mintavételek”. Ennek megfelelően a mért vagy észlelt adat, információ csak akkor válik megfelelően felhasználhatóvá, ha megbízhatóan ismerjük annak pontos térbeli helyét.

A fűrőlyuk hidrodinamikai vizsgálata ill. a vízmintavétel során egy dinamikus rendszert vizsgálunk. Itt már a pontos térbeli helyzeten felül jelentőséggel bír a fúrás szerkezete, a lyukfal állagát befolyásoló eszközök (koronák, vésők, stabilizátorok, rudazat) eltérő roncsoló tulajdonsága, valamint az időtényező is, tehát a fúrás eseménytörténete, az alkalmazott fúrásműszaki paraméterek, valamint az azokban történő változások, az öblítőiszap érintkezése és elyegedése a rétegvizekkel, a fúrásban kialakuló kapcsolat a különböző rétegek között, valamint az ugyancsak nyomásváltozásokat okozó és a rétegvizek viselkedését befolyásoló szivattyúnyomás és -teljesítmény.

Mindez nem újdonság, hiszen a fúrásos kutatással foglalkozó szakemberek tisztában vannak a fősoroltak jelentőségével, és eddig is igyekeztek megfelelni az elvárásoknak alkalmankénti ellenőrzéssel, a fűrőmester dokumentációjának rendszeres átnézésével. Többre azonban nem futotta és nem is futhatta, hiszen az már egy állandó felügyeletet kívánt volna meg. De még az állandó ellenőrzés sem garantálja önmagában a hibák teljes körű kiküszöbölését, hiszen a fúrás során számos munkafolyamatra kell egymással párhuzamosan figyelni. Mindez azonban megvalósítható egy – a fúrással párhuzamosan haladó, több, keresztirányú átfedéssel és csatolással felépülő – részletes dokumentációs rendszeren keresztül. Ennek során egyszerre kapunk részletes dokumentációt megbízható, garantált adatokkal, és biztosítjuk a munkafolyamatok előírásoknak megfelelő módon történő elvégzését. Ez a minőség-biztosítás és minőség-ellenőrzés dolga.

A minőség-biztosítás során a műszaki-tudományos kereteken belül mindent úgy kell megadni, hogy a véletlen hibák – az olyan emberi hibák, mint *elfelejtettem, elnéztem, nem arra gondoltam, másra számítottam, úgy gondoltam, hogy már megcsinálták stb.* – egészen egyértelmű kontroll-mechanizmusokon keresztül kizárhatók legyenek, és a

konkrét munkákat úgy lehessen megtervezni, hogy ne fordulhasson elő az, hogy véletlenül kimaradjon a munkafolyamatnak akárcsak egy szakasza is, vagy a különböző szakaszok felcserélődjenek, még ha ez a változás a fúrási vállalkozó dolgozóinak számára lényegtelennek is tűnik. A természetes munkamenetben ezek miatt a beépített kontrollmechanizmusok miatt a kezdeti időkben kisebb idővesztések előfordultak. A megfelelő ellenőrzéshez több közbülső formanyomtatványt, táblázatot is kitöltöttünk, több helyszíni összemérés történt ellenőrzési céllal.

A munkákat aszerint osztottuk szét, hogy az ellenőrzési prioritás elve érvényesülhessen, senki se ellenőrizze önmagát, azaz senki ne kontrollálja a saját munkáját ill. a munkájából született anyagot vagy jelentést.

A Golder Associates feladata ebben a kutatómunkában az volt, hogy a fúrási és a lyukvizsgálati tevékenységben résztvevők terepi munkáját szervezze, összehangolja és felügyelje, és mindazon adatot, információt, amely a fúrás során észlelhető és a későbbiekben jelentőséggel bírhat, rögzítsen olyan terjedelemben és részletességgel, hogy a dokumentációból a tevékenységet, munkafázist megbízhatóan és teljes körűen rekonstruálni lehessen. Ennek eszközül szolgált a fúrás minőség-biztosító és -ellenőrző (QA/QC) rendszere, amely az egyes munkafázisok kivitelezésének gondosságát, valamint az információszerzés és dokumentálás minőségét szavatolta. A rendszer alapjául szolgáló adatokat saját műszaki ellenőreinken keresztül gyűjtöttük be. A Golder Associates műszaki ellenőri rendszere az információszerzés, műszaki adatgyűjtés szempontjából független volt a fúrási vállalkozótól és a megbízótól egyaránt. A műszaki ellenőrök állandóan jelen voltak a fúrásnál, felügyelték a munkafolyamatot, tanúsították az adatok, tények valódiságát. Ugyanakkor a rendszer keresztirányú átfedettsége, a kontrollmechanizmusok szavatolták az információk minőségét, megbízhatóságát.

Az állandó – napi 24 órán keresztül folyó – mérnöki felügyelet mindennapi feladata és kötelessége volt a munkafolyamatok ellenőrzésén és dokumentálásán keresztül megkövetelni a fúrási programban szereplő paraméterek betartását, a fúrás-kivitelezés és a magmintavétel gondosságát, a fúrómagok megfelelő helyszíni tárolását, a fúrás környezetének kialakítását, rendben tartását, a természetes környezet megóvását.

A dokumentálás táblázatos formálapokon történt. A fúrási tevékenységről három napjelentés, emellett összesítő jelentések, valamint egy-egy fontosabb tevékenység dokumentálására külön jelentések készültek. Az így előálló adatbázist személyi számítógépen, Excel 5.0 programban tároltuk és kezeltük.

A fúrásoknál az alábbi formálapokat használtuk:

- napjelentések: fúrási napjelentés, műszaki napjelentés, vázlatos terepi földtani felvétel napjelentése;
- összesítő jelentések: fúrásműszaki paraméterek, szerszám-beépítési lista, béléscső-beépítési lista, öblítőiszap adatok, összesített magkihozatal, kőzetmechanikai minősítés (RQD – „rock-quality designation”) DEERE szerint, öblítőiszap kontroll-elemzés, geofizikai fúrólyukmérések összesítése;
- kútvizsgálati jegyzőkönyvek: víz(öblítőiszap)szint-süllyedés mérése, visszatöltődés-mérés, tisztító kompresszorozás, kompresszorozás hozam- és vízszint-méréssel, dugattyúzás és visszatöltődés-mérés.

A „Fúrási napjelentés” a tárgnapot megelőző főbb adatok (a fúrólyuk mélységi és átmérő adatai, rövid földtani vázlat) összefoglalása mellett a fúrásnál történő eseményeket

rögzíti időrendben: elsősorban a fúrási vállalkozó tevékenységét (a fúrás, a be- és kiépítések adatai, átmérő- és mélységadatok, öblítőiszappal kapcsolatos tevékenységek stb.), de más tevékenységet (pl. karotázvizsgálatokat, hidrodinamikai vizsgálatokat), valamint a fúrást befolyásoló döntéseket is.

A „Műszaki napjelentés” elsődlegesen a műszaki adatokat rögzíti. Ezek a következők: a fúrás személyzete, műszakonkénti és egész napi fúrási teljesítmény, a használt szerkezet típusa, átmérője és hossza, az öblítőiszap-paraméterek, a fúráshoz vagy a fúrástól szállított, az öblítőiszaphoz, cementezéshez vagy más célra felhasznált anyagok típusa és mennyisége.

A „Vázlatos terepi földtani felvétel napjelentése”-ben a kiépítések sorszáma mellett az előrehaladás mélységköze, a fúrt hossz és a fúrómag hossza, valamint az elfogadott hossz szerepel. A földtani leírás csak egészen vázlatos; a kőzet neve és kora mellett a fúrástechnikailag vagy vízföldtanilag is fontos földtani adatokat tartalmaz (pl. löszben homokbetelepülés, gránitban töredezett zóna stb.).

A dokumentáció-sorozatból egyet külön érdemes kiemelni: a kemény kőzetek (itt a granodiorit) kőzetmechanikai tulajdonságainak előzetes jellemzésére kőzetmechanikai minősítő adatokat, az ún. DEERE szerinti RQD-értéket mértük. A DEERE szerinti kőzetmechanikai minősítés a kemény kőzetekben fúrt fúrómagoknak a magcsőből való kivétele során a 10 cm-t elérő ép (nem töredezett, teljes átmérőjű) magdaraboknak a teljes maghosszhoz viszonyított arányát jelenti, %-ban megadva. Ezt minden kiépítésnél megmértük, végül a kemény kőzetek összes maghosszára egy összesített értéket is kaptunk. A módszer kiválóan alkalmas arra, hogy első közelítésben gyors, ugyanakkor megbízható képet kapjunk a fúrt öszlet kőzetmechanikai tulajdonságáról.

Nagy jelentőséggel bírt a kiemelkedő fontossággal rendelkező munkálatok (pl. a palást- vagy talpcementezés) gondosságának ellenőrzése és az öblítőiszap-vesztés ill. a vízforgalom dokumentálása.

Lényeges információt hordozott az öblítőiszap-vesztés pontos mérése. Külön dokumentáltuk az öblítőiszaphoz adott friss víz, valamint a felhasznált adalékanyagok mennyiségét. A közvetlen fúrástechnikai munkákon felül feladatkörünk volt a hidrodinamikai vizsgálatok és a kútképzés minőség-biztosítása és -ellenőrzése is.

Műszaki ellenőreink a fúrások helyszínén rendszeresen mérték a fúrási tevékenység alatt az öblítőiszap, illetve a kútvizsgálatok alatt a felszínre emelt vízminták egyes alapparamétereit (átfolyási idő Marsh-tölcsérrrel, pH, vezetőképesség, hőmérséklet, sűrűség), majd öblítőfolyadék-mintát vettek a nyomjelző tartalom meghatározása céljából.

Az öblítőiszap- és vízminták folyamatos elemzése és a fúrásoknál végzett helyszíni elemzések ellenőrzése céljából terepi laboratóriumot működtettünk a terepi bázishelyén. A laboratórium feladata volt a nyomjelző uranin koncentrációjának mérése, illetve a terepi mérések ellenőrzése is.

## 5. A műszaki ellenőri tevékenység eredményei

A fúrások kutatás során végzett műszaki ellenőrzésről összefoglalóan megállapítható, hogy sikeresen ellátta feladatait:

- a fúrás minden munkafázisát felügyelte, az elvégzett munkák minőségét folyamatosan ellenőrizte, részt vett a műszaki nehézségeket okozó problémák felszámolásában, koordinálta a napi munkatevékenységeket;

- létrehozott egy megbízható adatokon alapuló komplex dokumentációt, amely alapján a fűrés teljes eseménytörténete, valamint a felmerült műszaki problémák megoldási folyamata is rekonstruálható; ez a dokumentáció tartalmazza mindazon fűrés adatokat, amelyek minősítik a fűrés kivitelezését és elősegítették a benne folyó vizsgálatok, mérések, észlelések elvégzését, valamint módot adtak a kiértékelést befolyásoló és a fűrés technológiából eredő körülmények figyelembe vételére.

## INFORMATION SUPPORT OF THE RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL SITE EXPLORATION

GÁBOR TURCZI, RITA SZEILER, TIBOR TULLNER and ISTVÁN MARSI

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

**Key words:** cartography, data acquisition, data bases, data processing, digitization, geographic information systems, maps, spatial data

Disposal of different types of wastes, and particularly the storage of hazardous wastes – the by-products of the advance of human technology – is one of the most serious problems that mankind faces today. Disposal of radioactive waste is the most critical aspect of this problem since it cannot be eliminated or neutralized by human intervention. Knowing their half-life period, all that can be done is to ensure their long term, safe storage. Long term applied to the geological, not human time scale. Determination of alternatives for siting a safe disposal facility and their qualification is a typical task supported by the GIS (Geographic Information Systems) processing and analysis of multidisciplinary information.

Siting of areas suitable for the disposal of low and intermediate level radioactive wastes of the Paks nuclear power plant was performed in several stages. The preliminary screening of the whole area of the country was followed by the detailed examination of the 5,000 km<sup>2</sup> region of the Transdanubian Hilly Land. More than 30 themes were integrated during the project. Processes performed included the creation of buffer zones, the combination of areas suitable or disqualified for deposition according to logical conditions as well as the qualification of suitable areas.

### 1. Introduction

The solution of the siting problem of a disposal facility for the radioactive wastes generated by the Paks nuclear power plant requires the processing of large volumes of data. Providing similar extensive projects with computer aided "information support" is not only self evident but a fundamental prerequisite. However what is meant under "support"? Considering scientific "cant" presumably information technology uses the most of expressions that – when precisely formulated – may refer to something simple or sophisticated or represent a large or small volume. The authors of this article intend to provide a brief overview on the data base set up during the project as well as to present the methods applied and providing support in the two most exciting issues, namely in the siting process (BALLA 1997) of an near-surface and underground disposal facility.

Geological data tends to be geographically referenced. Their relationships can thus be illustrated on maps. The related data bases represent the most traditional field of the application of GIS. Their role is particularly outstanding in the siting process requiring the combination of several thematic data layers.

### 2. The data base and information tools applied

Information related to the disposal of low and intermediate level radioactive waste can be classified in two groups: archive data used for preliminary and detailed screening as well as for object selection, and information collected during the recent field reconnaissance. Despite of the need for pre-processing, data derived from these two

diverse sources are integrated in the same application environment. Archive data came from several sites provided in different format and quality. Prior to their input they had to be reinterpreted and transformed into a uniform format. Considering recently acquired data, priority was given to respecting the principles and regulations defined (TURCZI 1994) in the system design. The data base must serve for archiving the facts and basic data in a uniform system as well as for supplying derived information and conclusions.

#### 2.1. The principle of setting up the data base

Data was loaded in the data base using the MGE-MGA (Modular GIS Environment Analyst) product family of Intergraph Co., one of the world leaders on the GIS market. Consequently, both the graphic and the tabular data bases correspond to the MGE standard. The data structure and types ensure flexibility and smooth transfer between specific MGE modules and applications. Graphic element types were restricted to simple ones (points, lines). Use of complex elements requiring conversion or known as causing problems during processing (curves, B-splines) were omitted. Alphanumeric data known as attributes are stored in tables comprising data fields having basic data type definition (character, integer, real). It ensures the flexibility of the data base. We strove to achieve the maximum classification of data possible, since it is one of the most significant features of a GIS data base facilitating diverse application and display capabilities. Each element represented on the map can be accessed either on the basis of its "feature" definition or thematic attributes. In the graphic environment they are separated in different layers while in data tables they are differentiated through identifiers.

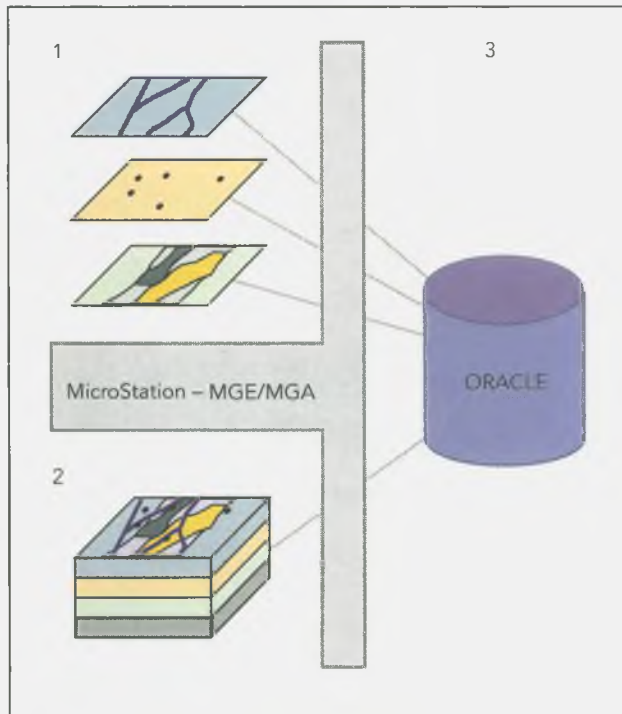


Figure 1. Chart of the data structure and software system

1 – map themes, 2 – summarised topology of single-theme maps, 3 – GIS softwares

#### 1. ábra. Az adat- és szoftverrendszer elvi vázlata

1 – a térképtematikák, 2 – a tematikák összegzett topológiája, 3 – a térinformatikai szoftverek

Digital maps reflect the data base aspect. It means that data base support has invariably a priority over cartographic display. Graphic features bear first of all a spatial aspect instead of serving for the traditional map representation according to a specified legend. For example, in terms of cartographic display a road is represented as a color filled feature between two lines, whereas in GIS only its axis is to be considered. Nevertheless, classification and the related data base comprises the information necessary for cartographic display that can be eventually performed later.

Major emphasis was also given to support multidisciplinary processing and to avoid redundancy. We made a serious effort to ensure unambiguous identification in each data layer. In other words, the fundamental requirement against the thematic attributes linked to graphic features was the specification of a unique or typical identifier.

#### 2.2. The MGE data model

The MGE data model ensures a hierarchical classification of information. The highest level of the hierarchy – the “project” – incorporates the whole range of maps, tabular data and data type definitions. The next level is the “catalogue” comprising the corresponding series of maps. Maps are classified in thematic groups – “categories” – (e.g. geology, hydrogeology, etc.). One map can be assigned, however, to only one “category”. Maps can be regarded as the graphic representation of the features of the real world. Each graphic feature is assigned to a specif-

ic element of the legend (e.g. tectonic line, geological boundary, river, etc.). This element of the legend represents the sum of undivided properties of the graphic feature – level, color, line type, graphic function (e.g. area boundary, linear element, etc.), together with descriptive information. Graphic and tabular data of the data base are stored in maps and relational data tables respectively. Elements of the legend stored in different maps of the data base can be displayed individually or together, systematically or in any combination required by the specific task to be addressed.

In the data base covered by this article all thematic data layers were assigned to one category. It does not mean, however, that we rejected the advantages of classification. It was achieved through different legend types dictated by some technical considerations that are not covered by this article. In order to provide more flexibility, the assignment of the legend type identifiers followed strict rules. E.g. each theme of geomorphology and hydrogeology was given an identifier (name of the data table and data field) starting with “mrf\_” and “vfd\_”, respectively.

The highest organization level of the data in the system is represented by the topology ensuring a precisely ordered spatial structure. As compared to the original graphic line work, topology represents a data structure summarizing the relationships between the geometric position of the graphic features. This structure is of ultimate significance in GIS, since it allows questions concerning the spatial relationships of the features to be asked (e.g. selection of contiguous, crossing, overlapping, etc. polygons). This data structure has a specific feature by facilitating the graphic elements to inherit each other’s attributes as a function of their geometric position, and thus to create new elements.

#### 2.3. The hardware and software environment

Software applied in the project has the common feature of handling data structures corresponding to the industry standard. The data base is composed of two segments, namely drawings and tables. In other words, maps and descriptive information linked to graphic elements. Drawings and tabular data are processed by MicroStation and an effective relational database management system, Oracle, respectively. Both of them support a number of applications (Figure 1) and modules.

MicroStation is used for capture, processing and display of digital data. The MGE-MGA software modules support data base administration, cleaning of raw line work and GIS processing.

Data base administration is a designing procedure preceding the loading of data into the system. The GIS system design includes the determination of graphic and tabular data structures, their classification as well as the methods of data acquisition. Map compilation is realized through GIS analysis representing manipulation of map features.

The specific modules and functions can be automated both individually and in batch mode. Running of complex algorithms allowed us to proceed from initial data to the final results. Specific functions of the modules are controlled by the data themselves. Response to specific questions is achieved through running functions in batch mode.

It has to be noted that the data base and its processing required powerful equipment. Several UNIX graphic workstations were employed with 64 MB central memory.



Nevertheless, processes supporting the siting effort of suitable objects for underground disposal required 5–6 hours of CPU time (in comparison, the quality control of the line-work of a traditional 1:100,000 scale geological map takes around 15 minutes).

### 3. The siting process of objects suitable for near-surface disposal

This chapter covers the GIS modeling of the object selection process on the example of near-surface disposal using complex siting guidelines.

Naturally, the system is not capable of giving a prompt answer to the question – “Where can objects suitable for near-surface waste disposal be found?” On the contrary, it provides precise answer to the question “Where can homogeneous geological formations of low permeability away from zones affected by earthquake hazard, outside a 1 km buffer zone of water supply sources and on a lifted plateau be found?”

The detailed question comprises a series of conditions including qualifying as well as disqualifying features. Every answer provides information with some georeference, and the question can thus be inverted. The positive or negative sense of the conditions was regulated by the need for their combination.

In general terms, the task can be formulated as a siting and qualifying process satisfying a specific series of conditions that can be summarized in professional terms of GIS as follows: processing the complex topology of thematic base maps, building of queries and processing of derived thematic maps.

#### 3.1. Stages of processing

The first stage was devoted to setting up the data base including the data base design and data acquisition. The second one comprised the GIS modeling (TURCZI 1995) of the condition system. It was achieved through the following logical steps: disqualifying screening, siting of areas suitable for further examination, siting of suitable objects, qualifying of suitable objects. The term “object” refers to a geological environment suitable for the deposition of low and intermediate level radioactive waste. Finally, the third stage included the cartographic and tabular display of intermediate and final results as well as their integration into the data base.

The largest portion of the project was devoted to the delineation of disqualified areas. It was made through processing the union of the set of various thematic data layers. The remaining area was qualified prospective for siting suitable objects.

There are a number of ways for arriving from basic data to the desired result. They differ in logical systematization of data and the succession of GIS applications. The factors defining the selection of the most appropriate method can be listed as follows: the functionality of the specific software module, its documented and experienced limits, conflicts within the data and finally, restrictions related to its volume and complexity.

Loading the data base is preceded by making the inventory of basic, derived and resulting themes. Care has to be taken of the specific attributes of thematic features, the range domain of specific data sets and the type of graphic

representation (area, line or point). Through defining the structure of data sets, the way of access to specific thematic layers is established and its efficiency of processing. This analysis stage is of ultimate importance for constructing a powerful data base.

Data processing includes the GIS definition of the condition system and its application. Graphic elements involved in formulating these conditions can be area (epicenter belt of earthquakes), line (oil and gas pipes) or point (water wells, springs) features. Line and point features were invariably buffered, whereas areas were only occasionally buffered by 1–2 km. The width of the buffer zones varied as a function of the specific theme according to the regulations defined in the data base.

One of the central stages of processing comprises the buffering of specific themes. This procedure precedes all successive processes. Afterwards each graphic element of the themes can be handled as an area feature. It gives the capability to formulate complex questions according to the specific conditions through set operations. Thematic data layers must be classified as to whether they prohibit or facilitate waste disposal.

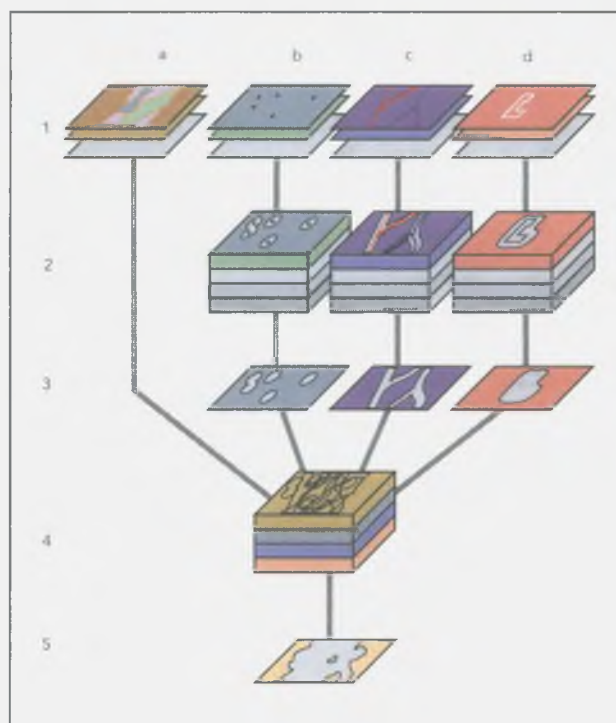


Figure 2. Flow-diagram of the disqualifying screening process

Types of basic themes: a – themes surrounded by buffer zones, b – point, c – linear, d – area; processes and related results: 1 – classification of themes; 2 – creation of buffer zones; 3 – construction of the summarizing topology of themes; 4 – generation of the area’s summarizing topology; 5 – determination of areas disqualified and appropriate for further investigation, respectively

#### 2. ábra. A kizáró szűrés folyamata

Az alaptematikák típusai: a – védőzónával körülvett tematikák, b – pont, c – vonalas, d – terület. A folyamatok és a folyamatokhoz kapcsolt eredmények: 1 – tematikák osztályozása, 2 – védőzónák létrehozása, 3 – tematikákat összegző topológia építése, 4 – területet összegző topológia építése, 5 – kizárt ill. továbbkutatható területek meghatározása

The first result of applying the condition system is the delineation of disqualified areas (*e.g.* areas affected by earthquake hazard, protection zone of water wells, *etc.*). This project stage has the objective of processing the union of disqualified areas, in other words, to process their summarized topology (Figure 2).

It has to be noted at this point that a delineation of a specific data layer in the study area results invariably in two scenarios. One of them provides the answer to the question, whereas its opposite represents the remaining region. Areas with potential for making a new siting effort are thus those situated outside the disqualified ones.

The second stage of the screening results in delineation of areas suitable for siting the disposal facility (*e.g.* plateau, interfluvial ridges, homogenous rocks of low permeability, *etc.*). This process aims at combining different, suitable thematic data layers to bring about their summarized topology.

The third stage is devoted to the assignment of objects suitable for the disposal facility. This data set corresponds to the union of prospective and suitable areas. The resulting data set includes the summarized topology of regions falling outside the disqualified areas and considered simultaneously suitable for waste disposal.

Qualification of the selected objects represents the last stage of the project. Objects assumed suitable in the previous stage are combined with other qualifying thematic data layers. Considering near-surface disposal this process involved as a first approximation a comparison with contour line hydrogeological maps.

### 3.2. The GIS model

Processing of data sets is applied on topologically structured graphic features and the related data base. Topology represents the description of the spatial position and relationship of drawing elements. Creation of a sophisticated topological data structure proceeds stepwise by adding only one theme at each step. Overlapping segments of graphic features will be combined into geometric faces inheriting descriptive attributes of the original elements. These attributes can be accessed in data base tables linked to the elements. Topological data can be manipulated through set operations and building queries. Combined topology facilitates the creation of derived maps *e.g.* through computing the union of areas having common attributes.

We propose to explain these procedures using the example of a disqualifying process combining several themes. The combined topology includes area features holding the properties of each original theme (*e.g.* area affected by earthquake hazard, exceptional value (EV) wetland *etc.*). All their basic elements are related by the common feature of being disqualified for waste deposition. This common property enables them to give rise to a new map with an option to eliminate their superfluous boundaries.

As a result of the described procedures a GIS model was implemented registering the set of interpretation criteria and the basic data set of object assignment. Every single point of the investigated region can be queried, through what criteria and in what way they are suitable or unsuitable for waste disposal. The GIS model facilitates the addition of new criteria to the existing ones and supports their dynamic modification, *e.g.* to increase or decrease the

buffer zones. It is thus possible to get an answer to questions like "How will the area suitable for siting the disposal facility be modified if...?"

### 4. Siting of objects suitable for underground waste disposal

The chief part of the work flow corresponds, or is similar to, the screening procedure outlined in the near-surface siting process. At the same time, the siting of underground objects was realized basically through processing borehole data (CHIKÁN 1997). In the following passage we cover the method that helped us solve the three dimensional problem using two dimensional GIS through introducing several levels, or cross sections.

In the borehole profiles we examined the location of layers suitable for waste disposal. The interpretation was aimed at delineating areas representing the approximate contour line of presumably suitable objects.

Each borehole is represented on map by a point. In the process of object selection they were buffered by a circle characterized by an effective radius. Boreholes were thus represented as cylinders in three dimensional space. Their cross section on the map results in an area element — a circle. Provided the circles of effective radius of neighboring boreholes overlap a continuous rock body can be suggested. In order to qualify overlapping areas precisely, it is necessary to consider the third dimension as well represented by depth. GIS is used first of all for processing two dimensional maps. Therefore we introduced horizontal cross sections to address the three dimensional problem.

Some 1398 boreholes have been deepened in the study area, and 358 of them penetrated suitable layers for waste disposal. The main constraint of the siting process was the presence of an at least 30 m thick continuous suitable layer. The spatial examination of the boreholes was carried out using the following method. Starting from 140 m a.s.l. and shifting a 30 m thick interval by 3 m steps down to -172 m a.s.l. we searched for the presence of an at least 27 m thick continuous suitable layer (boreholes interpreted as positive), or for clues that they are missing in the specific intervals. We used the following definitions (Figure 3):

- *positive borehole*: borehole penetrating a more than 27 m thick suitable layer;
- *negative borehole*: borehole that did not penetrate a more than 27 m thick suitable layer;
- *favorable situation*: the borehole is presumed favorable in the specific depth interval if it penetrated a more than 27 m thick suitable layer in it;
- *disqualifying situation*: the borehole intersected the specific depth interval without penetrating an a more than 27 m thick suitable layer, or it was stopped in more than 3 m depth down from the top of the interval in an unsuitable formation or if it was stopped in suitable formation whose thickness did not, however, achieve 27 m down to the bottom of the interval.

The effective radius of positive and negative boreholes was determined as 2500 m. The stepwise shifting of the depth intervals resulted in the examination of 105 depth ranges corresponding in GIS to the same number of maps bearing area features.

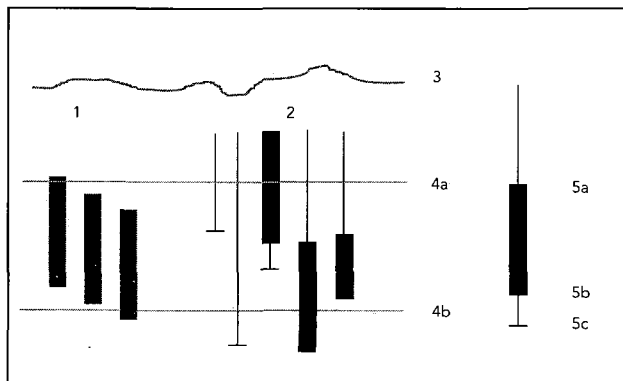
The first stage of processing was devoted to a horizontal comparison of boreholes. Each of the 105 sections gave rise to a separate topology comprising the effective area of boreholes including their overlaps. Positive overlapping

areas and negative areas overlapping the positive ones were integrated and subtracted, respectively. When positive and negative regions overlapped, the effective area of the positive borehole was reduced by the overlying disqualified area. The new boundary was formed by the common chord of effective circles. The resulting series of maps represented the favorable scenario *i.e.* objects suitable for waste disposal in the specified interval.

In the second stage we examined the vertical extent of the objects considering each of the 105 intervals. Starting from the uppermost one each object was provided with a unique identifier. Each object inherits his identifier in every level down the profile from the one above provided they have an overlapping segment. A new object identified in the actual level is given also a new identifier. The level of the appearance of the object giving it its identifier and the lowermost one before its disappearance is called enter and exit levels, respectively.

Altogether, the connectivity of objects through different levels is expressed by the same unique identifier. Their spatial position is controlled through the delineation of enter and exit levels and the co-projection of their contours in the intermediate levels. Since each level is considered as the top section of 30 m thick intervals the exit level is calculated as lying lower by 27 m. Quite similarly, in the process of examination of objects it has to be considered that objects with overlapping contours in the succeeding 9 sections below the exit level (the disappearance of the object) do not constitute a new object.

GIS processing of the work flow described above was realized through the stepwise construction of topology, level by level. Each level was topologically processed in separate cycles. The first step included the superposition of the first and second levels. In each of the following steps

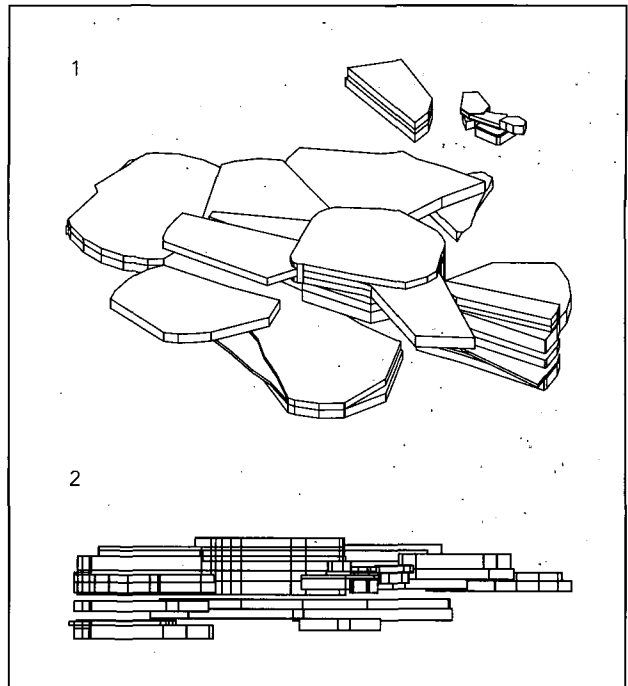


**Figure 3. Scenarios of the relative position of the shifted interval and the sequence of layer**

1 – creation of buffer zones, favourable situations, 2 – unfavourable situations, 3 – surface, 4a – top of the interval, 4b – bottom of the interval, 5a – overburden of the penetrated layer, 5b – bases of the penetrated layer, 5c – bottom of the borehole

**3. ábra. A futó intervallum és a rétegsor helyzetének lehetséges esetei**

1 – kedvező esetek, 2 – kedvezőtlen esetek, 3 – a felszín, 4a – az intervallum teteje, 4b – az intervallum alja, 5a – a harántolt réteg fedő szintje, 5b – a harántolt réteg fekvő szintje, 5c – a fúrás talpa



**Figure 4. Sketch of objects derived from boreholes with overlapping effective area**

1 – isometric view, 2 – lateral view

**4. ábra. Átfedő hatáskörű fúrásokból származtatott objektumok vázlatképe**

1 – izometrikus nézet, 2 – oldalnézet

the topology of the actual level was added to the summarized topological structure of overlying ones. Two object were added if they had the same identifier. The successive addition applied on the levels lying one above the other resulted in the change (increase) in the size of the object. This increase took place when boreholes having overlapping effective areas penetrated the specific object on different levels. It is presumably due to dipping layers or tectonic movements. The map representing objects delineates in the view from above the largest contour of rock bodies suitable for underground waste deposition (Figure 4).

The GIS method outlined above works consistently. Nevertheless, it has to be considered that processing of the 105 levels cutting through 1398 boreholes brought about approximately 30,000 area features. As a result of the integration of topological structures 174 objects were identified. This combination took place under delicate conditions, since the contours of a number of boreholes in different levels perfectly overlapped. Due to the resolution of the co-ordinate system and the finite precision of the processed numbers there are always some slight differences between seemingly perfectly overlapping areas. Consequently, the combinations gave birth to a number of slivers that had to be deleted.

This way of processing of borehole data is not a traditional one, but nevertheless very effective. The sophisticated task of the simultaneous horizontal and vertical examination of borehole profiles was performed through elaborating basic routines organized in cycles.

### 5. Conclusion

One of the basic disciplines supporting data integration is informatics, especially GIS. The projects performed by co-operating teams can only bring success through strictly respecting a consistent system design. Maps deriv-

ing from different disciplines can only be integrated – in a real as well as in a figurative sense – if they are embedded in one, unique projection system. The performance of this task resulted in devising new GIS methods and largely contributed to the reinterpretation and further improvement of internal standards elaborated prior to this project.

### References

- 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). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- CHIKÁN, G., 1997: Role and significance of the geological mapping in site exploration (A földtani térképezés szerepe és jelentősége a radioaktív hulladék-elhelyezési kutatásban). – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II. (this volume).
- TURCZI, G., 1994: A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. Térinformatikai adatbázis (in Hungarian: Geology of the Paks Nuclear Power Plant area. GIS database). – GIS database, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TURCZI, G., 1995: Kis és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezésre alkalmas objektumok a Mezőföldön és az attól délre eső dombvidéken. Térinformatikai adatbázis és feldolgozása (in Hungarian: Suitable sites for low and intermediate level radioactive waste disposal in Mezőföld and hilly areas south of it. GIS database and processing). – Manuscript, Geological Institute of Hungary, Budapest.

## A RADIOAKTÍV HULLADÉK-ELHELYEZÉSI KUTATÁS INFORMATIKAI TÁMOGATÁSA

TURCZI GÁBOR, SZEILER RITA, TULLNER TIBOR, MARSIS ISTVÁN

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

A különböző típusú hulladékok elhelyezése, különösen a technikai fejlődéssel együttjáró veszélyes hulladékok tárolása napjaink egyik legsúlyosabb megoldásra váró problémája. Talán a legnehezebb a helyzet a radioaktív hulladékok esetén, ahol a veszélytelenné válás, a semlegesítés emberi beavatkozással nem oldható meg. A felezési idő ismeretében a hosszantartó biztonságos tárolást kell megoldani. A hosszantartó tárolás azonban nem emberöltő, hanem a geológiai időskálán mozog. A biztonságos tárolóhely-alternatívák kijelölése és minősítése tipikus, sok tematikára támaszkodó térinformatikai elemző munka.

A paksi atomerőmű kis és közepes sugárzású hulladékainak elhelyezésére alkalmas területek kijelölése több lépcsőben történt. Az ország előzetes áttekintő szűrését követően került sor a Mezőföld és környéke 5000 négyzetkilométeres területének részletes elemzésére. Több, mint 30 különféle térképi tematika került összevetésre. Ez védőzónák felállítását, az elhelyezés lehetőségét kizáró vagy támogató területek logikai feltételekhez kötött átfedését és az elhelyezésre alkalmas területek minősítését foglalta magában.

### 1. Bevezetés

A paksi atomerőmű radioaktív hulladékainak elhelyezési problémája nagy mennyiségű adat feldolgozását igényli. Az ilyen méretű és típusú munkában az „informatikai támogatás” természetes és alapvető. De mit is értünk „támogatás” alatt? A tudományos szakzsargonban talán a számítástechnika használja a legtöbb olyan kifejezést, amely — ha konkrétan megfogalmazzuk — jelenthet egyszerűt vagy bonyolultat, sokat és keveset, gondoljunk csak a „rendszer” szóra. E cikk szerzőinek az a célja, hogy rövid áttekintést nyújtsanak a kutatás során felépített adatbázisról, valamint, hogy bemutassák a különféle „támogatások” közül a két legizgalmasabb témában, a felszíni és a felszín alatti elhelyezéshez megfelelő objektumok kiválasztásában (BALLA Z. 1997) alkalmazott módszereket.

A földtudományi adatok helytől függenek, így térbeli összefüggéseiket térképi megfogalmazásban írjuk le. Ezek az adatbázisok a térinformatikai alkalmazások klasszikus területei, melyekből a több tematikát felölelő hulladék-elhelyezési problémakör külön is kiemelkedik.

### 2. Az alapadatbázis és az alkalmazott informatikai eszközök

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésével kapcsolatos adatokat két csoportra oszthatjuk: irodalmi adatokra, melyeket az előzetes és részletes szűrés, valamint objektumkijelölés során használtunk fel, és a terepi kutatási szakaszban gyűjtött friss adatokra. A két eltérő forrásból származó adatok különböző előkészítést igényelnek, de azonos felhasználási környezetbe kerülnek. Irodalmi adatokat más-más adatgazdától, különböző minőségben és formátumban kaptunk. Az adatbázisba való betöltést ártértékelési, egységesítési folyamat előzte meg. Friss adatok esetében a hangsúlyt a rendszertervben megfogal-

mazott elvek (TURCZI G. 1994) és formalitások betartására helyeztük. A feltöltött adatbázis feladata a tények, alapadatok egységes szemléletű archiválása, valamint származtatott információk és következtetések szolgáltatása.

#### 2.1. Az adatbázis-építés elve

Az adatsort a térinformatikai piac egyik vezető amerikai cégének, az Intergraphnak az MGE-MGA (Moduláris Térinformatikai Környezet-elemzés) programcsaládjá segítségével illesztettük az adatbázisba, következésképpen az adatbázisnak mind grafikus, mind pedig táblázatos része az MGE szabványt követi. Az adatok szerkezete és típusai az egyes MGE modulok és alkalmazások között átmenetet, nyitottságot biztosítanak. A rendszer rajzi megjelenítéshez csak egyszerű elemeket (pont, szakasz) használ, nem építkezik olyanokból, melyekről ismeretes, hogy más modulok futtatása során konvertálандók vagy problematikusak (ív, simított görbe). Az adatokat táblázatok rögzítik, melyek alaptípusokból (szöveg, egész szám, valós szám) épített adatmezőket tartalmaznak, ami az adatsor tágabb értelemben vett nyitottságát is biztosítja. Az adatokat maximálisan osztályozzuk. Az osztályozottság a térinformatikai adatbázis egyik legfontosabb eleme, ez teszi lehetővé a sokoldalú felhasználást és megjelenítést. Minden térképen megjelenő elem önállóan vagy logikai besorolás (tematika) szerint érhető el. Az elemeket a grafikában rétegeken, a táblázatokban pedig azonosítójuk vagy tulajdonságaik alapján különítjük el.

A digitális térképek adatbázis-szemléletet tükröznek. Ez azt jelenti, hogy a térképi intelligencia kialakítása minden esetben felülbírálja a kartografálási szempontokat. Más szavakkal: a rajzi elemek elsődleges feladata a térbeliség kifejezése és nem annak hagyományos, jelkulcsi definíció szerinti ábrázolása. Például térképi megjelenítésben az út két vonal közti szintitöltött sáv, a térinformatikai feldolgozás során azonban kizárólag a tengelyvonala használha-

tó fel. A szükséges információt az osztályozottság és a kapcsolt adatbázis biztosítja, így a kartografálás egy külön munkafázisban elvégezhető.

Döntő szempont volt a többcélúság megvalósítása és az adatisméltés elkerülése. Az adatbázis minden tematikájánál egyértelmű azonosításra törekedtünk. Ez azt jelenti, hogy a rajzi elemekhez kapcsolt adatbázis-információval szemben támasztott alapvető követelmény az egyedi vagy típus-azonosító rögzítése volt.

## 2.2. Az MGE adatmodell

Az MGE adatmodell az információ hierarchikus osztályozását és csoportosítását biztosítja. A modell legmagasabb egysége a projekt, amely térképek, táblázatos adatok és adattípus-definíciók összessége. A következő szint a térképek összessége, ezt a katalógus fogja össze. A térképek különböző tematikus csoportokba, kategóriákba (pl. földtan, vízrajz) tartoznak, azonban egy térkép csak egy kategóriába kerülhet. A térképeket a valós világ elemeinek rajzi megjelenítése építi fel. Minden grafikus elem egy meghatározott jelkulcs-osztályba (pl. tektonikai vonal, földtani határ, folyó) tartozik. A jelkulcs-osztály a térképi elem tovább nem osztható tulajdonságainak összessége, melyek a következők: rajzi réteg, szín, vonaltípus, grafikus funkció (területhatár, vonalas elem stb.) és az elemet leíró adatok. Az adatrendszer grafikus elemeit térkép-állományok, a táblázatos információt relációs adattáblák őrzik. A térinformatikai adatbázis különböző térképein megjelenő jelkulcsi elemek külön-külön vagy együttesen a feladattól függő rendezettségben, tetszőleges kombinációban jeleníthetők meg.

Az adatbázisban az összes tematika egy kategóriába került, ami nem jelentett lemondást az osztályozottságról. Az osztályozás jelkulcsi elemek alapján történt, ennek elsősorban technikai oka volt, ismertetése nem ennek a cikknek a témája. A könnyebb kezelhetőség érdekében a jelkulcsi elemek informatikai azonosítóit szigorú nevezéktan alapján határoztuk meg. Pl. az összes geomorfológiai téma „mrf\_”, valamennyi vízföldtani pedig „vfd\_” kezdetű azonosítót (tábla, adatmező neve) kapott.

A rendszerben lévő adatok legmagasabb szervezeti formája a térképi elemek térbeli rendezettségét, egymáshoz viszonyított helyzetét leíró topológia. A topológia az eredeti grafikához képest annyival jelent többet, hogy a térképi elemek geometriai helyzetét informatikai szempontból kezelhető formában összegzi. Ez az adatforma igen lényeges a térinformatikában, mert a „helyhatározós” („Melyek a szomszédos, keresztező, egymást átfedő stb. területek?” típusú) kérdések itt fogalmazhatók meg. Ennek az adatformátumnak az a jellegzetessége, hogy a benne tárolt térképi elemek geometriai helyzetüktől függően örökölhettek egymás tulajdonságait, és segítségükkel új elemek hozhatók létre.

## 2.3. Az alkalmazott hardver és szoftver

Az alkalmazott szoftverek közös jellemzője, hogy az általuk kezelt adatszerkezetek ipari szabvány értékűek. Az adatbázis két részre, rajzokra és táblázatokra, más szóval térképekre és térképi elemekhez kapcsolódó, leíró adatokra tagolódik. A rajzokat a MicroStation, a táblázatos adatokat egy hatékony (relációs) adatbázis-kezelő, az Oracle elnevezésű szoftver kezeli. Mindkettőre több alkalmazási család és modul támaszkodik (1. ábra).

A digitális adatok rögzítése, szerkesztése és megjeleni-

tése a MicroStation feladata. Az MGE-MGA programmodulok az adatbázis-adminisztrációt, a térképi vonalmű tisztítását és a térinformatikai térképfeldolgozást végzik.

Az adatbázis-adminisztráció a rendszer adatokkal való feltöltését megelőző tervező folyamat. A rajzos és táblázatos adatszerkezet meghatározása, osztályozása és rögzítése képezi a térinformatikai rendszer tervét. A térképek feldolgozása a térinformatikai analízis, ami térképi elemekkel való műveleteket jelent.

Az egyes modulok ill. funkciók önmagukban és egymáshoz láncolva programozhatók. Az alapadatokból összetett algoritmusok futtatásával juthatunk el a kívánt eredményhez. A modulok egyes funkcióit maguk az adatok vezérlik. A feladat megoldása funkciók láncolt programozását jelenti.

Fontos megjegyezni, hogy az adatbázis és a feldolgozás jelentős erőforrásokat igényelt, így egyszerre több Unix operációs rendszerű grafikus munkaállomást és 64 megabájt központi memóriát kellett használnunk. A felszín alatti hulladék-elhelyezésre megfelelő objektumok kiválasztása során alkalmazott eljárások futásideje még így is 5-6 órát vett igénybe (összehasonlításként: egy átlagos 1:100 000-es földtani térkép vonalművének ellenőrzése kb. 1/4 óra).

## 3. Felszíni elhelyezésre alkalmas objektumok kiválasztása

Ez a fejezet az összetett feltételrendszer alapján történő objektum-kiválasztás térinformatikai modellezését ismerteti a felszíni elhelyezés példáján.

A feladat legmagasabb szintű kérdése – „Melyek a felszíni hulladék-elhelyezésre alkalmas objektumok?” – térinformatikai rendszerben természetesen nem tehető fel. A „Melyek azok a kis vízvezető-képességű, homogén kőzettestek, amelyek földrengésveszélyes zónáktól biztonságos távolságra és ivóvízbázisok 1 km-es körzetén kívül, kiemelt platón helyezkednek el?” kérdésre azonban már választ várhatunk.

A részletező kérdésben olyan feltételegyüttest fogalmazunk meg, mely pozitív és negatív elemeket tartalmaz. Minden válasz valamilyen helyre vonatkozó információ, így a kérdés megfordítható. A feltételeket attól függően használtuk tagadó vagy állító formában, hogy melyiket lehetett összegezésre használni.

Általános megfogalmazásban a feladat adott feltételrendszernek elegendő tevő területkijelölés és -minősítés, mely a térinformatika nyelvezetére fordítva így hangzik: tematikus alaptérképek összetett topológiájának létrehozása, szűrése, valamint származtatott tematikus térképek előállítás.

### 3.1. Feldolgozási fázisok

Első lépés az adatbázis felépítése, mely magába foglalja az adatbázis tervezését és az adatrögzítést. Második lépés a feltételrendszer térinformatikai modellezése (TURCZI G. 1995), melynek fő logikai egységei a következők: kizáró szűrés, továbbkutatható területek kijelölése, alkalmas objektumok kiválasztása és az objektumok minősítése. Objektum alatt kis és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezése alkalmas földtani környezet értendő. Végül a harmadik lépés a rész- és végeredmények térképi és táblázatos megjelenítése, valamint adatbázisba integrálása.

A feladat jelentős részét a kizárandó területek körvona-

lazása képezi, amely a legkülönbözőbb területi tematikák halmazműveleti összegzése. A kizárás után megmaradó területek azok, ahol alkalmas objektumokat kereshetünk.

Az alapadatoktól az eredményig számos járható út létezik, ami alatt az adatok logikai csoportosítása ill. a térinformatikai alkalmazás ütemezése értendő. A megfelelő módszer kiválasztása a következő tényezők függvénye: az aktuális szoftvermodul funkciókészlete, a szoftver dokumentált és tapasztalt korlátai, az adatokban rejlő konfliktushelyzetek, végül az adatok mennyiségével vagy összetettségével összefüggő korlátozások.

Az adatbázis feltöltését az alaptermatikák, valamint a levezetett, ill. az eredmény-tematikák számbavétele előzi meg. Figyelembe kell venni a tematikus elemek egyedi tulajdonságait, az adatsor értelmezési tartományát, valamint rajzi megjelenési típusát (területi, vonalas, pontszerű). Ez az elemző szakasz sorsdöntő az adatbázis egészére nézve, hiszen ez alapozza meg az adatrendszer osztályozottságát, az egyes tematikák hozzáférhetőségét és a feldolgozások hatékonyságát.

A feldolgozási folyamat a feltételrendszer térinformatikai megfogalmazását és alkalmazását jelenti. A feltételrendszerben érintett térképi elemek lehetnek terület-típusúak (földrengések fészkek-övei), vonalasak (földgáz- és kőolajvezetékek) vagy pontszerűek (vizadó kutak, források). A vonalas és pontszerű elemekhez minden esetben, a területi elemekhez pedig alkalmanként 1–2 km széles védőzónát rendelünk. A védőzóna szélessége tematikánként változó, melyet az adatbázis rögzít.

A feldolgozás ütemezésének lényeges eleme a tematikák minden más lépést megelőző kiegészítése védőzónákkal. Ezt követően minden tematika területi elemként kezelhető, aminek előnye az, hogy a feltételrendszerben feltett kérdések halmazműveletként fogalmazhatók meg. A tematikákat csoportosítani kell aszerint, hogy a hulladék-elhelyezést kizárják-e vagy sem.

A feltételrendszer alkalmazásának első részeredménye a kizárandó területek (pl. földrengésveszélyes területek, vizadó kutak védett környezete stb.) meghatározása. Ennek a feldolgozási folyamatnak a célja a kizáró területi elemek összegzése, azaz a kizárt területek összevont halmazát tartalmazó topológia létrehozása (2. ábra).

Szükségesnek tartjuk megjegyezni, hogy a vizsgált körzeten belüli, egy adott célú lehatárolás valójában mindig kétféle eredményt ad, egyik az állításnak eleget tevő területek, másik a többi kijelölése. Így a kizárandó területeken kívül továbbkutatható térségek vannak.

A szűrési folyamat második részeredménye a hulladék-elhelyezésre alkalmas területek (pl. platók és völgyközi háta, homogén, kis vízvezető-képességű kőzettettek) körvonalazása. Ennél a folyamatnál közös részt kell képezni a különböző szempontból alkalmasnak minősített tematikákból. A folyamat eredménye a területek összevont halmazát tartalmazó topológia.

A harmadik lépés a hulladék-elhelyezésre alkalmas objektumok kijelölése. Ez a halmaz a továbbkutatható ill. elhelyezésre alkalmas területek közös része. A folyamat eredménye a kizárt területeken kívül eső, elhelyezésre alkalmas területek összevont topológiája.

Az utolsó fázisban a kiválasztott objektumokat minősítjük. Ekkor az előző lépésben alkalmasnak talált objektumokat egyéb, minősítő jellegű tematikákkal vetjük össze. A felszíni elhelyezés esetében ez első közelítésben izovonalas vízföldtani térképekkel való összevetést jelentett.

### 3.2. Térinformatikai modell

A halmazok közötti műveletek szintere a topológiaiailag rendezett grafika, valamint az ahhoz kapcsolt adatbázis. A topológia felépítése lépésről lépésre, a tematikák egyenkénti hozzáadásával történik. Területi elemeknél – átfedések révén – a foltoknak (halmazoknak) közös részei keletkeznek, a közös részek (részhalmazok) öröklik az alaphalmazok tulajdonságait. A tulajdonságok a grafikához kapcsolt adattáblákban érhetőek el. A topológiai halmazokon szűrések és halmazműveletek végezhetőek el. A topológia segítségével új térkép hozható létre pl. az azonos tulajdonságú foltok összevonásával.

Tekintsük példaként az általános kizáró szűrést, mely több tematikát foglal magában. Ezek topológiája olyan területi elemeket tartalmaz, melyek az eredeti témakör tulajdonságait fejezik ki (pl. földrengésveszélyes terület, természeti érték stb.). Közös tulajdonságuk az, hogy mindegyik az általános kizáró szűrés eleme, következésképpen e tulajdonságuk alapján új térkép hozható létre, amelyen a feleslegessé váló határvonalak is megszűnnek.

A fenti munkafolyamat eredményeképpen olyan térinformatikai modell készült, amely dokumentálta a kritériumrendszert, valamint az objektumkijelölés alapadathalmazát. A vizsgált körzet minden pontjáról lekérdezhető, hogy mely kritériumok miatt, milyen mértékben alkalmas vagy alkalmatlan a hulladék-elhelyezésre. A térinformatikai modell lehetőséget teremt további kritériumok hozzáadására vagy a feltételek dinamikus változtatására, pl. a védőzóna mértékének növelésére vagy csökkentésére, azaz választ kaphatunk a „Hogyan változik a hulladék-elhelyezésre alkalmas terület határa, ha...?” típusú kérdésre is.

### 4. Felszín alatti elhelyezésre alkalmas objektumok kiválasztása

A munkafolyamat jelentős része megegyezik a felszíni elhelyezésnél leírt szűréssel vagy ahhoz hasonló. A felszín alatti objektumok kiválasztását azonban döntően fúrásokból származó információ határozta meg, így ez a fejezet elsősorban a fúrási adatok feldolgozásával (CHIKÁN G. 1997) foglalkozik. Bemutatjuk azt az eljárást, amelynek segítségével térbeli, háromdimenziós feladatokat síkokra való visszavezetéssel, kétdimenziós térinformatikával oldottunk meg.

A fúrásokban a hulladékbefogadásra alkalmas rétegek helyzetét vizsgáljuk. A kiértékelés célja olyan területek meghatározása, melyek feltételezhetően alkalmas objektumok kontúráját közelítik.

Egy-egy fúrás térképi megjelenése pontszerű. Az objektum-kiválasztás munkafolyamatában a fúrásokra hatósugarat vettünk fel, így a fúrásokat hengerek modellezik, amelyek térképi metszete területi elem – kör. Ha a hatósugaruk alapján a területek összeérnek, úgy összefüggő közzettestet tételezhetünk fel. Az összeérekés pontosabb minősítéséhez azonban szükség van a harmadik dimenzió, a mélység követésére is. Ezt a feladatot a rendelkezésünkre álló informatikában, amely sík térképek feldolgozására van felkészítve, vízszintes metszetekkel oldottuk meg.

A kutatási területen 1398 értékelhető fúrás mélyült, ezekből 358 harántolt hulladék-elhelyezésre alkalmas réteget. A kiértékelési kritérium 30 m vastag, egybefüggő réteg megléte volt. A fúrások térbeli vizsgálatának menete a következő volt. A tengerszint feletti 140 méteres szintről indulva tsza. 172 méterig, 3 méteres léptéttel 30 méteres

mélységközt futtatva el kellett döntenünk, mely fúrások tartalmaznak egy-egy intervallumban legalább 27 méternyi, alkalmasnak minősített réteget (pozitív fúrás), és melyek azok, amelyek azt bizonyítják, hogy az adott intervallumban nincs alkalmasnak minősített réteg. Ehhez az alábbi definíciókat használtuk (3. ábra):

- *pozitív fúrás*: olyan fúrás, mely 27 méternél vastagabb alkalmasnak minősített réteget harántolt;
- *negatív fúrás*: olyan fúrás, mely nem harántolt 27 méternél vastagabb alkalmasnak minősített réteget;
- *kedvező eset*: a fúrás az aktuális mélységközben kedvező, ha azon belül legalább 27 méter alkalmas réteget harántolt;
- *kizáró eset*: a fúrás az aktuális mélységközt úgy harántolta, hogy abban nincs 27 méternél vastagabb alkalmas öszlet, vagy a fúrás talpa 3 méternél mélyebben nem alkalmas rétegben van, vagy ha alkalmas rétegben van, annak vastagsága a mélységköz aljáig nem éri el a 27 métert.

A pozitív és negatív fúrások hatáskörzetét 2500 méternek vettük. A mélységközők léptetésével összesen 105 szintet vizsgáltunk, ami térinformatikai megközelítésben ugyanennyi különböző területi elemet tartalmazó térképet jelentett.

Az első feldolgozási lépésben a fúrásokat vízszintes irányban hasonlítottuk össze. A 105 szinttérképből egy-egy önálló topológia készült, amely a fúrások hatáskörzetét tartalmazta az átfedésekkel együtt. Az átfedő pozitív területeket összevontuk, a pozitív területet átfedő negatív területeket pedig kivontuk. Pozitív és negatív fúrások átfedése esetén a pozitív fúrás hatáskörzete a vele közös részt alkotó kizáró terület miatt csökkent, új határvonalat a hatáskörök közös húrja alkotott. A keletkezett új térképsorozat a kedvező eseteket, azaz az aktuális szinten hulladék-elhelyezésre alkalmas objektumokat mutatta.

A második feldolgozási szakaszban a szinteken végighaladva az objektumok függőleges összetartozását vizsgáltuk. Az első szintről kiindulva a szint objektumaihoz egyedi azonosítót rendeltünk. Egy-egy objektum az azonosítóját minden következő szintben az előző szintben lévő objektumtól örökölte, ha azzal volt közös része. Az aktuális szinten megjelenő új objektum szintén egyedi azonosítót kapott. Azt a szintet, ahol egy objektum először megjelent és egyedi azonosítót kapott, belépési, azt, ahol megszűnt, kilépési szintnek neveztük.

Végeredményben a különböző szinteken lévő objektumok összetartozását az azonosító egyezése fejezte ki. Egy-egy objektum térbeli helyzetét a belépési és kilépési szint lehatárolása, valamint a köztes szintek körvonalainak összevetése határozta meg. Mivel a szintek 30 m-es

mélységközők tetejét azonosították, a kilépési szintet úgy kellett értelmezni, hogy az 27 méterrel mélyebben van. Hasonlóképpen az objektumok vizsgálatánál figyelembe kell venni, hogy az „átfedő” határvonalú induló objektumok a kilépés (az objektum határvonalának megszűnése) után még kilenc szinten keresztül nem képeznek új elemet.

Az ebben a feldolgozási szakaszban leírtak térinformatikai megvalósítása a topológia szintenkénti építésével történt. Az egyes szinteket egy-egy ciklusban összegeztük topológiailag. Első lépésben az első és a második szintet adtuk össze, minden további lépésben az aktuális szintet az előző művelet eredményéhez adtuk hozzá. Két objektumot akkor adtuk össze, ha azonosítójuk megegyezett. Az egymás fölötti szintek összeadása során az objektumok területe változhatott (nöhetett). Ez akkor következett be, ha az adott objektumot az egymást átfedő hatáskörzetű fúrások nem azonos szinten harántolták. Ennek földtani magyarázata rétegdőlés vagy tektonikus elmozdulás lehetett. Az objektum-térkép a mélységi elhelyezésre alkalmas közettesek felülnézeti burkolóját mutatja (4. ábra).

A leírt térinformatikai módszer korrekt, azonban figyelembe kell venni, hogy az 1398 fúrás metsző 105 szintben közel harmincezer területi elem keletkezett. A leírt összevonások eredményeképpen 192 objektum maradt. Az összevonás igen kritikus körülmények között zajlott, hiszen egy-egy fúrásban a szintek egymást tökéletesen fedték. A „tökéletes fedés” azonban csak elméleti, mert a koordináta-rendszer felbontása és a számbábrázolásból eredő csekély eltérések miatt az egymást követő területek kissé eltérőek. Így az összevonások során nagy mennyiségű „forgács” keletkezett, melynek rendszeres takarításáról gondoskodni kellett.

A fúrási adatok ilyen jellegű feldolgozása nem hagyományos, viszont igen hatékony eljárás. Az összetett feladatot, a fúrások vízszintes és függőleges irányú vizsgálatát egyidejűleg, ciklusba szervezett alpműveletekkel oldottuk meg.

## 5. Következtetés

Az informatika, különösen a térinformatika igen fontos gyakorlati szerepe az integráció. Azokban a projektekben, ahol együttműködő munkacsoportok dolgoznak, csak az informatikai rend szigorú betartásával lehet sikerre jutni. A különböző szakterületekről összegyűjtött térképi adatok összevetése csak – átvitt és valós értelemben egyaránt – azonos vonatkoztatási rendszerben lehetséges. A munka elvégzése új informatikai módszerek kialakításához vezetett, s nagymértékben hozzájárult a már korábban kidolgozott belső szabványok újraértékeléséhez és továbbfejlesztéséhez.



Editor-in-chief – főszerkesztő:  
GYÖRGY BÁRDOSSY

Revision by – lektorok:  
ZOLTÁN BALLA and GÉZA CHIKÁN

Scientific edition by – szakszerkesztő:  
ZOLTÁN BALLA

Translation by – fordítók:  
ZOLTÁN BALLA, GYÖRGY BÁRDOSSY, GYÖRGY BUDA, AMADÉ CHIKÁN,  
PÁL DRASKOVITS, NÓRA KÓKAY, GYULA MEZŐ, PÁL MÜLLER, ANNAMÁRIA NÁDOR,  
PÉTER ORMAI, KLÁRA PALOTÁS, ZSOLT RÉTI, TIBOR TULLNER, GYULA TUNGLI and LÁSZLÓ VERŐ

Linguistic revision by – nyelvi lektor:  
JAMES BAKER

Technical edition by – műszaki szerkesztők:  
CSILLA GALAMBOS, ÉVA HEGYI-RUSZNYÁK, ZOLTÁN KŐHEGYI and DEZSŐ SIMONYI

Published by the Geological Institute of Hungary – kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet

Responsible editor – felelős kiadó:  
KÁROLY BREZSNYÁNSZKY  
director – igazgató

HU ISSN 0368-9751

Sponsored by the – készült a  
Paks Nuclear Power Plant Co. – Paksi Atomerőmű Rt. támogatásával

