

RELATIONES ANNUE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

1999-RŐL



RHK Kht.
Puram

ANNUAL REPORT
OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF HUNGARY

RELATIONES ANNUE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

1999-RŐL

ANNUAL REPORT

OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF HUNGARY

Készült a Radioaktív Hulladékokat
Kezelő Közhasznú Társaság támogatásával

Financial Support from
the Public Agency for Radioactive
Waste Management

BUDAPEST, 2000

Editor-in-chief – főszerkesztő:
GYÖRGY BÁRDOSSY

Revision by – lektorok:
ZOLTÁN BALLA and LÁSZLÓ GYALOG

Scientific edition by – szakszerkesztő:
ZOLTÁN BALLA

Translation by – fordítók:
ZOLTÁN BALLA, GYÖRGY BUDA, LÁSZLÓ HAMAR, BARBARA KERÉK, PÉTER MOLNÁR, ANNAMÁRIA NÁDOR,
PÉTER ORMAI, KLÁRA PALOTÁS, IVÁN POLCZ, TIBOR TULLNER, ZOLTÁN UNGER and LÁSZLÓ VERŐ

Linguistic revision by – nyelvi lektor:
JAMES BAKER

Technical edition by – műszaki szerkesztők:
CSILLA GALAMBOS, OLGA PIROS, DEZSŐ SIMONYI and MARGIT TRESZ-SZABÓ

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 Public Agency for Radioactive Waste Management

Készült
a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság támogatásával

CONTENS

BREZSNYÁNSZKY, K.: Activity report of the Geological Institute of Hungary for 1999	25
BÁRDOSY, GY.: Foreword	35
ORMAI, P.: International lessons learned in underground disposal of radioactive waste and their applicability in the Hungarian L/ILW programme	39
BALLA, Z.: Exploration and characteristics of the Üveghuta site	59
GYALOG, L. and TUNGLI, GY.: Exploration drilling at the Üveghuta site – problems and experience	91
KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I. and CHIKÁN, G.: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórág Hills	117
MARSÍ, I.: Geology of overlying beds of granites in the eastern part of the Mórág Hills	149
ZILAHÍ-SEBESS, L., LENDVAY, P. and SZONGOTH, G.: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üveghuta site	171
KOVÁCS-PÁLFFY, P., KALMÁR, J., FÖLDVÁRI M. and BARÁTH-SINYEY, K.: A mineralogical-petrographical characterisation of the weathering crust of the Üveghuta granite	193
ZILAHÍ-SEBESS, L., RIGLER, GY. and SZONGOTH, G.: Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well-logging data	213
BUDA, GY., PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K., KLÖTZLI, U. and COUSENS, B. L.: Mineralogical, petrological and geochemical characteristics of crystalline rocks of the Üveghuta boreholes (Mórág Hills, South Hungary)	231
ZILAHÍ-SEBESS, L., MÉSZÁROS, F. and SZONGOTH, G.: Characterisation of fracture zones in granite, based on well-logging data at the Üveghuta site	253
DUDKO, A.: Correlation of geological and geophysical data for the fracture zones of the Üveghuta site	273
VÉRTESY, L., GULYÁS, Á. and BODROGI M.: Results obtained from digital processing of remote sensing data in the region of the Üveghuta site	287
PRÓNAY, ZS., HERMANN, L. and TÖRÖS, E.: Cross-hole velocity tomography and down-hole seismic survey at the Üveghuta site	299
MAROS, G. and PALOTÁS, K.: Evaluation of planar features in Boreholes Üh-22 and Üh-23 with CoreDump software	315
MAROS, GY. and PALOTÁS, K.: Evaluation of the relative time series of events observed in Boreholes Üh-22 and Üh-23 near Üveghuta with CoreTime software.....	341
KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. and BARÁTH-SINYEY, K.: Mineralogical characterisation of the fissure fillings in the Üveghuta granite	353
BALLA, Z., HORVÁTH, I., ROTÁR-SZALKAI, Á. and TÓTH, GY.: Hydrogeological characteristics of the Üveghuta site	379
MOLNÁR, P., BRADLEY, J. G., ENACHESCU, C. and WOZNIWICZ, J.: Single-borehole hydrogeological testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta, in South-west Hungary	407
BRADLEY, J. G., ENACHESCU, C., MACDONALD, B. and MOLNÁR, P.: Hydrogeological interference testing in the carboniferous granites, at Üveghuta, in South-west Hungary	427
CHIKÁN, G.: Neotectonic features of the Üveghuta area	447
KOVÁCSVÖLGYI, S.: Earthquakes in the wide surroundings of the Üveghuta site	459
VERBŐCI, J., BÉRCI, K., MESTER, J., MUHEL, J., MAJOROS, GY., KOVÁCS, I., SZABÓ, J., MAGYAR, R. and TAKÁCS, T.: Comparison of horizontal and vertical layouts of Üveghuta waste repository	465
VERBŐCI, J., BÉRCI, K., MESTER, J., MAJOROS, GY., KOVÁCS, I., SZABÓ, J., MAGYAR, R., TAKÁCS, T. and PAPP, M.: Sealing of expected fracture zones of the Üveghuta waste repository.....	483

TARTALOM

BREZSNYÁNSZKY K.: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 1999. évi tevékenységéről	7
BÁRDOSSY GY.: Előszó	37
ORMAI P.: A radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésének nemzetközi tapasztalatai és azok alkalmazhatósága a kis és közepes aktivitású hulladékok hazai elhelyezési programjában	49
BALLA Z.: Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése	79
GYALOG L., TUNGLI GY.: Kutatófúrások mélyítése az üveghutai telephelyen – problémák és tapasztalatok	107
KOLOSZÁR L., MARS I., CHIKÁN G.: A Mórágvi-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei	137
MARS I.: A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórágvi-rög keleti részén	163
ZILAH I.-SEBESS L., LENDVAY P., SZONGOTH G.: A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságok alapján az üveghutai telephelyen	185
KOVÁCS-PÁLFFY P., KALMÁR J., FÖLDEVÁRI M., BARÁTH-SINYEY K.: Az üveghutai gránit mállási kérgének ásvány-közettani és geokémiai jellemzése	205
ZILAH I.-SEBESS L., RIGLER GY., SZONGOTH G.: Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alapján	225
BUDA GY., PUSKÁS Z., GÁL-SÓLYMOS K., U. KLÖTZLI, B. L. COUSENS: Üveghutai mélyfúrások kristályos kőzeteinek ásvány-közettani és geokémiai jellemzése (Mórágvi-rög)	245
ZILAH I.-SEBESS L., MÉSZÁROS F., SZONGOTH G.: A gránit töréses öveinek jellemzése mélyfúrás-geofizikai adatok alapján az üveghutai telephelyen	267
DUDKO A.: Töréses övek földtani és geofizikai adatainak összevetése az üveghutai telephelyen	281
VÉRTESY L., GÜLYÁS Á., BODROGI M.: Távérzékelési adatok digitális feldolgozásának eredményei az üveghutai telephely körzetében	295
PRÓNAY ZS., HERMANN L., TÖRÖS E.: Lyukközi szeizmikus sebességtomográfia és lyuk-felszíni mérések az üveghutai telephelyen	309
MAROS GY., PALOTÁS K.: Az üveghutai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel	329
MAROS GY., PALOTÁS K.: Az üveghutai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt események időrendjének értékelése CoreTime szoftverrel	349
KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDEVÁRI M., RÁLISCH-FELGENHAUER E., BARÁTH-SINYEY K.: Az üveghutai gránitban található repedéskitöltések ásványtani jellemzése	369
BALLA Z., HORVÁTH I., ROTÁR-SZALKAI Á., TÓTH GY.: Az üveghutai telephely hidrogeológiai viszonyai	395
MOLNÁR P., J. G. BRADLEY, C. ENACHESCU, J. WOZNIWICZ: Egyedi pakkeres kútvizsgálatok az üveghutai telephely mélyfúrásaiban	419
J. G. BRADLEY, C. ENACHESCU, B. MACDONALD, MOLNÁR P.: Az üveghutai telephely gránitos összletének lyukközi interferenciás kútvizsgálata	439
CHIKÁN G.: Az üveghutai kutatási terület neotektonikája	455
KOVÁCSVÖLGYI S.: Az üveghutai telephely tágabb környezetének földrengései	463
VERBÓCI J., BÉRCI K., MESTER J., MUHEL J., MAJOROS GY., KOVÁCS I., SZABÓ J., MAGYAR R., TAKÁCS T.: Horizontális és vertikális elrendezési változatok összevetése az üveghutai hulladékártólóra	475
VERBÓCI J., BÉRCI K., MESTER J., MAJOROS GY., KOVÁCS I., SZABÓ J., MAGYAR R., TAKÁCS T., PAPP M.: Az üveghutai hulladékártólóra környezetében várható lazulási zónák eltömedékelése	491

IGAZGATÓI BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1999. ÉVI TEVÉKENYSÉGÉRŐL

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY
igazgató

A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) 1999-ben – fennállásának 130. évében – teljesítette előirányzott kutatási és közszolgálati feladatait. A beszámoló elsősorban a költségvetésből finanszírozott állami feladatok teljesítéséről ad számot. Összefoglalót adunk néhány fontosabb külső megbízási munkánkról, amelyek az alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások körébe tartoznak, és a költségvetés külső bevételi előirányzatának részleges teljesítését tették lehetővé. Végül kitérünk az év folyamán támogatott hazai és külföldi pályázatok legjelentősebb eredményeire. A szerződéses munkákból és a pályázatokból származó bevételek fontos tényezők voltak az Intézet pénzügyi és tudományos színvonalának stabilizálásában.

Az Intézet kutatási feladatait az 1998–2000 évekre szóló középtávú koncepció alapján végezte. A koncepció megalkotása és az éves feladatterv kialakítása során érvényre juttattuk az Intézet kettős alapfeladatát, a nemzeti kutatóintézeti jelleg megőrzését és az ország gazdasága által igényelt közszolgálati feladatok teljesítését.

Az Intézet kutatási tevékenységének struktúrája alapvetően nem változott, az év folyamán azonban nagy hangsúlyt fektettünk a középtávú kutatási prioritások érvényesítésére. Ezek közül is kiemelt szerepet kapott a Magyarország 1:100 000-es digitális földtani térkép-sorozatának előállítására, az egyes térképlapokhoz rendelt tematikus adatbázisok építése, valamint az intézeti szöveges és térképi kiadványok megjelenítése.

Különös figyelmet fordítottunk az 1999. évi tervünkben szereplő „új, illetve többlet feladatok” teljesítésére. A költségvetési céltámogatást élvező földtani térképezési és közszolgálati tevékenységek vállalt feladatai maradéktalanul teljesültek. Leglátványosabb eredményeket a kiadványok megjelenítése terén sikerült elérni (a Börzsöny hegység és a Balaton-felvidék földtani térképei, szöveges kiadványok).

Az Intézet az 1999. évi tervfeladatait teljesítette. Kismértékű elmaradás regisztrálható a költségvetés rendkívüli mértékben megemelt külső bevételi előirányzatának teljesítése terén. A körülmények, takarékos gazdálkodásnak és a szerződéses munkák teljesítésében kifejtett erőfeszítéseknek köszönhetően az Intézet pénzügyi egyensúlyát sikerült megőrizni, nincsenek köztartozásaink, az évet pozitív gazdasági mérleggel zártuk. A költségvetés személyi juttatás előirányzata továbbra sem fedezte a szükséges minimumot és a költségvetési feladatok teljesítésének feltételrendszerét is részben a külső szerződéses bevételekből teremtettük meg.

Az Intézet létszámának és bevételi forrásainak alakulását vizsgálva figyelemre méltó, hogy az 1994 óta csaknem változatlan létszám és költségvetési támogatás mellett tovább nőtt a külső szerződésekből származó bevételünk, ami a célirányosabb, szervezettebb munkavégzés javára írható.

A projekt rendszerben folytatott kutatási tevékenység szakmai-adminisztratív kereteit programoknak megfelelő főosztályok biztosították. A projektek megvalósítása a kapcsolódó témákban a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézettel (ELGI) egyeztetett módon történt. A projektekbe nem szervezhető kutatóintézeti feladatokat, mint a laboratóriumi, térinformatikai szolgáltatás, könyvtár, múzeum, osztályok látták el. A kutatási tevékenység tudományos színvonalának egyik fokmérője az a mintegy 150 tételből álló publikációs lista, mely az Intézet kutatóinak 1999-ben nyomtatásban megjelent műveit tartalmazza.

1. Állami kutatási tevékenység

1.1. Természeti erőforrások kutatása

A kutatási program célkitűzését, Magyarország földtani felépítésének és fejlődéstörténetének egyre pontosabb megismerését, földtani térmodelljének megalkotását tektonikaineotektonikai, ökoszisztémái, geokronológiai-szedimentológiai, valamint geokémiai vizsgálatokkal, a medencefejlődés elemzésével (medenceanalízis) szándékoztunk elérni. A főleg *alapkutatás* jellegű tevékenységben Maros Gyula és munkatársai több témában fontos eredményeket értek el.

Tektonikai vizsgálataink során tovább folytattuk az üveg-hutai gránit vizsgálatát. Külső szerződés keretében mélyült

két fúrás maganyagán az ImaGeo magszkennerrel tektonikai eseményeket rögzítettünk és koroltunk, fejlődéstörténeti elemzéseket végeztünk, elemeztük a kőzet repedéskitöltéseit, egybevetettük a magszkenner és a fúrások lyukfal-televíziós felvételeit. Megállapítottuk, hogy a képlékeny deformáció kora variszkuszi, a hidrotermális események az alpi ciklusba tartoznak. Egyidejűleg a magszkenneren folytatódott a vizsgálati értékelést segítő szoftverfejlesztés.

A Dunántúl 1:500 000-es méretarányú aljzattérképének kartografálási munkái folynak. A lineamensek értékelésének előkészítésére a Mecsek-alja, a Budajenői-, a Rába- és a Balaton-vonal lefutása mentén rendelkezésre álló információk adatbázisának feltöltése történt meg.

A *neotektonika* tárgykörében folytatódott a negyedidő-

szaki adatbázisban az adatok kiegészítése, a rétegsorok szedimentológiai, majd fejlődéstörténeti tipizálása. A fúrás adatbázis alapján folyik a pleisztocén és holocén, valamint a pleisztocénen belül elkülöníthető folyóvízi üledékek és a lösz vastagságtérképének szerkesztése a dél-dunántúli területre.

Az *öskörnyezeti rekonstrukció* tárgykörében Budapest-Csabdi-Tinnye környékének badeni-szarmata öskörnyezeti rekonstrukcióját elősegítő anyagvizsgálatot kezdtük meg. A BioGraph szoftverrel történt értékelés eredményeként korjelző zónákat állítottunk fel a Zalai-medence miocén korú laza üledékeiből. Lezártuk a pannóniai klímarekonstrukciós vizsgálatokat, melyben a megkülönböztetett 4 klímafázist korreláltuk az üledéksor ötdrendű ciklusaival. Felsőpannóniai sporomorpha és felsőkréta palynológiai vizsgálatokat végeztünk ökológiai, paleokörnyezeti, klimatológiai értékelési céllal, valamint az üledékek rétegtani hovatartozásának pontosítására.

A *földi élővilágban bekövetkezett változások*, nagy kihalások intersztelláris eredetű magyarázata világszerte a kutatók érdeklődésének középpontjában áll. Kutatóink nemzetközi projekteken szferula szintek biosztratigráfiai pozícióinak meghatározásával járulnak hozzá a vizsgálatokhoz.

Az ásványi nyersanyagok kutatási témakörébe tartozó *szénhidrogénpotenciál-felmérés és medenceanalízis* keretében a szénhidrogénkutató fúrások adatbázisát folyamatosan karban tartottuk, és egyes dunántúli területeken a rétegsorokat kiegészítettük.

Nádor Annamária vezetésével megkezdjük az Alföld pliocén és negyedidőszaki képződményeinek komplex szedimentológiai, öskörnyezeti és paleoklimatológiai vizsgálatát a nagyfelbontású szekvencia-sztratigráfia és a ciklussztratigráfia módszerét alkalmazva. Kutatásainkat 1999-ben a Körös-medence területére összpontosítottuk. Részletes ciklussztratigráfiai elemzésnek vetettük alá a Dévaványa D-1 és Vésztő V-1 mélyfúrásokat. Megállapítottuk, hogy a fúrások felső 1 millió éves időintervallumot átfogó szakaszában 100 ezer éves, míg ez alatt 40 ezer éves periodicitású ciklussosság (5. rendű Milankovič-ciklusok) ismerhetők fel.

A Vésztő V-1 fúrás mintáinak mágneses szuszceptibilitás-görbéje jó egyezést mutat az ODP 677 tengeri oxigénizotóp-görbével, e kettő együttes értelmezésével kidolgoztuk a negyedidőszaki folyóvízi üledékképződés és a klímaváltozás modelljét.

A *szilárd ásványi nyersanyag-potenciál-felmérés* feladata az ország gazdasági potenciáljának megítélésében szerepet játszó különböző nyersanyagfajták országos, összesítő helyzetképeinek készítése (termelés, készletek, igény, eddig elévített kutatások értékelése, reménybeli területek ismertetése). Ennek keretében Csirik György és munkatársai elkészítették a kovaföld és zeolitos tufa nyersanyag-ismereteket. Átdolgoztuk és véglegesítettük a „Magyarország ásványi nyersanyagai” című tervezett kiadvány kéziratát. Kidolgoztuk az ásványi nyersanyagtelepek 3D ábrázolásának módszereit. Az értékelések elkészítéséhez kifejlesztettük a háromszögdiagram-rajzoló program első, tesztváltozatát, az MS Visual Basic 6.0 program továbbfejlesztésével.

1.2. Földtani térképezés

Térképezési feladataink középtávú célja a megkezdett tájegységi térképezések ütemezett befejezése, Magyarország digitális földtani atlaszának elkészítése. A finanszírozás oldaláról továbbra is alapvető probléma, hogy a különböző időben készült felvételek adatsűrűsége, kondíciója nem egységes, s az egységes adatsűrűség elérése terepi felvételek nélkül nem lehetséges, erre pedig nem elegendő a költségvetési juttatás.

A *Somogy, Tolna és Baranya földtani térképezése* projekt keretében Chikán Géza vezetésével a terepi felvételezéstől a plotteres nyomtatásig elkészítettünk 2 db 1:100 000-es (Pécs, Siklós) és 1 db 1:25 000-es (Véménd) fedett földtani térképet. Meghatároztuk a DK-dunántúli területen a pleisztocén Tengelici Formáció elterjedését, rétegtani helyzetét pontosítottuk, s előfordulási helyeire vonatkozó információkat adatbázisba rendeztük. A vizsgált kutatási területen a negyedidőszaki képződmények párhuzamosításával is foglalkoztunk.

Folytatódott a *Vértes és Gerecse földtani térképezése* projekt Császár Géza, majd Budai Tamás irányításával. A két kistájra eső 6 db 1:25 000-es térképlap terepi felvételezése során, a földtani jelenségek rögzítésén túl, számos tudományos összefüggésre is sikerült rámutatni. Ezek közt a legjelentősebbek: a Földolomit és a Dachsteini Mészko Formáció közötti átmeneti egység (Fenyőfői Tagozat) kimutatása néhány új területen, a Vértes DK-i előterében több hordalékkúp-generáció elkülönítése, középsőtriász vulkánitok jelenlétének igazolása a Vértes D-i peremén, eocén képződmények korábrinál részletesebb terepi felosztása.

A 2000-ben befejeződő *Egységes Országos Földtani Térképrendszer* projekt célja Magyarország 1:100 000 méretarányú fedett földtani térképeinek digitális előállítás, a térképek egységes formátumban való elkészítése és kartografálása. A megjelenő térképek a korábban közreadott egységes jelkulcs alapján készülnek Sikhegyi Ferenc irányításával.

1999-ben is jelentős anyagi és szellemi erőforrás összehívásával zajlott az alföldi térképezés eredményeinek véglegesítése, a hegyvidéki lapokon és az aktív projektekkal le nem fedett sík- és dombvidékek lapjain az EOFT jelkulcsnak megfelelő formai átalakítások koordinálása és a mögöttük álló adatbázisok egységes kódolású feltöltése. Az alföldi lapok esetében 23 szelvényen elkészült a szakmai lektorálás és korrektúrázás, jelenleg a végleges topográfiai alapok cseréjével a végleges lapok kinyomtatása folyik. Az 1:100 000 hegyvidéki fedett földtani térképlapok közül 10 db készült el.

Jelentős eredmény a Magyar Honvédség Térképészeti Hivatala 1:50 000-es digitális topográfiai térképe (DTA-50) alapján elkészített, a teljes országot lefedő, egyszerűsített, a tematikus földtudományi térképek alapjául szolgáló 1:100 000-es digitális topográfiai térkép.

Megtörtént a Velencei-hegység 1:25 000-es fedett földtani térképének nyomdai előkészítése.

A *Bükk földtani térképezése* keretében Less György és munkatársai kézirat formában elkészítették a Bükk 1:25 000 méretarányú földtani térképét és a Gömör-Bükk-Borsodi-

medence területének 1:100 000 méretarányú fedetlen földtani térképét. Ezek a munkák lesznek az alapjai a Bükk hegység 1:50 000-es tájegységi földtani térképének és a Szlovák Geológiai Szolgálattal közösen kiadandó 1:100 000 méretarányú Gömör-bükki terület földtani térképnek.

A hazai és a nemzetközi tapasztalatok alapján 1999-ben indult a **regionális információs rendszerek földtani térképezési alapjai** kísérleti projekt keretében Scharek Péter vezetésével a szabványosított földtani térképek alkalmazott földtani térképváltozatokkal történő kiegészítését végeztük el Fejér és Zala megye területén. Megkezdjük a megyetérképek elkészítését megalapozó, országos térképi adatbázis összeállítását. Folyamatban van Magyarország tájegységeinek földtani, talajvízforgalmi, mérnökgeológiai, felszíni szennyeződéserősségi térképeinek előállítás 1:500 000 méretarányú, digitális formában.

A **távérzékelési módszerek előkészítése** új téma keretében a távérzékelési módszerek alkalmazási lehetőségeinek feltárása történik meg. Kardeván Péter irányításával megkezdődött a távérzékelési adatbázis tervezése a METATÉR metaadat-szabványra alapozva.

1.3. Környezetföldtan

Önálló feladat az ország földtani környezetállapotának felmérése, különös tekintettel a fokozottan veszélyeztetett, sérülékeny, illetve védett területekre és az agrogeológiai kérdésekre.

A **környezet állapotának földtani kutatása** összetett projekt keretében, Kuti László vezetésével, folytattuk a térképi és numerikus alapú környezetföldtani adatbázisrendszer feltöltését, a földtani alapszervények nyilvántartásba vételét és az e célra rendszeresített adatgyűjtő lapok adatainak számítógépbe vitelét. Összeállítottuk az „Agrogeológiai mintaterületek” szarvasi kötetének az anyagát, s megkezdjük kiadásra való előkészítését. A mintaterületek monitoringszerű vizsgálatával folytattuk a környezetföldtani-agrogeológiai adatállomány bővítését. Hét darab 1:25 000 méretarányú lapon folytattuk az Északi-középhegység keleti területeinek környezetföldtani felmérését és két lapon a Vértes-Gerecse DK-i területeinek környezetföldtani térképezését. Az alföldi munkák során tudományos eredményeket értünk el a szikesedési mechanizmus újabb földtani összefüggéseinek feltárásában, az ökológiai vizsgálatok és értékelések módszertani fejlesztésében; s meghatároztuk a származási kőzetek jelentőségét a futóhomok kalciumkarbonát-tartalmának alakulása és savanyodási hajlama szempontjából.

A **budapesti agglomeráció területfejlesztésének mérnök-hidrogeológiai megalapozása** című, Raincsák Györgyné vezetésével működő projekt keretében a Budapestet és 78 környező települést magában foglaló területről elkészítettük a fúrásponttérkép digitalizált munkarajzát 1:50 000 méretarányban. A térkép adatbázisát közel 8000 alap-, szerkezetkutató, vizkutató, térképező, nyersanyagkutató és talajmechanikai fúrás alkotja. Az 1:50 000-es méretarányú földtani térkép szerzői változata kb. 50%-os készültsgű.

1.4. Vízföldtan

Az Intézet vízföldtani kutatásai kiterjednek mind a repedezett, mind a porózus tározók kutatására, modellezésére, vízföldtani monitoringrendszer működtetésére, és szorosan kapcsolódnak szerződéses munkáink végzéséhez, környezetföldtani vizsgálatainkhoz.

Az Országos Területrendezési Terv kiemelt térségei közé tartozik többek között a Balaton üdülőkörzete. A **limnogeológiai kutatás** projekt tevékenysége során a tárgyévben, Cserny Tibor irányításával, elkészült a tómeder 6 alapfúrásának paleontológiai és komplex földtani adatokon alapuló részletes ökológiai kiértékelése és újabb két fúrás lemélyítése a Kis-Balatonban. Limnogeológiai vizsgálatainkat a Balaton térségén kívül, a Velencei-tó területén is megkezdjük, ahol a tárgyévben 2 db sekélyfúrás mélyült; megtörtént a fúrások dokumentálása és anyagvizsgálatokra (szedimentológiai, ásványtani, geokémiai, stabil- és radioaktív izotóp, paleontológiai) történő mintázása. Folytatódott a „Balatoni Földtani Adatbázis” feltöltése.

A **Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani vizsgálata** szintézistérképek, 3D modellek és monografikus összefoglalások készítésével folytatódik, Jocháné Edelényi Emőke irányításával.

A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani térképsozortában új tektonikai alapra megszerkesztettük, illetve módosítottuk a függő-karsztvíztározó mészkőösszletek vastagságát bemutató 1:100 000 méretarányú térképeket. A térképek alapján elkészítettük a függő-karsztvíztározó összletek térmodelljét a 3D View programmal. A Dunántúli-középhegységi zóna mélybeli folytatását képező, hidrodinamikai kapcsolatban álló zalai térség szerepének megismerésére együttműködést kezdtünk szlovén geológus és hidrogeológus kollégákkal. A korábbi évek munkái során az ÉK-i depressziós tölcésrék és a budapesti termálkarszt közötti összefüggés vizsgálatához kapcsolódva folytattuk a korábbi években gyűjtött vízminták vízkémiai kiértékelése alapján markánsan elkülönülő kútszoportok vizsgálatát. Az eredményeket adatbázisba rendeztük. A Hévízi-tó vízgyűjtő területének vizsgeokémiai vizsgálata céljából megmintáztuk a vízáramlás és a regionális hidrogeológiai viszonyok szempontjából jelentősnek ítélt termálkutakat, forrásokat.

Az **Országos Vízföldtani Megfigyelőhálózat** felértékelődése várható a jövőben. A Rotárné Szalkai Ágnes irányításával működő projekt keretében 1999. év során az ország különböző pontjain összesen 198 észlelőkút rendszeres mérésére került sor. A rendszeres mérésekkel biztosítottuk a mintegy két évtizede folyamatos vízszintészleléseket az ország legfontosabb régióiban. A Duna-Tisza közén mintaterületeket jelöltünk ki, elvégeztük az idősorok hosszú idejű változásainak összehasonlítását, és térképen ábrázoltuk a már meglévő földtani, vízföldtani alapadatokat. Az észlelőhálózat mérési adatai nyíltak, bárki által hozzáférhetőek, rendszeres adat-szolgáltatást végzünk mind a MÁFI más projektjei, mind a vízföldtani szakhatóságok részére. Az észlelések értékelése keretében 1999. évben az ország különböző területére eső összehasonlító elemzéseket végeztünk, mintaterületeket je-

lőttük ki. Ezek: a zsirai észlelőkút és tágabb térsége, a vilonyai észlelőkútcsoport térsége, a szarvasi és az öcsödi észlelőkútcsoportok által meghatározott terület, Geresdi-dombság, Üveghuta térsége.

A *hidrogeológiai modellezések kiemelt térségekben* projekt keretében, Tóth György irányításával végzett tevékenységünk legfontosabb célja az volt, hogy az Intézetben előállított földtani térképek felhasználásával, az alkalmazott földtani tevékenységek számára kialakítsa a hidrogeológiai modellezések gyakorlatát.

A munkák súlyponti területe 1999-ben is Budapest budai oldala volt, melyet az indokolt, hogy e térségben fejlődnek leginkább az ipari és az infrastrukturális beruházások, itt jelentkeznek a kapcsolódó környezet- és vízvédelmi feladatok. A pesti oldalon kiválasztott mintaterületen (Káposztásmegyér) folytattuk az áttekintő hidrodinamikai modell építését, megkezdjük a transzportmodellezési munkákat.

1.5. Geokémia

Magyarország földtani felépítésének megismeréséhez – az alapkutatói tevékenység bemutatásánál már ismertetett módszerek mellett – jelentős mértékben hozzájárulnak geokémiai vizsgálataink is.

A geokémiai kutatások csökkenő létszámmal és ráfordítással, Horváth István vezetésével, folytatódtak mind a prospekciós és környezetgeokémiai, mind pedig a vízgeokémiai kutatások terén. A Magyar–Amerikai Tudományos és Technológiai Közös Alap projektje keretében befejeződött a Carlin típusú arany potenciálfelmérése, melynek vizsgálati eredményeit a *Geologica Hungarica series Geologica* sorozatban „Deposit modelling and mining-induced environmental risks – Carlin gold in Hungary” címen jelentettük meg. Dolgoztunk az arzénos rétegvizek adatbázisának kiegészítésén és a karsztvízföldtani fúrás adatbázis kialakításán. Részt vettünk az alföldi agrogeológiai mintaterületek vízgeokémiai adatfeldolgozásában, vizsgáltuk a mélységi vizek gáztartalma és vízkemizmusa közötti kapcsolatot. A patak-hordalék-felvétel témakörében elkészült a Vértes–Gerecse és a Mecsek–Villányi-hegység területének feldolgozása.

Jelentős előrelépés történt a FOREGS Európai Geokémiai Program magyarországi terepi munkáinak végrehajtása terén.

2. Közszolgálati tevékenység

2.1. Laboratóriumi szolgáltatás

A laboratórium, Horváth Róbert vezetésével, szolgálta és alapkutató tevékenységet végzett. A vonatkozó évben közel 7 és fél ezer analitikai vizsgálat történt: kőzetkémiai vizsgálatok, ICP–MS vizsgálatok, Hg-meghatározás, vízvizsgálatok, szervesgeokémiai, szénkőzettani vizsgálatok, fázisanalízis, szedimentológiai vizsgálat, őslénytani preparátumok előkészítése, csiszolatkészítés, pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat, magnetosztratigráfiai vizsgálat.

A tudományos értékelő tevékenység keretében a hazai talajtípusok mikromorfológiai sajátosságainak jellemzését, az üledékes kőzetek szerves anyagainak elemösszetétele alapján történő jellemzését végeztük. A laboratórium továbbra is akkreditált minősítéssel dolgozik.

2.2. Országos Földtani Múzeum

Az 1995-ben újra megnyitott Múzeumunk ebben az évben is igen jelentős munkát végzett Kordos László irányításával mind a tudományos kutatásban, mind a szakmai gyűjtemények nyilvános bemutatása terén. Szakmai eredményeink a magyarországi dinoszauruszok kutatásában, extraterrestrikus mikroanyagok vizsgálatában és a rudabányai hominoidaleletek (új *Rudapithecus*-koponya lelet) kutatásában voltak számottevőek. Előrelépés történt az év során a magminta-raktárak korszerűsítésében. Az őslénytani, ásványtani, kőzettani mintáknak és ezek csiszolatainak gyűjteményi leltározott állománya 2538 tétellel gyarapodott a tárgyévben. A múzeum gyűjteményét 32 külföldi és 68 hazai szakember kereste fel, a magminták megtekintését 9 esetben (25 fűrés, 1522 magláda) igényelték. Az intézet épületét, szakmai és építészeti-stílustörténeti kiállításait 1999-ben 2199 látogató tekintette meg. Időszaki kiállításokat is rendeztünk. Ezek voltak a „Múzeumi esték” sorozat elindítása; „Geológusok a századfordulón” – Lóczy Lajos fényképeiből összeállított kiállítás a Magyar Nemzeti Múzeummal közösen; „Világító ásványok” a Magyar Természettudományi Múzeummal és a Soproni Bányászati Múzeummal közösen; a legújabb előemberleleteket bemutató kiállítás a Rudabányai Érc- és Ásványbányászati Múzeummal közösen. Lebonyolítottuk a „Föld Napja” és az „Európai Örökségi Nap” rendezvényeit.

2.3. Országos Földtani Szakkönyvtár

A hagyományok folytatásával működő könyvtárunk Csongrádi Jenőné vezetésével a könyvtár állományát olvasói igények figyelembe vételével bocsátja a nyilvánosság rendelkezésére, az olvasók igénye szerint más könyvtárak állományából, információs adatbázisokból, on-line hálózaton keresztül is beszerzi a kért földtani szakirodalmat. Olvasóink a manuális katalógusok mellett használják a hazai és az európai földtani irodalmi adatbázisainkat (TINLIB, GeoRef), melynek feltöltésében aktívan részt veszünk. A jelzett évben 285 külföldi partnerünknek küldtük meg ez évi kiadványainkat és 235 pótlólagos kérésnek tettünk eleget. Kiadványtárunk a munka- és értékesítésre szánt térképek kölcsönzésében és vásárlásában nyújt segítséget, lehetővé teszi a MÁFI kiadványainak árusítását.

2.4. Informatika

Az Informatikai Főosztály, Turczi Gábor vezetésével, elsősorban szolgáltató tevékenységet végez. 1999-ben jelentős mennyiségű térkép digitális feldolgozására, illetve kartografálására és nyomdai előkészítésére került sor. A feldolgozás alapvetően a tiszta vonalmű előállítását, adatkapcsos-

latok kialakítását, kartografálást és színrebonást jelentett. Új technológiai elem a négy színnyomásos nyomdatechnika alkalmazása, melyhez kapcsolódóan a tematikus adattáblák mellé kartografálási előírásokat rögzítő adattáblát vezetünk be, alkalmazzuk a kialakított CMYK-RGB színbankot. Az egység feladata a honlap karbantartása, az intézeti hálózat, levelező rendszer üzemeltetése és az intézeti kiadványok kivitelezése. Intézetünk a „Szép magyar térkép” pályázaton a tudományos térképek kategóriában első díjat nyert „A Balaton partvidékének környezetföldtana” CD-vel.

3. Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások

A MÁFI részére az 1999. évi költségvetési törvényben előírt 617,3 M Ft-os saját bevételi előirányzatot – ez a teljes éves költségvetés kb. kétharmada – az Intézet nem tudta teljesíteni. A saját bevétel és az átvett pénzeszközök együttes összege 580,2 M Ft volt. A bevételekből több mint 60 M Ft-ot fordítottunk illetményekre, járulékokra, működési kiadások fedezésére és központi fejlesztésekre. Az Intézet 1999-ben sem folytatott vállalkozási tevékenységet. Az alábbiakban tematikus csoportosításban foglaljuk össze néhány munka legfontosabb eredményeit.

3.1. Földtani térképezés

A Duna két oldalán lévő határ menti területek geológiai kérdéseinek közös tanulmányozása 1989-ben indult. A háromoldalú (magyar-osztrák-szlovák) **DANREG projekt** eredményeként elkészült 15 db tematikus földtani szelvény adatbázisban került rögzítésre mind Intergraph, mind Arc/Info rendszerben. 1997-ben a térképek térinformatikai egységesítésével, nyomtatásra való előkészítésével, a magyarázó szerkesztésével és a nyomdai munkák elvégzésével intézetünk lett megbízva Halmai János igazgatóhelyettes irányítása mellett. A kiadás fedezetét az Osztrák Szövetségi Köztársaság Tudomány és Közlekedési Minisztériuma biztosította az Osztrák Szövetségi Földtani Intézeten keresztül. Ebben az évben befejeződött a térképek kinyomtatása, ebből 11 db 1:200 000, 8 db 1:500 000 és 2 db 1:100 000 méretarányú.

A VÁTI Kht részére elkészítettük „**A Velencei-tó környékének földtani térképe**” digitális adatbázisát Gyalog László vezetésével a Velencei-hegység szerkesztés alatt levő földtani térképe alapján.

A Dunai Kormánybiztos Titkársága megrendelésére Scharek Péter vezetésével elkészítettük a „**Holocén fedőrétegvastagság a Szigetközben**” című térképet. Ehhez az 1994-ben készült térképet kiegészítettük az utóbbi évek fúrási adataival és az így kapott változatot ArcView formátumban adtuk át a megbízónak.

3.2. Radioaktív hulladék elhelyezés

Egy 1994-ben jóváhagyott „Műszaki támogatás elhelyezési mód és telephely kiválasztásához kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére Magyarországon” tárgyú

PHARE-projekt realizálására 1997-ben írtak ki nemzetközi pályázatot, amelynek nyertese egy belga–finn konzorcium (Belgom és IVO, 1999-től Fortum) lett, amely magyarországi alvállalkozójának a földtani kutatás terén a MÁFI-t választotta. A szerződéses munka az üveghutai telephely interferenciás kútvizsgálata volt a magyar fél által leemlélyített két újabb fúrás felhasználásával. A munkát ebben az évben fejeztük be Balla Zoltán vezetésével. Az egész PHARE-projekt végterméke biztonsági értékelés volt, amelyhez az 1998 júliusában rendelkezésre álló adatokat a MÁFI összesítette. Emellett a szerződés keretében kitisztítottuk és az interferenciás kútvizsgálathoz alkalmassá tettük az Űh-2 fúrást, s lefolytattuk összesen hat fúrás interferenciás kútvizsgálatát. Ezt a szerződést a kútvizsgálati jelentésünk zárta.

Balla Zoltán vezetésével befejeztük a **Radioaktív Hulladékkezelő (RHK) Kht-vel kötött „A PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás”** tárgyú szerződést is, amely a PHARE-projektben foglaltak támogatására, kiegészítésére szolgált. Keretében mélyítettünk le és vizsgáltunk meg (műszaki paraméterek, földtan, geofizika, egyedi kútvizsgálat) két új (egy 300 és egy 500 m-es) fúrást, végeztük el három 1997–98. évi fúrás kitisztítását és interferenciás kútvizsgálatra való előkészítését, továbbá pótoltuk az interferenciás kútvizsgálat teljes értékű lebonyolításához szükséges keretet. A kutatás végeredményeként összesítő képet adtunk a hat fúrás hidrodinamikai kapcsolatairól és vízgeokémiai jellegeiről, s részletes műszaki, földtani, geofizikai és hidrodinamikai képet vázoltunk fel a két új fúrásról. Összességében meg erősítettük a telephely alkalmasságát illetően korábban levont következtetésünket, s fenntartottuk azt a véleményünket, hogy további fúrásokra van szükség a következtetések igazolásához.

A kijelölt telephely alkalmassági vizsgálatára vonatkozó szerződés terepmunkáinak lezárásával megszűnt mindazon munkálatok alapja, amelyek az üveghutai telephely hosszú idejű megfigyelésével vagy bizonyos állagmegóvási feladatokkal kapcsolatosak. Három témakör tartozott ide: a leemlélyített és vízszintmérőkkel felszerelt fúrásokon a vízföldtani megfigyelések folytatása, az Erdősmecke körzetében kiképzett geodéziai monitoring (vízszintes és függőleges elmozdulások, elhajlások megfigyelése), végül az üveghutai fúrások magraktárának fenntartása Bátaapáti község területén. E munkálatok folytatására az RHK Kht-vel kötött „A paksi atomerőműben keletkező kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges telephelyének kiválasztásával kapcsolatos építési-szerelési munkálatok [monitoring]” tárgyú szerződés keretében került sor ebben az évben.

Rotárné Szalkai Ágnes vezetésével folytattuk a **telephely környezeti monitoringrendszerének működtetését**. A környezeti monitoringtevékenység célja, hogy további információt szerezzünk a repedezett gránitos közettest vízföldtani jellemzőiről. A felszíni vizek vízállásainak, valamint a felszín alatti vizek természetes vízszintváltozásainak megismerésével meghatározhatók, illetve pontosabban becsülhetők a gránit vízföldtani paramétereinek térbeli értékei. Pontosabb ismereteket szerzünk a térség vízháztartásáról, áramlási rendszeréről. A hidrogeológiai adatok rendszeres mé-

résével megismerjük a hidraulikai rendszert jellemző rövid és hosszú idejű változásokat. Ezekkel a folyamatokkal számolni kell a telephely létesítése, illetve működése során is. Megfelelő előzetes (természetes állapotot tükröző) megfigyelések alapján meghatározhatók a telephely létesítésének eredményeként a hidraulikai rendszerben bekövetkező változások. Ezen hatások csak azon észlelési adatok alapján értékelhetők, melyek a felszín alatti vizek nyomás- és vízminőségi állapotát jellemzik. A monitoringrendszer az alábbi elemeket foglalja magába: felszíni vízfolyások vízállásmérése, felszín alatti vizek vízszintváltozásainak regisztrálása, hidrometeorológiai vizsgálatok. A megfigyelt környezeti elemek számát a kutatások igényeihez, illetve azok előrehaladásához igazítottuk. A felszín alatti vizek áramlási rendszerének és a felszíni vizek lefolyási és elfolyási viszonyainak változása egyaránt szorosan összekapcsolódik a hidrometeorológiai változásokkal. Az ezeket reprezentáló paramétereket – csapadékmennyiség és -minőség, léghőmérséklet, légnyomás – a vízszintmérésekhez hasonlóan ez év november eleje óta automata elektronikus mérőműszerekkel mérjük. A monitoringrendszer mérési eredményeinek értékelését az aktuálisan rendelkezésre álló adatok alapján ebben az évben is elvégeztük.

3.3. Környezetföldtan

Kuti László vezetésével befejeztük a BorsodChem Rt. tervezett *veszélyeshulladék-lerakója* Előzetes Környezeti Tanulmányának elkészítését. Ennek alapján megbízónk el tudta indítani az engedélyeztetési folyamatot.

A Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei Önkormányzat megbízásából elkészítettük a megye felszínének *környezeti állapotát* ábrázoló térképet 1:50 000-es méretarányban.

3.4. Vízföldtan

A Környezetvédelmi Minisztérium (KöM) „*Földtani monitoring hálózat működtetése és az adatok értékelése a Szigetközben*” tárgyú megbízásából Scharek Péter vezetésével tovább folytattuk a Szigetközben a munkát. Ebben az évben folytattuk a meder menti szondázást és a vízkémiai vizsgálatokat 35 mintavételi helyen négy alkalommal, valamint az aktuálgeológiai megfigyeléseket a 9 megfigyelési ponton.

Több megbízó (Vituki Rt., MTA TAKI, Geobróker Kft.) megbízásából az év folyamán talajvíz-mintavételi kutakat telepítettünk a Duna-Tisza közén és a Maros-hordalékkúp területén. A Vituki Rt. részére egy rövid tanulmányt is készítettünk a *Duna-Tisza közti talajvizek egyes vízkémiai jellemzőiről* és átadtuk a Duna-Tisza köze 1:500 000-es méretarányú talajvíz-kémiai térképeit.

Az Országos Vízügyi Főigazgatóság (OVF) és a Szent András Állami Reumatológiai és Rehabilitációs Kórház, Hévízfürdő megbízásából, a Vituki Rt.-vel együttműködve Tóth György vezetésével megkezdtük „*A Hévíz-tó védelmét biztosító vízgazdálkodás megalapozása*”, valamint „*A Hévíz-tó védőidomának meghatározása*” című munkák elvégzését.

Az Er-Petro Kft.-vel kötött együttműködési szerződés keretében geológus szakértőket biztosítottunk *libiai vízkutatási* munkához. Ebben az évben a következő munkatársaink dolgoztak Líbiában: Gulácsi Zoltán, Jakus Péter, Bartha András.

3.5. Mérnökgeológia

A Geovil Kft.-től kapott megbízás alapján Kuti László vezetésével befejeztük a *Budapest 4. számú metróvonal I. szakaszának* Tétényi úti és Móricz Zsigmond körtéri állomások közötti módosított nyomvonalszakasz és környezete földtani felépítésének vizsgálatát. Megszerkesztettük a korábban szerkesztett földtani szelvény ún. Gellért-hegyi elhajlásának módosított szelvényszakaszát. A munka a fúrásfeldolgozástól a térinformatikai értékelésig terjedt. Az előző szakvéleményben valószínűsített meder alatti előrögöt mélyfúrások igazolták. A metróvonal meder alatti szakasza a Szt. Gellért tértől kb. a pesti rakpartig egy aszimmetrikus tektonikus sasbércben haladna. A sasbérc tetőszintje felsőeocén bázistörmeléssel (Kosdi Formáció) fedett felsőtriász (karni) Földolomit Formáció, szárnyát felsőeocén Budai Márga, alsóoligocén Tardi Agyag és Kiscelli Formációk alkotják.

A Pébé-tároló Kft. a „*Cseppfolyós gáztermék tárolása sekély mélységű keménykőzet-kavernákban*” megnevezésű projekt keretében, a földtani információszerző program – a hazai és külföldi szakértők által fúrások kutatásra alkalmasnak minősített – helyszínei közül fúrások kutatásra elsőként a Velencei-hegységre, azon belül annak É-i részén kijelölt területre esett a választás, amelyet földtani és vízföldtani felvétel, valamint refrakciós szelvényezés kísért. A munkát Balla Zoltán vezetésével végeztük. A fúrásban megadott szempontok szerint, megadott módszerrel kútvizsgálatot folytattunk le. A vízföldtani szempontból kedvezőtlennek ítélt eredmények miatt az illetékes francia konzultáns cég instrukciója alapján a fúrást a tervezett mélység elérése előtt le kellett állítani. Ezután a kutatás az elsőként kiválasztott Közép-dunántúli Kutatási Körzet – egy javaslataink figyelembevételével kijelölt – másik területén, a Velencei-hegység Ny-i részén folytatódott. Itt mágneses, elektromágneses és refrakciós szelvényezést, valamint földtani felvételt folytattunk le, a kitzűzött fúrást lemélyítettük, benne komplex mélyfúrás-geofizikai méréseket végeztünk és a francia konzultáns cég részéről előírt módszerre építve, az általunk készített kiviteli tervnek megfelelően, kútvizsgálatot folytattunk le. A kapott eredmények kedvezőek voltak, azonban a projekt leállítása miatt a kutatást fel kellett függeszteni. A Megrendelő kérésére a kutatási és földtani tapasztalatainkat írásban összesítettük.

3.6. Nyersanyagkutatás

A Mol Rt. részére 1998-ban kezdődtek meg „*A szénhidrogén-kutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének fejlesztése*” tárgyú projekt munkálatai szerződések alapján, Gyalog László vezetésével. A projektet a MÁFI és a Mol Rt. közösen finanszírozza, produktumaik a

MÁFI és a Mol Rt. közös termékei. Válogatott fúrások adatait ellenőrizzük, rétegsorukat átértékeljük. Az átértékelt adatbázis és annak jelkulcsa alapján szerkesztjük az 1:100 000-es méretarányú fedetlen vagy/és mélyföldtani térképváltozatokat. Egységes, angol nyelvű jelmagyarázat készül minden részterületen, amely így jelenleg az ország földtani képződményeinek legnagyobb részét lefedi. Külön földtani magyarázó is készül minden jelentéshez. A részterületeken a Megrendelő által kiválasztott geofizikai alapadatokat is átadjuk. Valamennyi adatból digitális adatbázist készítünk. A munkák jelentősége óriási. A formációk bevezetése óta első ízben van lehetőség (és feladat) egy-egy nagy területről egységes szemléletű formáció alapú átértékelésre, mind a fúrások, mind 1:100 000-es méretarányú földtani térképek részére. A munka során igen sok új formáció, illetve formációcsoport, tagozat, rétegtag bevezetésére tettünk javaslatot. A legtöbb módosítás a miocén üledékes és vulkáni képződményeket érintette, de valamennyi korban voltak módosító javaslatok. Így megnyílt a lehetőség arra is, hogy hosszú távon is egy korszerű, folyamatosan karbantartott adatbázissal rendelkezünk, amely korszerű, sokoldalú felhasználások alapjait jelentheti.

Ebben az évben a títusterület előző évben történt feldolgozása során nyert tapasztalatok alapján készítettük el a Tokaji-hegység-Ny-Nyírség terület földtani adatbázisát. A fúrások átértékelése és a fedetlen (Tokaji-hegység), illetve prepannóniai földtani térkép (Ny-Nyírség) elkészítése volt a földtani alap, földtani magyarázóval.

Ezenkívül további három terület adatbázisa készült el:

- A K-Nyírség terület földtani adatbázisa (a Ny-Nyírséggel egyidejűleg): fúrási adatbázis, prepannóniai földtani térkép,
- A Sió-torok területének adatbázisa. A fúrási adatbázis és a földtani magyarázó mellett négy földtani térképváltozat készült: fedetlen/prepannóniai földtani térkép, pretercier aljzat térképe, a triász képződmények térképe és a jura képződmények vastagsága,
- Az Északi-középhegység földtani adatbázisa. A fúrási adatbázis és földtani magyarázó mellett két földtani térképváltozat készült: fedetlen földtani térkép, valamint a preneogén aljzat térképe és felszínének domborzata.

Egy új megbízás keretében elkezdtük a Dunántúli-középhegység földtani adatbázisának készítését.

A Mol Rt. nagykanizsai üzemegységének geofizikai osztályával történt együttműködés keretében Maros Gyula vezetésével *magszkennelést és fűrőmag-értékelést* végeztünk két alkalommal a sávolyi területen. A Mol Rt. végezte az akusztikus lyuktelevíziós mérést, amellyel a szkennelt fűrőmagokat egyeztetve tudtuk azonosítani azok valós mélységi és orientációs helyzetét.

3.7. Informatika-távérzékelés

A BGT Hungária Kft. és a Golder Associates Kft. közös megrendelésére vizkutak adataira épülő, idősorokat bemutató *térinformatikai mintaadatbázist* építettünk fel Turczi Gábor vezetésével.

Az ADAS International alvállalkozójaként Tullner Tibor projektkoordinátor irányításával befejeztük a „Környezeti információs rendszerek” tárgyú PHARE-projekt ránk eső részének elkészítését, amelyet a KTM PHARE Program Iroda finanszírozott. Feladatunk volt a *környezeti konfliktus térkép*, valamint a környezeti állapot jelentés módszertanának kidolgozása a Balaton ÉK-i partjának mintaterületén.

3.8. Anyagvizsgálat

A Mol Rt. megbízása alapján Maros Gyula vezetésével külföldi érdekeltségi területein mélyült fúrások anyagvizsgálatában vettünk részt, a kréta korú rétegek *palynológiai vizsgálatával* és palynosztratigráfiai színtézisével.

Ebben az évben a *laboratóriumi vizsgálatok* terén több változás is bekövetkezett, új vizsgálatok jelentkeztek. Ezek közül legjelentősebb esemény az volt, hogy új, speciálisan higanyvizsgálatra való készülékünkkel elnyertük egy FOREGS pályázat *talajmintáinak higanyvizsgálatát*. A vizsgálat több évig tart, 1999-ben az észt, osztrák, norvég, litván és olasz minták érkeztek be vizsgálatra, összesen 495 minta.

A korábban Magyarországon doktorált jemeni származású M. A. Mattash küldött 89 mintát fő és *mikroelem vizsgálatra*.

Régi megrendelőink közül a Reaqua Kft. 30 db talaj és 19 db vízmintát küldött *toxikus elemtartalom* meghatározására.

A Béres Rt. vizsgálati igénye annyira megnőtt, hogy érdemesnek látszott saját vizsgáló műszert beszerezniük, ezért az év második felében már nem küldtek vizsgálatra mintát. Az év elején 385 minta különféle elemvizsgálatát végeztük el.

3.9. Oktatás

Az MGE felkérésére az 1999-es MGE-MFT közös vándorgyűlésen Maros Gyula fizető résztvevőknek egy félnapos ismertetést tartott az *ImaGeo Mobil Magszkennerről* és a hozzá kapcsolódó szoftverekről. A résztvevőknek ismertető dokumentációt biztosítottunk.

Ebben az évben az Er-Petro Kft. közreműködésével az IRC (Tripoli) munkatársai számára a Laboratóriumi Főosztály újabb *analitikai tanfolyamot* bonyolított le, melyet Földvári Mária vezetett röntgen diffrakciós és fluoreszcens módszerekről, illetve az Informatikai Főosztály Turczi Gábor vezetésével teljes körű *MGE* (térinformatikai programrendszer) *oktatást* szervezett.

3.10. Közönségszolgálat

1998-ban nagyjelentőségű adományt kaptunk a magyar származású Louis Cherepytól. A páratlan értékű „*Cherepy Gyűjtemény*” New Jersey állam É-i tartományának világhírű Franklin-Sterling területén lévő vas- és cinkércbányáknak fluoreszkáló ásványait, tárgyi emlékeit, kultúr- és ipartörténeti dokumentumait tartalmazza. Louis Cherepy adományával azoknak a magyar emigráns bányászoknak az emléket kívánta megőrizni, akik az értelemek bányáiban dolgoztak a századfordulótól az 1980-as évekig. A Cherepy Gyű-

teményt a Magyar Természettudományi Múzeummal és az Eötvös Loránd Tudományegyetemmel közös rendezésben a „Világító ásványok” c. kiállítás keretében mutattuk be a nagyközönségnek a Természettudományi Múzeum kiállító termében. A kiállítás létrehozása az Intézet részéről Kákay-Szabó Orsolya, az ásvány-teleptani gyűjtemény kurátorának érdeme. Kezdetben 1999. március 26-tól július 1-ig, majd a nagy érdeklődésre való tekintettel szeptember 15-ig volt nyitva a kiállítás. A Központi Bányászati Múzeum kérésére a kiállítás 1999. október 1.–december 31. között Sopronban volt látható.

4. Hazai és külföldi pályázatok

4.1. Környezetföldtan

Az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság (OMFB) Tudomány és Technológia (TÉT) támogatásával Scharek Péter vezetésével tovább folytatódott a „*Környezetföldtani kutatások projekt*” keretében *Mexikó Guanajuato szövetségi állam területén* a környezetföldtani és talajkutatás, együttműködve a Mexikói Állami Egyetem Földtani Intézetével. Ebben az évben az együttműködésbe bekapcsolódott a Gödöllői Mezőgazdaságtudományi Egyetem, valamint Mexikó és Hidalgo szövetségi államok egyetemei. Az elvégzett terepmunkák alapján megismertük a terület földtani jellemzőit és fő problémáit.

Befejeztük az OMFB TÉT támogatásával és a német Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe-val együttműködve a „*Szénhidrogén szennyeződések minőségi meghatározása és lebomlásának vizsgálata magyarországi talajokban projekt*” 1997-ben kezdett munkálatait Hámorné Vidó Mária vezetésével. A munkát a Mol Rt. is támogatta. Az ásványolajok természetes lebontását tanulmányoztuk monitoring-rendszerben. A német partner az európai környezetvédelmi szabványoknak megfelelő új minőségi és mennyiségi meghatározási módszert fejlesztett ki szénhidrogén-szennyeződések meghatározására, amelyet mi is átveszünk.

Folytattuk „*Az üvegházhatás vizsgálata a Fekete-tenger ÉNy-i parti zónájában: a Duna befolyásoló hatása*” címmel 1997-ben kezdődött 3 éves INCO-Copernicus projektet Nádor Annamária vezetésével holland, román, magyar, ukrán, osztrák és olasz részvétellel, melynek célja a Duna-delta térségében (Románia és kis részben Ukrajna) a kibocsájtott üvegházhatást okozó gázok (N_2O , CH_4 , CO_2) mérése, valamint annak becslése, hogy ezt a delta eróziója és az ökoszisztéma változásai hogyan befolyásolják a jövőben. A deltában végzett pontszerű gázmérések eredményeit légi geofizikai mérések és űrfelvételek értelmezésével a delta többi részére extrapoláljuk. A MÁFI feladata a projektben egyrészt a térinformatikai feldolgozások elkészítése, másrészt az űrfelvételek kiértékelése. A projekt során keletkezett mérési adatok, illetve a korábban rendelkezésre álló, és a kutatási témához felhasznált adatok alapján digitális formában tematikus térképváltozatokat készítettünk (pl. talaj, vegetáció, felszíni földtani térkép stb.). Az űrfelvételek feldolgo-

zására beszereztük az ER Mapper software csomagot, amelynek segítségével a felvételek értelmezését végezzük.

A Környezetvédelmi Minisztérium Országos Környezetudományi és Természetvédelmi Kutatási Pályázattól elnyert „*A Dunántúli-középhegység sérülékeny mezozoos karszterületeinek térbeli helyzete*” tárgyú 3 éves projekt munkáit folytattuk Jocháné Edelenyi Emőke vezetésével. Célja a területen felszínre bukkanó, s így a szennyeződésekkel szemben igen érzékeny dunántúli-középhegységi mezozoos karszterületek kifejlődésének, elterjedésének és egymással való térbeli kapcsolataiknak térképi bemutatása. Ebben az évben elkészült a mezozoos karsztos képződmények felszíni kibúvási térképe a Dunántúli-középhegység nyugati felén, valamint a középső- és a felsőkréta mészkőképződmények felszínének tengerszinthez viszonyított helyzetét és vastagsági viszonyait bemutató térképsorozat. Az 1:100 000-es térképek digitális szerkesztéssel, nyomtatott formában készülnek.

A KÖM Környezetvédelmi Alap Célelőirányzat (KAC) támogatásával Scharek Péter vezetésével folytatni tudtuk a külszíni bányászatra alkalmas, ezen belül építőipari nyersanyagra prognosztikus területek térképi feldolgozását, kiemelten ábrázolva a *bányászatot környezetvédelmi szempontból korlátozó tényezőket* („*Tabu*” térkép). A munka fő célja a külszíni nyersanyagok környezetkímélő kitermelésére vonatkozó javaslatok adása volt. Ebben az évben Vas és Szabolcs-Szatmár-Bereg megye területét dolgoztuk fel.

4.2. Informatika-távérzékelés

A United Nations Development Programme (UNDP) – az OMFB közvetítésével megvalósított – támogatásával Kardeván Péter vezetésével 1998-ban megkezdett, a „*Légi hiperspektrális spektroszkópia csúcstechnológiájának bevezetése a MÁFI-ban a földtudományok területén*” tárgyú projektet befejeztük. A projekt célja az első magyarországi pilot projekt előkészítése volt távérzékelési hiperspektrális képalkotó spektroszkópiai adatgyűjtés és kiértékelés megvalósítására. A projekt megvalósításában résztvett az Arizonai Egyetem Hold és Bolygókatutató Laboratóriuma és a Német Űrkutatási Intézet. A Probe-1 és DAIS légi adatgyűjtő rendszerek alkalmazásának feltételeit határoztuk meg. A tevékenységeket 1999-ben kiterjesztettük a technológiafejlesztés alkalmazási környezetének vizsgálatára is.

Az európai geológiai szolgálatok elkezdtek a „*GEIXS Európai Földtudományi Metaadatbázis*” kifejlesztését. A munkában magyar részről az Magyar Geológiai Szolgálat (MGSz) vesz részt. Az ő felkérésére elvégeztük a Magyarországra vonatkozó tesztadatok feltöltését.

A KÖM KAC pályázatának elnyerésével Kuti László vezetésével megkezdttük a *földtani alapszelvények* pontos, naprakész adatbázisának, valamint az alapszelvények földrajzi helyét ábrázoló térkép elkészítését.

4.3. Anyagvizsgálat

Befejeződött az 1997-ben „*Laboratóriumi módszerharmonizáció*” címmel kezdődött INCO-Copernicus projekt Bartha András vezetésével angol, holland, finn, cseh, szlovák, lengyel, magyar, orosz, román, észt és litván földtani intézetek laboratóriumi részvételével. A projekt célja: a különböző európai országok analitikai módszereit harmonizálni olyan módon, hogy az egyik országban készült analitikai eredmények elfogadhatóak legyenek a másik fél számára is. E cél érdekében áttekintettük és javítottuk analitikai módszereinket, megismertük egymás módszereit, laboratóriumait, munkatársait.

4.4. Nyersanyagkutató

Véget ért az ugyancsak az INCO-Copernicus pályázat által finanszírozott „*Az amorf kova és a víztartalmú alumíniumszilikátok felhasználása javított mechanikai tulajdonságú építőipari anyagok előállítására*” tárgyú 3 éves nemzetközi projekt Csirik György vezetésével, dán, görög, román részvételével. A pályázat célja volt a kovaföld és zeolitos tufa lelőhelyeinek felmérése, cement- és betonadalékként hasznosítható telepek számbavétele, mesterséges wollasztont előállítás. A legfontosabb hazai eredmények a kovaföld- és zeolittelepek genetikai típusainak megállapítása; az iparilag hasznosítható kovaföld- és zeolittípusok meghatározása, amelyek cement adalékanyagként alkalmazhatók.

4.5. Közönségszolgálat

A Nemzeti Kulturális Alapnál (NKA) elnyert „*Művészi értékű fotók, üvegnegatívek nagyítása állagvédelme, kiállítás megvalósítása*” célú pályázat támogatásával Kordos László irányításával kontaktmásolat készült 86 muzeális üvegnegatívról, valamint negatív és reprodukció 553 archiv fényképről, amelyek megalapozták az Intézet Tudománytörténeti Gyűjteményében a fénykép- és diagyűjteményt.

Az NKA pályázatának („*A Földtani Intézet kincsei – Kárpát-medence múltja*” című CD-rom kiadása) elnyerésével Kordos László vezetésével a BioDigit Multimedia Kft. és a Yoki Stúdió közreműködésével elkészült a Földtani Intézet történetét, épületét és múzeumát bemutató CD-rom. A mozi, video és fotoösszeállítás négy filmet, kb. 200 fényképet és mintegy 100 oldal szöveges információt tartalmaz.

Budapest Főváros Közgyűlése Kulturális Bizottságától elnyert „*Földtani Múzeumi Esték*” című pályázat segítségével munkatársaink Papp Péter szervezésében a díszteremben megkezdtek az érdeklődő budapesti nagyközönség számára a gyűjtemények kincseinek közvetlen megtekintésével, szakmai ismertetésével lefolytatott bemutatóit. Ebben az évben két bemutató volt: „*Rudapithecus hungaricus – a rudabányai ősmajom*” és „*A Mátra ásványkincsei*” címmel.

Budapest Főváros Önkormányzata az „*Idegen nyelvű tájékoztatók az Országos Földtani Múzeumban*” tárgyú pályázat támogatásával megkönnyítette, hogy Papp Péter vezetésével a jelenlegi tájékoztatóhoz képest új szövegezéssel, nyomdai

technikával készítsünk egy tájékoztató leporellót, amelyben képes, kedvcsináló, színes ismertetés lesz intézetünkről-múzeumunkról a magyar mellett önálló angol, francia, német és olasz nyelvű változatokban is.

Az ugyanitt elnyert „*Vezető a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumában*” című pályázat segítségével Papp Péter vezetésével elkezdtek egy színes képes múzeumi vezető összeállítását.

5. Irányítás, külkapcsolatok

Az intézet *irányítása* az igazgatási, titkársági, intézeti adminisztrációs feladatok ellátását, a szakmai és gazdasági tervezést, a humánpolitikát és munkaügyet, a hazai és nemzetközi kapcsolatok, a marketing és public relations feladatait jelenti. A feladatok végrehajtását az 1994-ben létrejött Igazgatási Osztály utódként 1999-től az Igazgatóság keretében a Projekt Iroda szervezi, Halmai János irányításával.

Az Intézet vezetésére számos eseti vagy folyamatos jellegű feladat hárul. Kiemelkedően fontos a kutatási feladatok magas színvonalú teljesítéséhez szükséges feltételek, a költségvetési előirányzatok optimális felhasználásának biztosítása. Az Intézet gazdasági, szakmai irányításának legfontosabb feladatai a következők voltak:

- az 1998. évi költségvetési beszámoló elkészítése (Gazdasági Hivatallal közösen),
- az 1998. évről szóló beszámolók megtartása és értékelése,
- az 1999. évi gazdasági feladatok ellátása,
- az 1999. évi kutatási feladatok végrehajtása,
- a 2000. évi kutatási terv összeállítása,
- a 2000. évi költségvetési tervezés (Gazdasági Hivatallal közösen).

Az Intézet számtalan résztevékenységéből összeálló működése folyamatos és mind szakmai, mind gazdasági téren eredményes volt. A működéssel kapcsolatban létrejött több alapidokumentum és Igazgatói Utasítás. Kétheti rendszerességgel ült össze az igazgató legfontosabb tanácsadó testülete, az Igazgatói Tanács. Folyamatos volt az egyeztetés az érdekképviselői szervezetekkel.

Az Intézet operatív irányításának feladatait a *Titkárság* segítségével látja el a vezetés. A Titkárság gondoskodik az utasítások, körlevelek, tájékoztatók kiadásáról, a kézbesítésről, postai szolgáltatásokról és az irattározásról. A nyújtott központi szolgáltatások közül kiemelendő az egészségügyi ellátás biztosítása, a központi gyorsmásoló és az igazgatósági gépkocsik üzemeltetése.

Tanácsadó segítségével a Projekt Iroda biztosítja az Intézet *jogi képviseletét* és lebonyolítja a Gazdasági Hivatallal közösen az Intézet kezelésében lévő ingatlanokkal kapcsolatos valamennyi ügyet, irányítja a biztonságtechnikai feladatok ellátását.

Az 1999. év egyik jelentős beruházási feladata a szolnoki mintaraktár állványrendszerének kiépítése volt, mely sikeresen befejeződött.

Az Intézet *humán erőforrásait* vizsgálva megállapíthat-

juk, hogy az 1999. évi átlagos statisztikai létszáma 141 fő volt, a munkajogi létszám 149 fő, ebből tudományos kutató 93 fő. Tudományos minősítéssel 38 kutató rendelkezik, közülük 4 fő akadémiai doktori címmel, 16 fő rendelkezik PhD fokozattal és további, mintegy 17 főnek van folyamatban a doktori (PhD) eljárása. Továbbra is nagy gondot fordítunk munkatársaink különféle szintű továbbképzésére, a MÁFI Kollektív Szerződésében rögzített formában ösztönözzük a tudományos minősítések megszerzését.

Az 1999. évben az MTA Doktori Tanácsa dr. Császár Géza tudományos tanácsadónak, a Magyar Tudományos Akadémia doktora tudományos címet adományozta, Thamóné dr. Bozsó Editet a földtudomány kandidátusává nyilvánította.

„Földtani Intézetért Emlékérem” adományozásában részesült Horváth István tudományos főmunkatárs és Lantos Miklós tudományos főmunkatárs.

Igazgatói dicséretben részesültek: Árvay Gábor intézeti ügyintéző, Cserekleai Erika intézeti technikus, dr. Kákay Szabó Orsolya tudományos munkatárs, Kiss Károlyné titkárnő, Pálfi Éva intézeti technikus.

Igazgatói jutalomban részesültek: dr. Budai Tamás tudományos főmunkatárs, dr. Császár Géza tudományos tanácsadó, dr. Csillag Gábor tudományos főmunkatárs, dr. Halmai János tudományos főmunkatárs, dr. Kordos László tudományos tanácsadó, dr. Korpás László tudományos főmunkatárs, Thamóné dr. Bozsó Edit tudományos főmunkatárs.

Az igazgató dr. Császár Géza tudományos tanácsadónak és dr. Bartha András tudományos munkatársnak intézeti szenior, dr. Gyuricza György tudományos munkatársnak és Sieglné dr. Farkas Ágnes tudományos munkatársnak intézeti tanácsos, Solt Péter intézeti technikusnak intézeti munkatárs címet adományozott.

A tudományos főmunkatársi munkaköri minősítő eljárást sikeresen teljesítette dr. Kovács-Pálffy Péter, dr. Nádor Annamária és Thamóné dr. Bozsó Edit.

Tudományos munkatársi kinevezésben részesültek Galambos Csilla és Jordán Győző tudományos segédmunkatársak.

Az Intézet állományába belépők 1999. évben: dr. Hála Józsefné laboráns, Kerescsmár Zsolt geológus, Kiss Judit könyvrestaurátor, Kutasi Géza fűrómester, Pintér Attila polgári szolgálatos, Sallay Enikő geológus-ügyintéző, Szabóné Bujkó Erzsébet humánpolitikai ügyintéző, Tatai Gábor segédmunkás, Unger Zoltán geológus.

Az Intézet állományából kilépők 1999. évben: Dosztály Lajos tudományos munkatárs (elhunyt), Gecsei Éva tudományos segédmunkatárs, dr. Kaiser Miklós tudományos főmunkatárs (nyugdíjazás), dr. Korpás Lászlóné tudományos főmunkatárs (nyugdíjazás), Rotterné Kulcsár Anikó tudományos segédmunkatárs, Szabóné Bujkó Erzsébet hu-

mánpolitikai ügyintéző, Szalai István intézeti technikus, Ódor László tudományos főmunkatárs (nyugdíjazás), Tatai Gábor segédmunkás.

Külkapcsolataink terén továbbra is nagy súlyt fektettünk hazai és külföldi intézményi kapcsolataink fejlesztésére. Ezek közül is kiemelkedő a Tudomány Világkonferenciáján való részvételünk, a Konferencia keretében szervezett egyik szekcióülés magyar titkári funkciójának ellátása, Brezsnnyánszky Károly személyében, valamint a bécsi Geologische Bundesanstalt (GBA) alapításának 150. évfordulója alkalmából rendezett emlékülésen való részvételünk.

Kezdeményeztük és társrendezői voltunk a Magyar Tudományos Akadémián megtartott Lóczy Lajos emlékülésnek, ahol méltóan emlékeztünk meg a volt intézeti igazgató munkásságáról születésének 150. évfordulója alkalmából.

Megtisztelő elismerésnek tekintjük a Nemzetközi Láp és Tőzeg Társaság által az Intézetnek adományozott László Emszt-emlékérmet.

Társrendezői voltunk többek között a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) „Ma geológiája a holnapért” nemzetközi konferenciának, a „Térképekkel a környezetért” konferencia és térképkiállításnak, a Környezetvédelmi Információs Klubbal közösen rendezett „Környezetvédelmi és Kutatásfejlesztés, II. Országos Környezetvédelmi Innovációs Konferencia”-nak és a „VII. Országos Agrár-Környezetvédelmi Konferencia és Környezetvédelmi Szakkiallítás”-nak. Helyet adtunk a MFT 144. rendes évi közgyűlésének, a Föld Napja kerületi rendezvényének, az Európai Örökség Napok megnyitó ünnepségének, valamint az IUGS Executiv Board ülésének.

Az Intézet 1999-ben a korábbi évek gyakorlatának megfelelően folytatta **nemzetközi tevékenységét**. Aláírásra került a MÁFI-GBA 1999. évi együttműködési megállapodás, továbbá az Ukrán Akadémiai Földtani Intézettel bővült együttműködő partnereink köre. A nemzetközi kapcsolatokban a projektek az év folyamán növekvő számban éltek külső finanszírozási források bevonásával. Nemzetközi rendezvényekre 16 országba 56 fő utazott, tudományos és technikai együttműködés keretében 16 országban 45 kutató végzett tudományos munkát. A kapcsolatokban meghatározóak a kétoldalú együttműködések (határ menti munkák, Tudományos és Technológiai együttműködések), a nemzetközi szervezetekben (FOREGS, Közép-európai kezdeményezés, EuroGeoSurveys, IUGS, European Science Foundation, Hydrogeological Map of Europe, Geological Map of Europe) és a nemzetközi pályázatok megvalósításában történő képviselet és részvétel.

Intézetünk 1999 végén eredményes évet zárt, különösen értékes és látványos, amit a kiadványok, térképek megjelenítése terén értünk el. Az eredmények az egész munkatársi kollektíva elkötelezett munkavégzésének köszönhetőek.

Az intézet alkalmazottai 1999-ben

Az intézet vezető beosztású munkatársai

Breznayánszky Károly	igazgató	Horváth Róbert	főosztályvezető
Halmi János dr.	igazgató helyettes	Kordos László dr.	főosztályvezető
Balla Zoltán dr.	főosztályvezető	Kuti László dr.	főosztályvezető
Chikán Géza dr.	főosztályvezető	Tóth György	főosztályvezető
Horváth István	főosztályvezető	Turcsi Gábor dr.	főosztályvezető

Az intézet munkatársai

Ádámné Incze Szilvia	tudományos segédmunkatárs	Gyuricza György dr.	tudományos munkatárs
Alács Valéria	tudományos segédmunkatárs	Hála József dr.	tudományos főmunkatárs
Angyal Jolán	tudományos munkatárs	Hála Józsefné dr.	segédmunkás
Árvay Gábor	intézeti ügyintéző	Hámorné Vidó Mária dr.	tudományos főmunkatárs
Balázs Regina	ügyviteli alkalmazott	Hatvani Istvánné	ügyvivő-szakértő
Ballók Istvánné	tudományos munkatárs	Hegyiné Rusznyák Éva	intézeti ügyintéző
Balóné Lehmayer Judit	intézeti technikus	Hermann Viktor	ügyviteli alkalmazott
Baráth Istvánné dr.	intézeti technikus	Horváth Zsolt	intézeti ügyintéző
Bartha András dr.	tudományos munkatárs	Hózer Ferencné	intézeti technikus
Bátori Miklósné	intézeti laboráns	Illés Dezső	intézeti technikus
Bedő Gabriella dr.	tudományos munkatárs	Jakus Péter	tudományos főmunkatárs
Beke Zsuzsanna	intézeti laboráns	Jerabek Csaba	intézeti technikus
Benkő Levente	intézeti technikus	Jocha Károlyné	tudományos főmunkatárs
Bertalan Éva dr.	tudományos főmunkatárs	Jordán Győző	tudományos munkatárs
Bilszky Lászlóné	intézeti laboráns	Jordánné Szűcs Andrea	tudományos munkatárs
Bodnár Erika	tudományos munkatárs	Jusztin Sándor	segédmunkás
Bodorkós Zsolt	polgári szolgálat	Kaiser Miklós dr.	tudományos főmunkatárs
Branner Lászlóné	ügyviteli alkalmazott	Kákay-Szabó Orsolya dr.	tudományos munkatárs
Brukner Sándorné dr.	tudományos főmunkatárs	Kardeván Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Budai Tamás dr.	tudományos főmunkatárs	Kercsmár Zsolt	tudományos segédmunkatárs
Budinszkyné		Kerek Barbara	tudományos segédmunkatárs
dr. Szentpétery Ildikó	tudományos főmunkatárs	Király Edit	tudományos munkatárs
Császár Géza dr.	tudományos tanácsadó	Kiss Judit	ügyviteli alkalmazott
Csereklei Erika	intézeti technikus	Kiss Károlyné	ügyviteli alkalmazott
Cserny Tibor dr.	tudományos főmunkatárs	Kókai András	tudományos főmunkatárs
Csillag Gábor dr.	tudományos főmunkatárs	Kollányi Katalin dr.	tudományos főmunkatárs
Csirik György	tudományos munkatárs	Koloszár László dr.	tudományos főmunkatárs
Csongrádi Jenőné dr.	tudományos főmunkatárs	Koltai Judit	ügyviteli alkalmazott
Demény Krisztina	ügyviteli alkalmazott	Korpás László dr.	tudományos főmunkatárs
Detre Csaba dr.	tudományos főmunkatárs	Korpás Lászlóné dr.	tudományos főmunkatárs
Don György	tudományos munkatárs	Kovács Pálffy Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Dosztály Lajos	tudományos munkatárs	Kuchen Zoltán	intézeti technikus
Dudás A. Imre	tudományos munkatárs	Kutasi Géza	szakmunkás
Farkas Jusstina	intézeti laboráns	Laczkóné Őri Gabriella	ügyviteli alkalmazott
Farkas László	polgári szolgálat	Lajtos Sándor	intézeti technikus
Farkasné Bulla Judit	tudományos munkatárs	Lantos Miklós	tudományos főmunkatárs
Földvári Mária dr.	tudományos főmunkatárs	Lelkes György dr.	tudományos főmunkatárs
Fügedi Péter Ubul	tudományos munkatárs	Less György dr.	tudományos főmunkatárs
Gál Nóra Edit	tudományos munkatárs	Madarász-Istvánné	ügyviteli alkalmazott
Galambos Csilla	tudományos segédmunkatárs	Maros Gyula	tudományos munkatárs
Geller Péterné	intézeti technikus	Marsi István dr.	tudományos főmunkatárs
Golyháné Gáspár Anita	intézeti technikus	Matyikó Mónika	intézeti technikus
Gulácsi Zoltán	tudományos munkatárs	Müller Tamás	tudományos munkatárs
Gyalog László	tudományos főmunkatárs	Nádor Annamária dr.	tudományos főmunkatárs

Nagy László	ügyvivő-szakértő	Solt Péter	intézeti technikus
Nagy Péter	tudományos munkatárs	Sonfalviné Szeibert Ildikó dr.	intézeti technikus
Nagy Tiborné	tudományos munkatárs	Szabó Árpádné	intézeti laboráns
Nagyné Pálfalvy Sarolta	tudományos segédmunkatárs	Szabó Lászlóné	intézeti ügyintéző
Németh András	intézeti technikus	Szabóné Bujka Erzsébet	ügyviteli alkalmazott
Ódor László	tudományos főmunkatárs	Szalai István	intézeti technikus
Ollrád Attila	intézeti technikus	Szalka Edit	intézeti technikus
Pálfi Éva	intézeti technikus	Szegő Éva	tudományos munkatárs
Palotás Klára	tudományos munkatárs	Szeiler Rita	tudományos munkatárs
Papp Péter	tudományos munkatárs	Szilágyi Ferenc	intézeti technikus
Partényi Zoltánné	tudományos munkatárs	Szlepák Timea	intézeti ügyintéző
Paulheim Gáspár	intézeti ügyintéző	Szócs Teodóra	tudományos munkatárs
Pelikán Pál	tudományos főmunkatárs	Szurkos Gábor	tudományos munkatárs
Pentelényi Antal	tudományos munkatárs	Tamás Gábor	intézeti technikus
Pentelényi László	tudományos főmunkatárs	Tatai Gábor	segédmunkás
Pereg Zsolt	tudományos főmunkatárs	Thamóné Bozsó Edit	tudományos munkatárs
Pintér Attila	polgári szolgálat	Tiefenbacher Ildikó	intézeti ügyintéző
Piros Olga dr.	tudományos főmunkatárs	Tihanyiné Szép Eszter	intézeti technikus
Raincsák György	tudományos főmunkatárs	Tóthné Makk Ágnes	tudományos munkatárs
Raincsák Györgyné	tudományos főmunkatárs	Tullner Tibor	tudományos főmunkatárs
Rálich Lászlóné dr.	tudományos munkatárs	Unger Zoltán	tudományos munkatárs
Rezessy Attila	tudományos segédmunkatárs	Vácz Blanka	adatrögzítő
Rotárné Szalkai Ágnes	tudományos munkatárs	Vad Ferencné	intézeti technikus
Róth László	tudományos munkatárs	Vargáné Barna Zsuzsanna	tudományos munkatárs
Sallay Enikő	geológus-ügyintéző	Végh Hajnalka	intézeti technikus
Sásdi László	intézeti technikus	Vető István dr.	tudományos tanácsadó
Scharek Péter dr.	tudományos főmunkatárs	Viczián István dr.	tudományos tanácsadó
Selmezi Ildikó dr.	tudományos munkatárs	Vikor Zsuzsanna	intézeti technikus
Siegl Károlyné dr.	tudományos munkatárs	Vukánné Tolnai Judit	ügyvivő-szakértő
Síkhegyi Ferenc	tudományos főmunkatárs	Wolfram Richard	intézeti alkalmazott
Simonyi Dezső	intézeti ügyintéző	Zsámbok István	tudományos főmunkatárs

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak 1999. évben megjelent publikációi

- BALASSA I., DANKÓ I., FELFÖLDI L., FLÓRIÁN M., HÁLA J., KISBÁN E., TÁTRAI Zs., 1999: Robert Townson néprajzi megfigyelései Magyarországon. – *Néprajzi Látóhatár VII (3-4)*, pp.1-17.
- BALLA Z. 1999: Van-e bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén? („A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága” kötet megjelenése kapcsán). – *Földtani Közöny 129 (1)*, pp. 97-107.
- BALLA Z. 1999: Tektonikai problémák a radioaktív hulladék elhelyezésében? – *Földtani Kutatás 36 (2)*, pp. 47-51.
- BALLA, Z., 1999: Geological exploration for low- and intermediate-level radioactive waste disposal in Hungary. In: SCHAREK, P., (ed.): Programme and abstracts. “The geology of today for tomorrow”. 21-22 June, 1999, Budapest, Hungary, A satellite conference of the World Conference on Science. Hungarian Geological Society, Budapest, p. 29.
- BALLA, Z., 1999: Stop 1. The Üveghuta Site for low- and intermediate-level radioactive waste disposal. – In: MAROS, Gy. (ed.), Excursion Guide Book. 23-24 June, 1999, Hungary. “The geology of today for tomorrow”. 21-22 June, 1999, Budapest, Hungary, A satellite conference of the World Conference on Science. – Hungarian Geological Society, Budapest, pp. 19-34.
- BALLA, Z., 1999: Is there any proof for Quaternary tectonism in the Paks area? (In connection with publication of the volume “Seismic safety of the Paks nuclear power plant”). – *Acta Geologica Hungarica 42 (3)*, pp. 309-326.
- BALLA Z. 2000: Radioaktív hulladék elhelyezési lehetőségei a Kiscelli Agyagban. – *Földtani Kutatás 36 (4)*, pp. 15-20. [1999].
- BALLA Z., GYALOG L., HORVÁTH I., MAROS Gy., TÓTH Gy., MEZŐ Gy., SZILÁGYI G., PRÓNAY Zs., ZILÁHI-SEBESS L., SZÜCS I., MOLNÁR P., PERLAKY F., TUNGLI Gy., MAJOROS Gy., VERBÓCI J. 1999: Megalapozottak-e a tudományos kételyek Üveghuta alkalmasságával kapcsolatban? – *Térségi Krónikás 1999, (3)*, pp. 3-5.
- BARTHA A., CSALAGOVITS I., HORVÁTH I., SIEWERS, U., STUMMEYER, J. 1999: A Békés megyei arzénos rétegvizek arzénfajtái. – *A 42. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés kiadványa*, pp. 16-19. Veszprém
- BÉRCZI, Sz., DETRE, Cs., DON, Gy., SOLT, P., and UZONYI, I., 1999: Olivine spherules and droplets from the Pannonian basalt of Szentbékállá – Papers presented to the TECOS Workshop, Castelnovo ne’ Monti, Italy, pp. 4-5.
- BERNOR, R. L., KAISER, T. M., KORDOS, L., and SCOTT, R. S., 1999: Stratigraphic Context, Systematic Position and Paleoecology of Hippotherium sümegense KRETZOI, 1984 from MN10 (Late Vallesian of the Pannonian Basin). – *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie 39*, pp.1-35.

- BERTALAN É., BARTHA A., BALLÓK I.-NÉ, VARGÁNÉ BARNA ZS. 1999: Laboratóriumi módszerek harmonizációjának szükségessége talaj és üledékminták kioldható elemtartalmának meghatározásánál. – *A 42. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés kiadványa*, pp. 125–129. Veszprém
- BIDLÓ, G., and BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Böckh, Hugó (1874–1931). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, pp. 123–124.
- BIDLÓ, G., and BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Böckh, János (1840–1909). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, pp. 124–125.
- BOHN, P., and GYURICZA, Gy., 1999: Establishment of the ENVIROGEOLOGICAL computerised data base on environmental geology in the Geological Institute of Hungary. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 139–144.
- BOHN P.-NÉ, SELMECZI I., LANTOS M. 1999: A DNY-i Bakony pteropodái, lito-; bio- és magnetosztatigráfiai korreláció (Somlóvásárhely-1. számú fúrás). – 2. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, 1999. máj. 7–8. Abstracts, p. 5.
- BREZSNYÁNSZKY K. 1999: A földtani környezet és az ember kapcsolata. – II. Országos partfal konferencia, Paks, 1999. május 27–28. [Programfüzet] p. 7.
- BREZSNYÁNSZKY K. 1999: Bücsü dr. Konda Józseftől (1929–1995). – *Földtani Közöny 129 (2)*, pp. 305–308.
- BREZSNYÁNSZKY K. 1999: Bücsü Nagy Elemértől (1934–1998). – *Földtani Közöny 129 (3)*, pp. 445–450.
- BREZSNYÁNSZKY K. 1999: Előszó. – In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. = Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000. Budapest, pp. 5–6.
- BREZSNYÁNSZKY K. 1999: Föld alatt és föld felett. – *Napi Magyarorszag 1999. április 17.* p. 16.
- BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Fülöp, József (1927–1944). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, pp. 128–129.
- BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Introduction. – *Geologica Hungarica ser. Geologica 24*, Budapest, pp. 17–18.
- BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Schmidt, Eligius Robert (1902–1973). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, p. 146.
- BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Szentés, Ferenc (1907–1982). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, p. 151.
- BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Vitális, István (1871–1947). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, p. 155.
- BREZSNYÁNSZKY, K., 1999: Zsigmondy, Vilmos (1871–1947). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, p. 157.
- BREZSNYÁNSZKY, K., DUDICH, E., and SCHEDL, A., 1999: Ungarn. In: Die Geologische Bundesanstalt in Wien. 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999)
- BREZSNYÁNSZKY, K., and HALMAI, J. 1999: Description of the event. – Hungarian Associated Meetings of the World Conference on Science. Budapest, 1999. June–August [Programfüzet] pp.10–11.
- BREZSNYÁNSZKY, K., and KÖRPÁS, L., 1999: Noszky, Jenő sen. (1880–1951). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, pp. 141–142.
- BREZSNYÁNSZKY, K., and KÖRPÁS, L., 1999: Wein, György (1912–1976). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, pp. 156–157.
- BREZSNYÁNSZKY, K., and PÉCSI, M., 1999: Szabó, József (1822–1894). In: PÉCSI, M. (ed.): Landform evolution studies in Hungary. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1999. – *Studies in geography in Hungary 30*, pp. 147–148.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. – *A Magyar Állami Földtani Intézet, Alkalmi kiadvány, 197.* Budapest, 310 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. (szerk.) 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe. M=1:50 000. – *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*
- CHIKÁN, G., 1999: The Role of Geological Mapping in Radioactive Waste Disposal in Hungary. Abstracts. "The Geology of Today for Tomorrow". Satellite Conference of The World Conference on Science. 21–22 June, 1999, Budapest, Hungary, p. 35.
- CHIKÁN, G., and DRASKOVITS, P., 1999: Integrated geological mapping in South Transdanubia. – *A Magyar Geológiai Szolgálat 1996. évi beszámolója.* Budapest, pp. 38–40.
- CSÁSZÁR G. 1999: Főtitkári jelentés a Magyarhoni Földtani Társulat 1998. évi közhasznú tevékenységéről. – *Földtani Közöny 129 (1)*, pp. 5–21.
- CSÁSZÁR, G., 1999: Vestiges of new type Cretaceous atolls from the Mecsek Mountains, Hungary. – *Journal of Conference Abstracts 4 (2)*, p. 910, 11th Bathurst Meeting Cambridge Publications, Cambridge
- CSERNY T. 1999: A Balaton üledékeinek környezetföldtani célú vizsgálata. In: ANDA A. (szerk.): A „Víz alatti talajok szerepe a tavak környezetvédelmében” tudományos konferencia kötete KGI, VEAB és PATE közös kiadványa, Keszthely, 1999, p. pp. 47–72.
- CSERNY T. 1999: Limnogeológia. In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. – *Magyar Állami Földtani Intézet, Alkalmi Kiadvány 197*, pp. 162–165.
- CSIRIK, Gy., ÓDOR, L., KISS, J., and KOVÁCSVÖLGYI, S., 1999: Regional geologic, geophysical, and geochemical data used in the assessment of undiscovered deposits in the Mátra, Börzsöny and Visegrád Mountains, Northern Hungary. – In: ÓDOR, L., MCCAMMON, R. B., (eds.): Deposit Modeling and Mining-induced Environmental Risks. – *Geologica Hungarica ser. Geologica 24*, pp. 55–62.
- DETRE, Cs., 1999: Biostratigraphic evidences of the Triassic-Jurassic boundary in the Mesozoic horst near Csövár – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 21–25.
- DETRE Cs., TÓTH I. 1999: Közeleli szupernóva-robbanások földtörténeti hatásai. – *Fizikai Szemle 8 (2)*, pp. 33–39.
- DETRE, Cs., TÓTH, I., DON, Gy., KISS, Á. Z., UZONYI, I., BODÓ, P., and SCHLÉDER, Zs., 1999: The Permian-Triassic supernova event – Antarctic Meteorites XXIV, papers presented to the 24th Symposium on Antarctic Meteorites, Nat. Inst., Polar Research, Tokyo, June 1–3, 1999, pp. 15–17.
- DETRE, Cs., TÓTH, I., DON, Gy., KISS, Á. Z., UZONYI, I., BODÓ, P., and SCHLÉDER, Zs., 1999: The Permian-Triassic supernova

- impact. — Papers presented to the TECOS Workshop, Castelnovo ne' Monti, Italy, pp. 8–10.
- DETRE, CS., TÓTH, I., DON, GY., SOLT, P., GUCSIK, A., KISS, Á. Z., and UZONYI I., 1999: The Permo-Triassic mass extinction caused by a supernova explosion — Workshop on Geological and Biological Evidence for Global Catastrophes (Espérazza/Quillan, Aude, France) Abstracts, pp. 25–26.
- DIMITRIJEVIC, N. M., DIMITRIJEVIC, D. M., KARAMATA, S., SUDAR, M., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., and PELIKÁN, P., 1999: Olistostrome/mélanges in Yugoslavia and Hungary: an overview of the problems and preliminary comparison — *Geologica Carpathica* 50, pp. 147–149, Bratislava.
- DON GY., DETRE, CS., and SOLT P., 1999: Black, magnetic spherules from the Devonian–Carboniferous boundary (Montagne Noire, France) — A preliminary report — Papers presented to the TECOS Workshop, Castelnovo ne' Monti, Italy, pp. 10–12.
- DREW, L. J., BERGER, B. R., BAVIEC, W. J., SUTPHIN, D. M., CSIRIK, GY., KORPÁS, L., VETŐ-ÁKOS, É., ÓDOR, L., and KISS, J., 1999: Mineral-resource assessment of the Mátra and Börzsöny-Visegrád Mountains, North Hungary. In: ÓDOR, L., and MCCAMMON, R. B., (eds.): Deposit Modeling and Mining-induced Environmental Risks. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, pp. 79–97.
- DUDICH E., HÁLA J. 1999: Búcsú Kiss Árpádtól. Farewell to Árpád Kiss. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 5–8.
- EBLI O., VETŐ I., SAJGÓ CS., DEMÉNY A., and HETÉNYI M., 1999: Primary productivity and early diagenesis in the Toarcian Tethys on the example of the Mn-rich black shales of the Sachrang Formation, Northern Calcareous Alps. — *Organic Geochemistry* 29, pp. 1635–1647.
- FÖLDVÁRI, M., 1999: The use of corrected thermal decomposition temperature in the geological interpretation. — *Journal of Thermal Analysis* 56, pp. 909–916.
- FÜGEDI, U., 1999: The incorrect calculation of rank correlation by some statistical programs. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 111–115.
- GYURICZA, GY., MÜLLER, T., and VALKAI, L., 1999: Development of the SAGUS program system and its potential uses in applied geology. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 145–157.
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIĆ, J., TOMLJENIČIĆ, B., ÁRKAI, P., BÉRCZIMAKK, A., KOVÁCS, S., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., and KOROKNAY, B., 1999: Continuation of the Periadriatic Lineament, Alpin and NW Dinaridic Units in the Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* 50 (Special Issue), Abstracts, pp. 150–151.
- HAAS, J., and BUDAI, T., 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* 50 (6), pp. 1–17.
- HAAS, J., HÁMOR, G., and KORPÁS, L., 1999: Geological setting and tectonic evolution of Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, pp. 179–196.
- HÁLA J. 1999: Hermann Antal Vácon. — *A Kriza János Néprajzi Társaság Értesítője 1999. IX (1–2)*, pp. 44–60.
- HÁLA J. 1999: Konferencia Robert Towson „Travels in Hungary” című könyve megjelenésének kétszázadik évfordulója alkalmából. — *Néprajzi Hírek 1997. XXVI (1–4)*, pp. 79–84.
- HÁLA J. 1999: Kőbányászat és kőfaragás Dunabogdányban. In: Papp Gábor (szerk.): A dunabogdányi Csódi-hegy ásványai. — *Topographia Mineralogica Hungariae* 6, Miskolc, pp. 15–38.
- HÁLA J. 1999: A Magyarhoni Földtani Társulatról. In: NAGY F. (főszerk.): Évfordulóink a műszaki és természettudományokban 2000. Budapest, 1999, p. 84.
- HÁLA J., MÉSZÁROS B. 1999: A budafoki barlanglakások. — *Ház és Ember 1998, (12)*, pp. 131–158.
- HÁLA J., NÉMETH T., TERBÓCS A. 1999: Zay Sámuel élete és munkássága. — *Földtani Közlöny* 128 (4), pp. 629–646.
- HÁMORNÉ VIDÓ M., KUTI L. 1999: A magyarországi tőzegek földtani jellemzése és a készletváltozás okai, jellemzői. — PATE Georgikon Napok, 1999. szeptember 23–24. Keszthely, Különkiadvány
- HARANGI, SZ., KORPÁS, L., and WEISZBURG, T., 1999: Miocene calc-alkaline volcanism of the Visegrád Mts., Northern Pannonian Basin. — *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* 2, pp. 7–21. (Beihefte zum European Journal of Mineralogy 11. 1999)
- HERRMANN, P., NAGY, A., and PEREGI, ZS., 1999: Lithofacies and thickness map of the Pontian and Pliocene, scale 1:200 000 (DANREG Danube Region Environmental Geology Programme). — Geological Institute of Hungary, Budapest
- HOFSTRA, A. H., KORPÁS, L., CSALAGOVITS, I., JOHNSON, C. A., and CHRISTIANSEN, W. D., 1999: Stable isotopic study of the Rudabánya iron mine. A carbonate-hosted siderite, barite, base-metal sulfide replacement deposit. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, pp. 295–302.
- JOCHA-EDELÉNYI, E., 1999: The connection between karstwater level and geological factors of the Transdanubian Central Mountains in Hungary. — *Geology of Today for Tomorrow*. Budapest, Abstract, p. 78
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1999: A geológiai felépítés és a karsztvízszint kapcsolata a Dunántúli-középhegységben. — MGE-MFT Vándorgyűlés. Bányászati Körkép '99 — Zalakaros. Abstract pp. 23–24
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1999: Hidrogeológia. A Keszthelyi-hegység és a Tapolcai medence. In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet, Alkalmi Kiadvány* 197, pp. 157–162.
- JORDÁN, G., and SZÚCS A., 1999. Environmental Mapping of Geochemical Systems. — Environmental geochemical baseline mapping in Europe, Vilnius, Abstracts, p. 17
- JUHÁSZ, E., PHILLIPS, L., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M., and Ó. KOVÁCS, L., 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian basin, Hungary. In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., and SÉRANNE, M., (eds.): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* 156, pp. 335–356.
- KÁKAY-SZABÓ O. 1999: Kiállítás a Magyar Természettudományi Múzeumban. — *Világító ásványok. — Geomatika* 1999. 6, p. 30.
- KÁKAY-SZABÓ O. 1999: Világító ásványok. — *Természetbúvár* 1999. 54 (6), p. 39.
- KÁKAY-SZABÓ, O., 1999: Morphogenetic and chemical differences between extraterrestrial and terrestrial glassy drops. — *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* 2, pp. 116. (Beihefte zum European Journal of Mineralogy 11. 1999)
- KALMÁR, J., and SZENDREI-KÖRÉN, E., 1999: Sedimentology of loose sediments in the Gödöllő Arboretum: differential pore space measurements. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 123–130.
- KÁRPÁTI, Z., SAJGÓ, CS., VETŐ, I., KLOPP, G., and HORVÁTH, I., 1999: Organic matter in thermal waters of the Pannonian Basin — A preliminary report on aromatic compounds. — *Organic Geochemistry* 30, pp. 701–712

- KAZÁR, E., KORDOS, L., 1999: Neogene Cetacean Fauna of the Carpathian Basin: A Review. — Proceeding 12th Annual Congress of the European Cetacean Society, Monaco, pp. 313-317.
- KOLOSZÁR L., MARSJI I., 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. — *Földtani Közölny* 129 (4), pp. 521-540.
- KORDOS L. 1999: "Gabi", az újabb Rudapithecus-koponya. — *Historia* 20 (7), pp. 2-9.
- KORDOS L. 1999: A rudabányai ősmajmok. — *História* 20 (9-10), pp. 43-44.
- KORDOS L. 1999: Átalakuló emlősfaunánk. — *Természet* 1999. (11-12), pp. 5-7.
- KORDOS L. 1999: Beszélő csontok. — *Természet* 1999. (9-10), pp. 11-13.
- KORDOS L. 1999: Ősünk legteljesebb koponyája. — *Élet és Tudomány* 1999. (44), pp. 1390-1394.
- KORDOS L. 1999: *Sárkánygyikok*. — Szalay Könyvkiadó, Kisújszállás, 64, p.
- KORDOS L., VERES I. 1999: *Ősvilágunk képekben*. — Szalay Könyvkiadó, Kisújszállás, 63, p.
- KORDOS, L., 1999: Systematic and Functional Morphology of Sirenavus (Sirenia) from the Eocene of the Carpathian Basin. — Secondary Adaptation to Life in Water, Copenhagen, p. 27. (abstract)
- KORDOS, L., 1999: Vertebrate Communities and Late Quaternary Biochronology. — Internat. Congr. "The Krapina Neandertals and Human Evolution in Central Europe", Zagreb, p. 27. (abstract)
- KORDOS, L., and BEGUN, D. R., 1999: Femora of Anapithecus from Rudabánya. — *American Journal of Physical Anthropology, Supplement* 28, p. 173. (abstract)
- KORPÁS L. 1999: Középső triász. 235 millió éves paleodolina a Balaton-felvidéken (Litér, Hajmáskér). — *Karsztfelődés III.*, Szombathely, pp. 93-118.
- KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999: A Börzsöny — Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe. M=1:50 000. — A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa
- KORPÁS, L. 1999: A dunabogdányi Csódi-hegy földtana. — *Topographia Mineralogica Hungariae* (6), pp. 39-58.
- KORPÁS, L., 1999: The Visegrád Mountains. In: KARÁTSÓN, D., (ed.): *The Pannon Encyclopaedia. The land that is Hungary.* CD-ROM, Publisher Kertek 2000
- KORPÁS, L., and HOFSTRA, A. H., 1999: Potential for Carlin-type gold deposit in Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, pp. 133-135.
- KORPÁS, L., HOFSTRA, A. H., ÓDOR, L., HORVÁTH, I., HAAS, J., and LEVENTHAL, J., 1999: The Carlin gold project in Hungary (1995-98). — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, pp. 151-166.
- KORPÁS, L., HOFSTRA, A. H., ÓDOR, L., HORVÁTH, I., HAAS, J., and ZELENKA, T., 1999: Evaluation of the prospected areas and formations. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, pp. 197-289. Budapest.
- KORPÁS, L., LANTOS, M., and NAGYMAROSY, A., 1999: Timing and genesis of early marine caymanites in the hydrothermal palaeokarst system of Buda Hills, Hungary. — *Sedimentary Geology* 123, pp. 9-29.
- KORPÁS, L., ÓDOR, L., HORVÁTH, I., and HOFSTRA, A. H., 1999: Evaluation of Carlin-type gold mineralization in Hungary. — *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* 1, p. 134. (Beihefte zur European Journal of Mineralogy, 11.)
- KORPÁS L., VETŐ I. 1999: Olajképződés, migráció és csapdázódás a nagylengyeli paleokarst rendszerben. Magyar Geofizikusok Egyesülete és a Magyarhoni Földtani Társulat 1999. évi vándorgyűlése, Zalakaros, — Összefoglalás p. 24.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. 1999: Mit tudunk az agyagásványokról? — Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság. Bányász-Kohász-Földtan Konferencia, Program, Rövidített szöveg, 11 p., Szovátafürdő, Románia.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., CSATHÓ B., KOVÁCS-PÁLFFY P., PETŐ A., CSÁMER Á. 1998: Miocén medenceüledékek települése az Upponyi paleozóos felszínre Lázberc környékén. (Status of the miocene basin sediments on the palaeozoic surface of the Uppony Mountains, around Lázberc). — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* (1996/97), XXXIV, pp. 253-280, Debrecen.
- KUTI L., TÓTH T., PÁSZTOR L., FÜGEDI U. 1999: Az agrogeológiai térképek adatainak és a szikesedés elterjedésének kapcsolata az Alföldön. — *Agrokémia és Talajtan* 48 (3-4), pp. 501-517.
- KUTI, L., and TULLNER, T., 1999: Distribution of nutrient elements in soil of the Szarvas pilot area. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992-1993/II*, pp. 103-110.
- KUTI L., TÓTH T., PÁSZTOR L., and FÜGEDI U., 1999: Analysis of Regional Soil Salinization by GIS. Proceedings of the International Symposium on sustainable management of salt affected soils ecosystem. Cairo, Egypt, pp. 106-122.
- LESS, GY., 1999: The Upper Priabonian (SB 20) and Upper Chattian (SB 23) Larger Foraminiferal assemblages of the Bükk Mountains (NE Hungary). — *Revista Española de Micropaleontología* 31 (3), pp. 51-60. Madrid
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., and MÜLLER, P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, pp. 151-167.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M., and MÜLLER, P., 1999: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* 42, pp. 5-31.
- MALIK, P-F, SCHUBERT, G., JOCHA-EDELÉNYI, E., and ZSÁMBOK, I., 1999: DANREG Hydrogeological Map. M=1:200 000. Budapest
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1999: Tectonic evaluation of Mórággy Granite with ImaGeo Mobile Corescan System. — Fluids and Fractures in the Lithosphere, 1999. March 26-27., Nancy, France, p. 92.
- MAROS, GY., PALOTÁS, K., and RÁLISCH-FELGENHAUER, E., 1999: Tectonic evaluation of the Mórággy Granite with the ImaGeo Mobile Corescan System. — In: SCHAREK, P., (ed.), Programme and abstracts. "The geology of today for tomorrow". 21-22 June, 1999, Budapest, Hungary, A satellite conference of the World Conference on Science. Hungarian Geological Society, Budapest, p. 31.
- MATURA, A., WESSELY, G., KRÖLL, A., CSÁSZÁR, G., and VOZÁR, J., 1999: Map of the Pre-Tertiary Basement, scale 1:100 000 (DANREG Danube Region Environmental Geology Programme). — Geological Institute of Hungary, Budapest
- MÜLLER, P., GEARY, D. H., and MAGYAR, I., 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family-level taxonomy. — *Lethaia* 32, pp. 47-60.
- NÁDOR, A., JÁMBOR, Á., LANTOS, M., MÜLLER, P., THAMÓ-BOZSÓ, E., and TÓTH-MAKK, Á., 1999: Climatically driven Plio-Pleistocene sedimentary cycles in the Pannonian Basin, Hungary. — 19th Regional European Meeting of Sedimentology, Copenhagen. Abstracts, 172-173.

- NÁDOR, A., TÓTH-MAKK, Á., MÜLLER, P., LANTOS, M., Ó KOVÁCS, L., THAMÓ-BOZSÓ, E., and JÁMBOR, Á., 1999: Quaternary alluvial sedimentation on the SE-ern part of the Pannonian basin: an interplay of climate and sediment supply control on the sedimentary cycles. – Meeting on the “Knowledge and protection of plain areas”, November 8–11, 1999, Ferrara, Abstracts, p. 22.
- NAGYNÉ BODOR E., JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1999: Palinológiai vizsgálatok a Tapolcai-medencében I. Vízi és mocsári növények a holocén és későglaciális időkben. – *Hidrológiai Közöny* 6, pp. 332–333.
- ÓDOR, L., MCCAMMON, R., KÖRPA, L., and HOFSTRA, A. H., (eds.) 1999: Deposit modeling and environmental risks, potential for Carlin-type gold deposit in Hungary. – *Geologica Hungarica ser. Geologica* 24, 331 p.
- ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I., and FÜGEDI, U., 1999: Environmental signatures of mineral deposits and areas of regional hydrothermal alteration in Northeastern Hungary. – *Geologica Hungarica series Geologica* 24, pp. 107–120.
- PAPP G., DÓDONY I., LOVAS GY., FÖLDVÁRI M. 1999.: A Csódi-hegyi “Hidroantigorit” – *Topographia Mineralogica Hungariae* (6), pp. 127–136.
- PAPP P. 1999: Nemzedékek munkáiból – Erdélyben, 1999-ben. – *Földtani Közöny* 129 (3), pp. 454–455, Budapest
- PELIKÁN P. 1999: A Felsőtárkány-7. sz. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász-jura képződményei. – *Földtani Közöny* 129 (4), pp. 593–609.
- PEREGI, ZS., 1999: The allocthonous basement sequence of North-Eastern Cuba. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992–1993/II*, pp. 57–63.
- PEREGI, ZS., PETRO, L., and SCHAFFER, G., 1999: Lithofacies and thickness map of the Pontian and Pliocene, scale 1:100 000 (DANREG Danube Region Environmental Geology Programme). – Geological Institute of Hungary, Budapest
- PETRO, L., SCHAFFER, G., PEREGI, ZS., BUDINSZKY-SZENTPÉTERY, I., DARIDA-TICHY, M., NAGY, E., SCHAREK, P., SPIÁK, Z., POLAČINOVÁ, E., KLUKANOVÁ, A., and KOVÁČIKOVÁ, M., 1999: Map of Environmental Geohazards, scale 1:100 000 (DANREG Danube Region Environmental Geology Programme). – Geological Institute of Hungary, Budapest
- PISTOTNIK, J., CSÁSZÁR, G., SCHAREK, P., KAISER, M., DARIDA-TICHY, M., NAGY, E., SZURKOS, G., SIKHEGYI, F., BUDAI, T., MARSI, I., GYALOG, L., IVANCSICS, J., PRISTA, J., HORN, J., HALOUZKA, R., ELEČKO, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., NAGY, A., VASS, D., and VOZÁR, J., 1999: Surface Geological Map, scale 1:100 000 (DANREG Danube Region Environmental Geology Programme). – Geological Institute of Hungary, Budapest
- RADÓCZ GY., BOHN P.-NÉ, SZEGŐ É., LANTOS M. 1999: A SÁTA-75. sz. fúrás (Ny-Borsod) bádeni öszzletének szerkezetföldtani, őslénytani és magnetosztratigráfiai vizsgálata. – 2. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, 1999. máj. 7–8. Abstracts, p. 17.
- RANDEZZO, A. F., MÜLLER, P., LELKES, GY., JUHÁSZ, E., and HÁMOR, T., 1999: Cool water limestones of the Pannonian basin system, middle Miocene, Hungary – *Journal of Sedimentary Research* 69 (1), pp. 283–293.
- REZESSY A. 1999: A Pisznicai Mészke ciklussztratigráfiai vizsgálata gercsei szelvényeken. – *Földtani Közöny* 128 (2–3), pp. 297–320.
- SÁSDI L. 1999: Korai-miocén karsztfelszín kimutatása a Déli-Bükkben. – *Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Közleményei*, Szombathely pp. 119–124.
- SÁSDI L. 1999: Védett lehetne: az ürömi Csókavár kőfejtő. – KTM Nem védett természeti területek bemutatása, 18 p.
- SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Comparative palynology of the Senonian formations in the Pelso and Tisza Units (Hungary). – *Acta Palaeobotanica, Supplement 2*, Proceedings of the 5 EPPC, Crakow
- SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Integrated palynostratigraphy of the Senonian formations in the Tisza Unit (S Great Hungarian Plain) Hungary – *Acta Geologica Hungarica* 42 (2), pp. 161–191.
- SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Palynology and environment of the western part of the Tethys. – *Geologica Carpathica* 50 (Special Issue), pp. 68–69. Bratislava. extended abstract
- SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Spherula-contain Senonian formations in Hungary, Review – Workshop on Geological and Biological Evidence for Global Catastrophes, Esperaza/Quillan (Aude, France), p. 69. abstract
- SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Spherules and Senonian formations in Hungary – Workshop Meeting of the TECOS, Castelnovo ne’ Monti (Italy), pp. 28–29. abstract
- SIEGL-FARKAS Á. 1999: A Pelso és Tisza Egység felső kréta formációinak integrált palynosztratigráfiai vizsgálata. – 2. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, Abstracts, pp. 17–18.
- SIEGL-FARKAS, Á., SUMMESBERGER, H. 1999: A „Pachydiscus neubergicus Hauer 1858 (Coll. Noszky 1944. Sümeg, Haraszt Városi-kőfejtő)” revíziója. – 2. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, Abstracts, p. 18.
- SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Palynology and environment of the western part of the Tethys. – *Geologica Carpathica* 50 (Special Issue), Extended abstracts, pp. 68–69.
- SIKHEGYI F. 1999: A felszínmozgások megjelenése légifényképeken. – *Földtani Kutatás* 36 (3), pp. 8–13.
- SIKHEGYI F. 1999: A felszínmozgások láthatósága. – *Geomatika* 5 (8), pp. 13–15.
- SOLT, P., 1999: Different Trends of Spherule Distributions at the Kaba Meteorite Fall Area. – Lunar Planetary Science Conference XXX., Houston abstract no. 1269.
- SOLT, P., 1999: Fieldwork and Distribution of Spherules at the Kaba III (CV 3) Meteorite Fall Area – PIECE 99 conference, Yamaguchi, abstract volume, pp. 80–81.
- SOLT, P., DETRE, CS., DON, GY., BÉRCZI, SZ., and UZONYI, I., 1999: Olivin Spherules and Droplets from the Pannonian Basalt of Szentbékáll. – TECOS Workshop Castelnovo nel Monti, abstract volume, pp. 4–5.
- SZUROMI-KÖRECS, A., and NAGY-BODOR, E., 1999: Late glacial and postglacial sporomorph and ostracod records and inferred cyclic climatic changes from Lake Balaton (Hungary). – European Palaeontological Association, workshop, Portugal, pp. 126–129.
- SZUROMINÉ KÖRECS A., NAGYNÉ BODOR E. 1999: A Szemesi-medence fejlődéstörténete a Tő-25. sz. mederfúrás ostracoda és sporomorpha vizsgálata alapján. – *Hidrológiai Közöny* 6, pp. 383–385.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., 1999: Mineral composition of Cenozoic sands and sandstones based on statistical analysis. – *MinWien* 99. Abstract in *Beihfte zum European Journal of Mineralogy* 11, p. 228.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., 1999: Statistical analysis of the mineral composition of Cenozoic sands and sandstones in Hungary. – International Association of Sedimentologists 19th Regional Meeting, Copenhagen, Abstracts, pp. 255–256.
- TÓTH T., KUTI L. 1999: Összefüggés a talaj sótartalma és egyes földtani tényezők között a hortobágyi „Nyírölapos” mintaterületen. I. Általános földtani jellemzés, a felszín alatti rétegek

- kalciumtartalma és pH-értéke. — *Agrokémia és Talajtan* 48 (3-4), pp. 431-446.
- TÓTH T., KUTI L. 1999: Összefüggés a talaj sótartalma és egyes földtani tényezők között a hortobágyi „Nyírölapos” mintaterületen. II. Többszörös összefüggések és a felszín alatti sótartalom becslése. — *Agrokémia és Talajtan* 48 (3-4), pp. 447-458.
- TÓTH, T., and KUTI, L., 1999: Variability of Geological Conditions and Relation to Soil Salinization inside a small area. — Proceedings of the International Symposium on sustainable management of salt affected soils ecosystem. Cairo, Egypt, pp. 123-132.
- VETŐ, I., 1999: Triassic sourced oil shows near Budapest. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1992-1993/II*, pp. 111-115.
- VETŐ, I., HERTELENDI, E., SAJGÓ, CS., and BRUKNER-WEIN, A., 1999: Upward increase of kerogen ^{13}C in the Peru Margin Upper Oligocene - Possible implications for the Cenozoic evolution of atmospheric CO_2 . — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145, pp. 33-42.
- VICZIÁN I., FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P. 1999: Középső-triász vörös agyagok ásványtani vizsgálata a Balaton-felvidéken és a Bükk hegységben. — Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság. Bányász Kohász Földtan Konferencia Szovátafűrdő 1999. Konferencia Kiadvány, p. 34.
- VICZIÁN, I., FÖLDVÁRI, M., and KOVÁCS-PÁLFFY, P., 1999: The Paleographic significance of clay interbedding in carbonate sequences in the lower to middle triassic of the Transdanubian range and Bükk Mts. (Hungary). — Conference of the European Clay Groups Association. Abstracts p. 144.
- WAGREICH, M., and SIEGL-FARKAS, Á., 1999: Subsidence analysis of Upper Cretaceous deposits of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt* 56 (1), pp. 435-438. Vienna
- WESSELY, G., KRÖLL, A., CSÁSZÁR, G., DUDKO, A., NAGY, A., VOZÁR, J., and PERESZLÉNYI, M., 1999: Geological profiles, scale 1:100 000 (DANREG Danube Region Environmental Geology Programme). — Geological Institute of Hungary, Budapest

ACTIVITY REPORT OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF HUNGARY FOR 1999

KÁROLY BREZSNYÁNSZKY
Director

In 1999, the Geological Institute of Hungary (MÁFI), which has now been in existence for 130 years, fully carried out all its research and public service tasks. This report mostly summarises the results of the research which was financed from the state budget. Some important contract work is also reviewed, which was performed as part of the basic public service tasks, and which contributed to the external sources of income. We also summarise the most important results of the national and international activities. The income from the contracts and associated activities had an important role in stabilising the financial background and scientific level of the Institute.

The Institute carried out its research on the basis of the mid-term concept for 1998–2000. Both this concept and the plan for 1999 reflect the two basic tasks of the Institute, namely to preserve its characters as a national scientific research institute, and to perform its public service tasks, as needed by society.

Basically the structure of the research activities did not change during the year, but special attention was paid to the priorities of the mid-term concept. Of these priorities, the most important tasks were to produce the 1:100,000 scale digital geological map series of Hungary, to develop the thematic databases of certain sheets, and to issue different MÁFI publications and maps.

Special attention was paid to carrying out the so-called “extra tasks” of the 1999 year plan. The geological mapping and public service tasks, which were supported by the state budget, were carried out in full. The most noteworthy results were achieved in issuing new publications (geological maps of the Börzsöny Mountains and the Balaton Highland, and books).

Clearly the Institute has achieved all it set out to in 1999. However there is a minor discrepancy between the planned and achieved external funding, because as a result of budget restructuring, the external funding required for MÁFI was increased dramatically. Despite this extra burden, due to careful financial planning and the efforts in obtaining contract work, the Institute maintained its financial stability, has no public liabilities, and closed the year with a positive economic balance. The personnel costs estimated by the state budget that did not cover even the necessary minimum, so even some of the tasks which should have been supported by the state budget were partly supported by the income from outside contracts.

Since 1994, the number of personnel and state budget support have not changed much, while the income from outside contracts has increased, which is due to better organised and structured work.

The research was carried out under a project system, which was scientifically and administratively grouped into divisions. The joint projects with the Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI) were harmonised. The activities of the Institute, which could not be organised into projects, like the laboratories, GIS, library, and museum, were carried out following the structure of departments. The scientific value of the research output of MÁFI is indicated by the publication list of the researchers, comprising some 150 papers.

1. State budget financed research activities

1.1. Natural Resources

The aim of this research is the better understanding of the geological build-up and evolution of Hungary, by developing a 3D geological model based on tectonic-neotectonic, paleogeographical, geochronological, sedimentological and geochemical methods, as well as basin analysis. In this *basic research*, Gyula Maros and his colleagues achieved important results.

As part of the *tectonic studies* we carried on investigating the Üveghuta granite. We documented the tectonic elements of two cores, which were drilled in the framework of an outside contract, by the ImaGeo core scanner. It proved possible to establish the sequence of phases of tectonic development, and the fracture infilling of the granite was

analysed. The core scanner images were compared to the acoustic borehole television images. We concluded that the ductile deformation is Variscian in age, while hydrothermal alteration occurred during the Alpidic phase.

The evaluating software of the core scanner was further developed. The cartographic work producing the 1:500,000 scale basement map of the Transdanubian area is ongoing. Databases for the Mecsek, Budajenő, Rába and Balaton Lines were established to evaluate the lineaments of Hungary.

The database for the Quaternary was further developed by the input of new data, in the framework of *neotectonic research*. The sedimentology and the evolutionary history of some sequences have been characterised and typified. Thickness maps for the Pleistocene, Holocene, and Pleistocene fluvial sequences and loess formations are being edited in the S Transdanubia area based on this database.

In the framework of *paleogeographical reconstructions*,

the Badenian-Sarmatian paleogeographical reconstruction of the Budapest, Csabdi, and Tinnye area started with some laboratory analyses. Age determination zones were established in the Miocene loose sediments in the Zala Basin using the BioGraph software. The climate reconstruction for the Pannonian was completed, resulting in the correlation of four climate phases with the 5th order cycles of the sedimentary sequence. Upper Pannonian sporomorphs and Upper Cretaceous pollens were also studied in order to establish ecological, paleogeographical and paleoclimatological reconstructions, as well as to clarify the stratigraphy.

Changes in the life system of the Earth, and the meteorite impact explanation for the large extinctions are currently the focus of international research. Our researchers contributed to this problem by determining the biostratigraphic positions of spherule horizons as part of an international project.

Hydrocarbon assessment and *basin analysis is part of mineral resources assessment research*. The database of drilling made for hydrocarbon prospecting was upgraded, and the lithostratigraphy of some boreholes on the Transdanubian area was completed.

Under the coordination of Annamária Nádor, research has started into the complex sedimentological, paleogeographical and paleo-climatological history of the Pliocene and Quaternary strata on the Alföld, using sequence stratigraphy and cyclostratigraphy. In 1999 research focused on the Körös basin. A detailed cyclostratigraphy was carried out in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes. It was established that the upper part of the cores, which represent the last 1 Ma, are characterised by 100 Kyear cycles, while the cyclicity in the older sections is 40 Kyear, which have been interpreted as 5th order Milankovitch cycles.

The magnetic susceptibility proxy of the Vésztő V-1 borehole correlates well with the marine oxygen isotope curve of the ODP 677 site, and based on their joint interpretation a high resolution model has been established for Quaternary fluvial sedimentation, controlled by climate changes.

The task of the *solid mineral resource assessment project* is to prepare general overviews of specific mineral resources which are economically important for Hungary, including exploitation data, resources, demands, evaluation of research undertaken, and prospective areas). As part of this activity, György Csirik and his colleagues prepared reviews for diatomaceous earth and zeolitic tuff. The manuscript of a planned publication "Mineral resources of Hungary" has been completed. The methods for 3D visualisation of mineral deposits have been established. A test version for a ternary diagram was also developed from the MS Visual Basic 6.0 software, which helps in the evaluation process.

1.2. Geological Mapping

The mid-term aim of the mapping program is to complete the ongoing regional geological mapping, and to produce a digital geological atlas of Hungary. It is still a basic

problem that the different mapping campaigns were done at different times, so the data density is not consistent. In order to achieve a uniform data density on the different areas, complementary field work is necessary, but this is currently impossible, due to insufficient state budget support.

As part of the geological *mapping of the Somogy, Tolna and Baranya* region, led by Géza Chikán, the covered geological maps of two 1:100,000 scale sheets (Pécs, Siklós), and one 1:25,000 sheet (Véménd) were completed from field-work to the plotter printing. The distribution and stratigraphic position of the Pleistocene Tengelic Formation was outlined on the S Transdanubian area, and relevant informations were stored in a database. The correlation of Quaternary formations of the area is also part of this research.

The geological *mapping of the Vértes and Gerecse Mountains* continued, led first by Géza Császár and then by Tamás Budai. The field work for six 1:25,000 scale sheets was done, during which a lot of scientific results were obtained in addition to the basic field observations. The most important are the identification of the transitional unit (Fenyőfő Member) between the Main Dolomite and the Dachstein Limestone in some new territories, the separation of several generations of alluvial fans in the southeastern foreland of the Vértes Mountains, the discovery of Middle Triassic volcanites at the southern edge of the Vértes Mountains, and the establishment of more detailed subdivisions of the Eocene formations in the field.

The aim of the *Uniform National Map System project*, which finishes in 2000, is to produce a uniform digital covered geological map series of Hungary on a 1:100,000 scale, and to print them. The maps are edited with the coordination of Ferenc Síkhegyi, on the basis of a uniform legend, which was published previously.

In 1999 a major activity included finalising the results of the geological mapping of the Great Hungarian Plain. On the mountain area sheets, and on those hilly and lowland areas which are not part of ongoing projects, the form of the maps was transformed according to the requirements of the Uniform National Map System, and the background databases were filled with uniformly coded data. Of the sheets on the Great Hungarian Plain, 23 sheets were reviewed and corrected, and now the final topography is being made and the printing of the maps is ongoing. Of the 1:100,000 scale covered geological maps on mountain areas, 10 sheets were redacted.

An important result was to produce the 1:100,000 scale topographical map of Hungary, which was based on the 1:50,000 scale digital topographical map (DTA-50), produced by the Cartographical Institute of the Hungarian Army. This map serves as a topographical basis for the thematic geological maps.

The 1:25,000 scale geological map of the Velence Hills was prepared for printing, and is ready to go to press.

As part of the *geological mapping of the Bükk Mountains*, György Less and his colleagues prepared in draft form the 1:25,000 scale geological map of the Bükk Mountains, and

the 1:100,000 scale uncovered geological map of the Gömör-Bükk-Borsod basin. These maps will serve as the basis of the 1:50,000 scale geological maps of the Bükk Mountains, and the 1:100,000 scale geological maps of the Gömör-Bükk area, published together with the Slovak Geological Survey.

A pilot project started in 1999, based on national and international expertise, called a *geological mapping base for regional information systems*, led by Péter Scharek. This project started to complement the standard geological maps with different applied geological versions in the Fejér and Zala counties. A country-wide map database is being compiled, which will serve as a basis for the county maps. The 1:500,000 scale digital map series of Hungary, including geological, groundwater cycle, geological engineering, and surface sensitivity to contamination versions are being prepared.

The *introduction of remote sensing methods* was a new project, led by Péter Kardeván. The possibilities in using different remote sensing methods were summarised. We have started to establish the structure of a remote sensing database, based on the METATÉR metadata standard.

1.3. Environmental Geology

A important task is the geological, environmental impact assessment of Hungary, with special attention paid to the particularly endangered, sensitive, or protected areas, as well as to agrogeological problems.

The *geological research project into the condition of the environment* was led by László Kuti. The process of filling the map- and numeric-based environmental geological databases is ongoing, as is the registration in the computer of the data from special data gathering forms. The material of the Szarvas volume covering the "Agrogeological pilot areas" was compiled, and the material is being prepared for publication. The monitoring of the pilot areas continued, which provided additional data for the environmental geological – agrogeological databases. Similarly the environmental geological assessment for seven 1:25,000 scale sheets on the Eastern part of the Northern Midmountains continued, together with environmental geological mapping on two sheets on the southeastern foreland of the Vértes-Gerecse Mountains. New, interesting scientific results were made in studying the geological background of salinization on the Alföld region, and in developing new methods to evaluate ecological observations. The importance of the source rock in determining the calcium carbonate content of the wind blown sand, and its susceptibility to acidification was also determined.

In the framework of the project called "*Establishing the engineering and hydrogeological basis for the urban planning of the Budapest agglomeration*", led by Zsuzsanna Kosáry-Raincsák, the digitised borehole map on a 1:50,000 scale was prepared covering the area of Budapest and 78 neighbouring settlements. the database for this map includes about 8000 basic geological, structural geological, water

prospecting, mapping, raw material prospecting and soil mechanical boreholes. The geological map of the area on a 1:50,000 scale is about half ready.

1.4. Hydrogeology

The hydrogeological investigations of the Institute include the study of both fractured and porous reservoirs, hydrogeological modelling, and operating a hydrogeological monitoring network, and they are strongly linked to outside contract work of the Institute, as well as to environmental geological research.

The resort area around Lake Balaton is one of the central topics of the National Land Use Planning. The *limnogeological project*, led by Tibor Cserny, made a detailed ecological evaluation, based on paleontological and complex geological data from six basic boreholes, and another two shallow boreholes were also drilled in Little Balaton. Limnogeological research has also started on the area of the Velence Lake, where two shallow boreholes were drilled. They were documented and sampled for sedimentological, mineralogical, geochemical, stable and radiogenic isotopes, and paleontological analyses. The geological database of Lake Balaton was complemented with new data.

The *hydrogeological karst study of the Transdanubian Range* continues, with the production and synthesising of maps, 3D models and monographs, co-ordinated by Emőke Jocha-Edelényi.

In the hydrogeological karst map series of the Transdanubian Range, maps showing the thickness of the pendant karst water reservoir limestones were compiled on a 1:100,000 scale. These maps were based on a new tectonic model for the area. On the basis of these maps, the 3D model of the pendant karst water reservoirs was made, using the 3D View program. To study the Zala Basin, which is the subsurface continuation of the Transdanubian Range, and which is in hydrodynamic contact with the mountain region, a co-operation project started with Slovenian geologists and hydrogeologists. Continuing the research of the last few years, the relationship is being studied between the NE depressional cones and the thermal karst system of the Buda Mountains. This involves an investigation of the different well groups, which have strikingly different hydrogeochemical parameters. The results were compiled in a database. To study the hydrogeochemical properties of the catchment area of the Hévíz Lake, some thermal wells and springs were sampled.

The *National Hydrogeological Monitoring Network* will play an increasing important role in the future. As part of this project, led by Ágnes Rotár-Szalkai, 198 wells in different parts of the country were measured regularly. These regular measurements provided data for the continuous groundwater level observations in the most important regions of the country. Some pilot areas were defined on the Duna-Tisza interfluvium, where the long term time sequences were compared, and the present day geological and hydrogeological data were presented on a map. The

measurement data of the National Hydrogeological Monitoring Network are public, and the project *provides regular data* both to the other projects of the Institute and to different water authorities. The *observation data* are also evaluated in certain pilot areas, such as the surroundings of Zsira, Vilonya, Szarvas, Öcsöd and Üveghuta area in Gerecs Hills.

The main activity of the project called "*hydrogeological modelling in important regions*", led by György Tóth, was to establish practical hydrogeological modelling in the Institute, using different geological maps.

In 1999 the main work area of the project was on the Buda side of Budapest, because industry and infrastructure develops there very rapidly, which generate a lot of environmental and hydrogeological problems. In the pilot area on the Pest side (Káposztásmegyer), work continued on constructing a preliminary hydrodynamic model, and a start was made on transport modelling.

1.5. Geochemistry

In addition to the methods summarised above for basic research, geochemical research contributed significantly to the better understanding of the geological build-up of Hungary.

Geochemical research, led by István Horváth, continued with a decreasing number of personnel and effort both in the field of prospecting and environmental geochemistry, and hydrogeochemistry. In the framework of the project financed by the U.S. – Hungarian Science and Technology Joint Fund, the Carlin-type gold potential assessment was completed, whose results were published in a special issue of *Geologica Hungarica* series *Geologica*, entitled "Deposit modelling and mining induced environmental risks – Carlin-type gold in Hungary". The database for arsenic-bearing groundwater was increased, and a hydrogeological borehole database for karstic areas was also set up. Geochemistry contributed to the hydrogeochemical evaluation of the agrotechnological pilot areas on the Great Hungarian Plain. The relationship between the gas content of groundwater and their hydrochemistry was also studied. In the frame of the assessment of stream-load sediments, the study of the Vértes–Gerecse and the Mecsek–Villány Mountains areas was completed.

There was significant progress in the field work for the FOREGS European Geochemical Program.

2. Public service activity

2.1. Laboratories

The Laboratories, led by Róbert Horváth, supplied analyses for government work, and also did basic research. In 1999, nearly 7500 analyses were done including rock petrography, ICP-MS, Hg determination, analyses of water samples, organic geochemistry and coal petrography, phase analyses, sedimentological analyses, preparation of paleontological samples, thin-sections, scanning electron microscope,

and magnetostratigraphy. As part of the scientific evaluation, Hungarian soil types have been characterised on the basis of their micro-morphological properties, and the sedimentary rocks were characterised on the basis of their organic components. The Laboratory has been accredited.

2.2. National Geological Museum

The Museum, which was re-opened in 1995, with László Kordos as curator, carried out significant work both in the fields of basic research and in public exhibition of the scientific collections. We have achieved noteworthy scientific results in studying Hungarian dinosaurs, extra-terrestrial micro materials, and hominoids from Rudabánya (new *Rudapithecus* skull finding). The core stores were modernised. In 1999 the stock of paleontological, mineralogical and petrological samples was increased by 2538 items. 32 foreign and 68 Hungarian scientists visited the collection of the Museum. There was a need to investigate the cores in 9 instances (25 boreholes, 1522 boxes). 2199 people visited the building and its scientific and architectural exhibitions in 1999. Some temporary exhibitions were also organised, which included the so called "Geological Museum Evenings", "Geologists at the beginning of the century" – exhibition from the photographs of Lajos Lóczy, together with the Hungarian National Museum, "Luminous Minerals", a joint exhibition with the Hungarian Museum of Natural Sciences and the Sopron Mining Museum, and an exhibition showing the latest pre-hominid findings together with the Rudabánya Ore and Mineral Mining Museum. The "Earth's day" and the "European Heritage Day" events were also organised by the Museum.

2.3. National Geological Library

The Library, led by Márta Csongrádi, in addition to its traditional activities, provides geological literature as needed by scientific readers, and also makes possible cross-library and on-line loaning, using information databases. In addition to the manual catalogues, the readers also use the national and international geological literature databases (TINLIB, GeoRef), in which filling the Library also actively participates. In 1999 different MÁFI publications were sent to 285 foreign partners, and another 235 additional requests were fulfilled. The Library is also involved in lending and selling MÁFI maps and publications.

2.4. Informatics

The Informatics Division, led by Gábor Turczi, mostly has the function of supplying data. In 1999 a great number of maps was digitised, edited, and prepared for publication. The processing meant producing maps and data links, editing, and division into colours. A new technology is the four-colour printing, which is accompanied by thematic data tables and special data tables, which fixes the map description. We applied the CMYK-RGB colour bank. The task of

the division is also to maintain the Institute's website, the internal electronic system and the mailing system, as well as to make the Institute's publications. In the "Nice Hungarian Map" competition, the "Environmental geology of the Balaton Coastline" CD won 1st place in the category of scientific maps.

3. Contracted works carried out in the framework of basic activity

The estimated budget for the Institute for 1999, to be derived from external sources, according to state estimates, was 617.3 M Ft. This is about two-thirds of the total annual budget, but could not be achieved by the Institute. The total income from external work was in fact 580.2 M Ft, of which more than 60 M Ft was paid as salaries, contributions, running costs, and central development. It should be remembered that MÁFI is a research institute, and not a commercial enterprise. In the following, we summarise the results of some major activities.

3.1. Geological mapping

The joint study of geological problems in the boundary territories along the Danube started in 1989. As a result of the trilateral (Hungarian-Austrian-Slovakian) *DANREG project*, 15 geologic sheets were put into a database both under Intergraph and Arc/Info. In 1997 the Institute was charged to make a uniform GIS background for the maps, to prepare them for printing and also subcontract the issuing of them. This work was co-ordinated by János Halmaj, our deputy director. The costs of publication were covered by the Ministry of Science and Transportation of the Republic of Austria, through the Geological Survey of Austria. This year the printing of the maps was finished with 11 1:200,000, 8 1:500,000 and 2 1:100,000 scale sheets.

The *digital database for the geological map of the Velence Hills* was compiled for VÁTI Kht. This work was co-ordinated by László Gyalog, and was carried out using the geological map of the Velence Hills as a basis, which is now being edited.

At the request of the Secretary of the Duna Commissioner, the "*Holocene thickness map of the Szigetköz area*" was prepared, led by Péter Scharek. A 1994 map was supplemented by new drilling data, and the updated map was prepared in ArcView format.

3.2. Radioactive waste disposal

To execute a technical plan, approved in 1994 as a *PHARE project*, entitled "Technical support for disposal and site selection for low and medium level radioactive waste in Hungary", an international competition was tendered in 1997. The winner was a Belgian-Finnish consortium (Belgatom and IVO, from 1999 Fortum), which subcontracted MÁFI as a Hungarian partner for the geological research. The subject of the contract was the interference well test of

the Üveghuta site, using two new wells, drilled by the Hungarian partners. The evaluation was completed in 1999, led by Zoltán Balla. The final product of the PHARE project was a safety assessment, based on the data, available in July, 1998, and summarised by MÁFI. In the framework of this contract, we cleaned the Űh-2 borehole, and made it suitable for the interference well test, and then carried out the interference tests in 6 wells. This contract was completed with an interference test report.

Under the leadership of Zoltán Balla, the contract with the *Public Agency for Radioactive Waste Management (Puram)* entitled "*Geological investigations connected with the PHARE project*" was also completed, which additionally supported and complemented the tasks of the PHARE project. As part of this contract two new boreholes were drilled (300 and 500 m) and technical parameters measured, including geological and geophysical logging and well tests. Three old wells were cleaned and drilled in 1997-98, and prepared for the interference well tests, and completed the whole cycle of interference tests. As a result, the hydrodynamic contact between the six wells was established, together with their hydrogeochemical properties. A detailed study summarised the technical, geological and geophysical parameters, and the hydrodynamic properties of the two new drillings. These data further supported the previous opinion that the site is suitable, and confirming that more boreholes are needed to substantiate these conclusions.

By completing the contracted field work, the basis for all activities concerning long term monitoring and waste protection have been completed. This included three topics: continuing the hydrogeological observations on the boreholes, which are equipped with water level registers, continuing the geodesical monitoring in the surroundings of Erdősmecke (observation of horizontal and vertical displacements and bending), and finally maintaining the core stores of the Üveghuta boreholes in the village of Bataapáti. These activities were carried on this year as part of a contract with the Puram, entitled "Construction and mounting works (monitoring), connected with the site selection for final disposal of low and medium level radioactive waste, produced by the Paks Nuclear Power Plant".

The *environmental monitoring of the site Üveghuta* was led by Ágnes Rotár-Szalkai. The aim of this monitoring is to get more information about the hydrogeological properties of the fractured granite. By evaluating the changes of the surface water levels and the piezometric changes in the groundwater table, the 3D distribution of the hydrogeological parameters of the granite can be assessed more precisely. This monitoring provides data for the better understanding of the water balance and flow system of the region. By regular measurements of the hydrogeological parameters, the short and long term changes are better understood characterising this hydraulic system, which have to be considered during the establishment and operation of the disposal site itself. On the basis of observation data of the natural situation, changes in the hydraulic system resulting from the con-

struction can be forecast. These influences can be evaluated only on the basis of those hydrogeological parameters which characterise the hydraulic head and water quality of the groundwater. The monitoring system includes the following: registration of the water levels of surface water flow, registration of piezometric changes of the groundwater, and hydro-meteorological observations. The number of observed environmental parameters are correct with respect to the demands of the survey and its progress. The subsurface flow system and the flow of surface waters are strongly linked to hydrometeorological changes. The hydrometeorological parameters – amount and quality of the rainfall, air temperature, air pressure – have been registered automatically by electric devices since November 1999, similar to the water level registration. The measurement data from the monitoring system were evaluated.

3.3. Environmental geology

The pre-environmental impact assessment of *hazardous waste disposal*, planned by BorsodChem Ltd. was completed, co-ordinated by László Kuti. On the basis of the report the contractor is now in a position to start the authorization procedure.

The 1:50,000 scale “*state of the surface*” environment map has been prepared for Szabolcs-Szatmár-Bereg county, at the request of the county council.

3.4. Hydrogeology

The contract between the Ministry of Environmental Protection (KöM) and MÁFI continued this year, entitled “*Operation of geological monitoring system in the Szigetköz area, and data evaluation*”, led by Péter Scharek. This year we have continued the probe tests along the river channel, and the hydrochemical analyses from 35 sampling points, as well as actual geological observations at 9 sites.

Several contractors (Vituki Ltd., MTA TAKI, Geobróker Ltd.) commissioned MÁFI to establish groundwater sampling wells in the Duna-Tisza interfluvium and on the Maros alluvial fan. A short report was prepared for Vituki Ltd., summarising the *hydrogeochemical properties of the groundwater on the Duna-Tisza interfluvium*, and the groundwater chemistry maps at 1:500,000 scale were presented.

National Water Authority (OVF) and the Szent András Rheumatological and Rehabilitation Hospital, Hévízfürdő contracted MÁFI, together with Vituki Ltd. to establish the water management policy which *would assure the protection of Lake Hévíz*, and *to determine the water conservation area around Lake Hévíz*. These works are co-ordinated by György Tóth.

As part of the co-operation with Er-Petro Ltd., geologists were provided for *water prospecting in Libya*. In 1999 Zoltán Gulácsi, Péter Jakus and András Bartha worked in Libya.

3.5. Engineering geology

On the basis of the contract with Geovil Ltd. we have completed the study of the geological build-up of section I of the *Budapest 4 metro line*, between Tétényi út and Móricz Zsigmond körtér, led by László Kuti. We have modified the previous geological section at Gellért Hill, which ranged from the evaluation of borehole data to a complete GIS work. Boreholes proved the presence of a horst below the riverbed, which was inferred in the previous report. From Szent Gellért square to the Pest river-bank, the metro line should go in an asymmetric tectonic horst under the Danube. The top of this horst is Upper Triassic (Carnian) Main Dolomite, covered by Upper Eocene basal conglomerate (Kosd Formation). The limbs of the horst are built up of Upper Eocene Buda Marl, Lower Oligocene Tard Clay and Kiscell Formations.

As part of the project, “*Liquid gas storage in shallow hard rock caverns*”, contracted by Pébé-tároló Ltd., an area, which is part of the geological information acquiring program, was suggested for further survey by drilling on the northern part of the Velence Hills. This area was ranked to be suitable for drilling exploration by national and international experts. The work was accompanied by geological and hydrogeological mapping, as well as refraction seismics. The work was co-ordinated by Zoltán Balla. Several tests were carried out in the boreholes according to given methods and requirements. Based on the unfavourable hydrogeological conditions, and the instructions of the French consulting company, the drilling had to be stopped before it reached the planned depth. Afterwards, another area, the Mid-Transdanubian research area, which had been selected first, was marked out on the western part of the Velence Hills. In this area, magnetic and electromagnetic profiles were measured and refraction seismics was done, geological mapping was carried out, and a borehole was drilled down to the planned depth with complex geophysical logging. Well tests were made on the basis of the methods, prescribed by the French consulting company and our execution plans. However the results were good, because of cancelling the project, further research had to be stopped. The Contractor asked MÁFI to summarise the results in a report.

3.6. Prospecting for mineral resources

Contract work for Mol Ltd. started in 1998, developing a *GIS based geological database for hydrocarbon prospecting*. This work is led by László Gyalog. The project is co-financed by MÁFI and Mol Ltd., and the products are also common. Basic data of selected boreholes are checked and their lithostratigraphy is re-evaluated. 1:100,000 scale uncovered or deep – geological maps are edited on the basis of the re-evaluated database. A uniform legend in English is prepared for each area, which includes most of the geological formations of the country. Each report contains a special geological explanatory text. On the areas

selected by the contractor the geophysical data are also handed over. A digital database is compiled from all the data. The importance of this work is huge. Since the introduction of geological formations, this is the first time that there is an opportunity and reason to re-evaluate the geology of large areas, based on the uniform formation subdivision both for the boreholes and for the 1:100,000 scale geological maps. During the work many new formations, formation groups, members, and bed set were proposed. Most of the modifications were related to the Miocene sedimentary and volcanic rocks, but there are suggested modification for all geological ages. This work provided an opportunity to have a continuously updated database, which can be widely used.

This year the geological database of the Tokaj Mountains – West Nyírség area was prepared, based on the results from the pilot area of last year. The geological basis for this was the re-evaluation of the boreholes and the uncovered geological map for the Tokaj Mountains and the pre-Pannonian geological map for the West Nyírség area, with geological explanatory texts.

Databases of another three areas were completed:

- Geological database of the East Nyírség area (contemporaneous with the West Nyírség area): borehole database, pre-Pannonian geological map,
- Database of the Sió-torok area. In addition to the borehole database and the geological explanation, four different geological maps were edited: an uncovered/pre-Pannonian geological map, a pre-Tertiary basement map, a map of the Triassic formations, and a thickness map of the Jurassic formations.
- Geological database of the Northern Midmountains. In addition to the borehole database and the geological explanation, two maps were edited: an uncovered geological map, and the pre-Neogene basement map and its surface topography.

As part of a new contract, we have started to compile the geological database of the Transdanubian Range.

As part of the co-operation with the geophysical department of the Nagykanizsa Plant of Mol Ltd., we have done *core-scanning and core evaluation* on the Sávoly area, led by Gyula Maros. The acoustic borehole television was operated by Mol Ltd., which was used to identify the real depth and orientation positions of the scanned cores.

3.7. Informatics – remote sensing

For a joint contract with BGT Hungária Ltd. and Golder Associates Ltd., a *GIS pilot database* was established by Gábor Turczi, which illustrates data from water wells.

As a subcontractor of ADAS International, a PHARE project “Environmental Information Systems” was completed, led by Tibor Tullner. The project was financed by the PHARE Program Office of KTM. The task was to prepare an *environment conflict map* on the northeastern coast of Balaton, and also to elaborate the methodology of reporting about the state of the environment.

3.8. Laboratory analyses

A contract was given by Mol Ltd. to assess the Cretaceous pollen content of some boreholes abroad, and make a *palyostratigraphic synthesis*, led by Gyula Maros.

The *Laboratory* got several new contractors for this year. With special equipment to analyse mercury, the Laboratory won a FOREGS tender to analyse the *Hg content of soil samples*. These analyses will carry on for several years; in 1999 altogether 495 soil samples from Estonia, Austria, Norway, Lithuania and Italy were analysed.

M. A. Mattash from Yemen, who previously did his PhD in Hungary, sent 89 samples for major and *trace element analyses*.

From our former contractors, Reaqua Ltd. sent 19 water samples for *analysis of toxic elements*.

The analytical demands of Béres Ltd. have increased such a lot, that they bought their own instruments, therefore they did not send any samples in the second half of the year. At the beginning of the year, different element composition from 385 samples was analysed.

3.9. Education

At the request of MGE, at the joint MGE-MFT annual meeting, Gyula Maros made a half-day presentation about the *ImaGeo Mobile Core Scanner* and its related software. The participants also received lecture notes.

Together with Er-Petro Ltd. the Division of the Laboratory organised an *analytical short course* for the geologists of IRC (Tripoli), co-ordinated by Mária Földvári about X-Ray Diffraction (XRD) and Fluorescence (XRF) methods. The Division of Informatics organised a *training course about MGE* (GIS program system).

3.10. Public relations

A very valuable collection was donated to MÁFI in 1998 by the Hungarian born Louis Cherepy. The famous *Cherepy Collection* contains fluorescent minerals from the world famous iron and zinc mines of the Franklin-Sterling area in the northern part of New Jersey, USA, as well as different documentation of the mining history, old tools etc. With his donation, Louis Cherepy wanted to preserve the memory of those Hungarian emigrant miners, who worked in these mines from the beginning of the century to the 80-s. The Cherepy collection was exhibited to the public together with the Museum of Natural Sciences and the Eötvös Loránd University in the framework of the exhibition “Luminous Minerals” in the exhibition hall of the Museum of Natural Sciences. From the Institute, Orsolya Kákay-Szabó, the curator of the mineralogical collection, put great efforts into organising this exhibition. The exhibition was open from March 26 to July 1, but due to the huge interest, it was extended to the 15th of September. At the request of the Central Mining Museum, the exhibition was open in Sopron from October 1 to December 31.

4. National and international science funds

4.1. Environmental geology

With the financial support of the National Technical Development Committee (OMFB), Science and Technology (TÉT), *environmental geological and soil research* (led by Péter Scharek) was carried out in *Guanajuato State of Mexico*, together with the Geological Institute of the State University of Mexico. This year, the Agriculture University of Gödöllő and the Universities of Mexico and Hidalgo States also joined the project. Based on the field work, we got to know the geology and the major problems of the area.

We have completed the *determination of hydrocarbon contamination and its disintegration in Hungarian soils*, together with Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Germany). The project started in 1997, and was co-ordinated by Mária Hámor-Vidó. Mol Ltd. also supported the research. The natural disintegration of mineral oils was studied in a monitoring system. The German partner developed a new qualitative and quantitative method to determine hydrocarbon contamination, which fulfil the requirements of the EU standards. The method is going to be adapted by MÁFI.

An INCO-Copernicus project continued, entitled *"Fluxes of greenhouse gases in the northwestern coastal zone of the Black Sea: influence of the Danube river system"*, which started in 1997, and is co-ordinated by Annamária Nádor, together with Dutch, Romanian, Ukrainian, Austrian and Italian partners. The aim of this project was to measure greenhouse gas emissions (N_2O , CH_4 , CO_2), in the Danube Delta, and to assess how these gas emissions are going to be influenced in the future by the changes in the erosion of the delta and changes in the ecosystem. The results of the gas measurement points in the delta are extrapolated to the whole delta area on the basis of airborne geophysics and remote sensing interpretations. The role of MÁFI is to establish the GIS and to evaluate remote sensing images. On the basis of previous data and data which was generated during the project, thematic maps were prepared in digital forms (e.g. soil, vegetation, uncovered geological map etc.). The remote sensing images were evaluated by ER Mapper software.

The 3 year project called *"3D mapping of the sensitive Mesozoic karst areas of the Transdanubian Range"* continued, led by Emőke Jocha-Edelényi, which was funded by the National Environmental Science and Nature Protection Grant of the Ministry of Environmental Protection. The aim of the project is to show on maps and in 3D models the distribution and facies relationships of the Mesozoic karst formations of the Transdanubian Range, which outcrop on the surface and therefore are prone to contamination. In 1999 the surface outcrop map of the Mesozoic karst formations from the western part of the Transdanubian Range was edited, as well as the map serie showing the surface topography and thickness of the Middle and Upper Cretaceous

limestones. The digital maps are on a 1:100,000 scale and are prepared in printed forms.

The Environmental Protection Fund (KAC) supported the evaluation of maps showing prognostic areas of building materials, with special attention being paid to the thematic maps which show the *environmental restriction factors for surface mining*. The project is co-ordinated by Péter Scharek. The aim of the work is to make suggestions for the surface mining activity, which highlights aspects of environmental protection. Vas and Szabolcs-Szatmár-Bereg counties were evaluated in 1999.

4.2. Informatics – Remote sensing

The United Nations Development Programme (UNDP) supported a project negotiated by the National Technical Development Committee (OMFB), entitled *"Adaptation of Hyperspectral Spectroscopy in Earth Sciences in MÁFI"*, led by Péter Kardeván, which finished this year. The aim of the project was to prepare a pilot study in Hungary for hyperspectral spectroscopy data collection and evaluation. The Moon and Planet Research Laboratory of Arizona University, and the German Space Research Institute were also participating in this project. The optimal conditions for utilising the Probe-1 and DAIS airborne data gathering systems were evaluated. In 1999 the project activity expanded to study the utilisation of the new technological development.

The European geological surveys have started to develop the *GEIXS European Geological Meta-database*. In this project the Hungarian partner is the Hungarian Geological Survey. At their request, MÁFI added the test data concerning Hungary to the database.

The Environmental Protection Fund (KAC) of the Ministry of Environmental Protection supported a new project which aims to set up a database for *geological base sections*. Work has started to prepare the maps which show the exact locations of the profiles.

4.3. Laboratory analyses

An INCO-Copernicus project *"Harmonisation of laboratory methods"* which started in 1997 was completed. The project was led by András Bartha, and the co-operating partners were the laboratories of the geological surveys from England, Holland, Finland, Czech Republic, Slovak Republic, Poland, Russia, Romania, Estonia and Lithuania. The aim of the project was to harmonise the analytical methods of the different European countries in such a way that the results could be used for the other countries, too. The analytical methods of the laboratory have been improved as a result, and staff became acquainted with each other's methods, laboratories and colleagues.

4.4. Mineral resources

Another 3 year INCO-Copernicus financed project *"Utilisation of amorphous silica and water-bearing alumin-*

um silicates to produce building materials with improved mechanical properties” was also finished, led by György Csirik with Danish, Greek, Romanian participation. The aim of the project was to assess the siliceous earth and zeolitic tuff deposits which can be added to cement and concrete, and also to produce artificial wollastonite. The most important Hungarian results include the determination of the genetic types of siliceous earth and zeolite deposits, which of these deposits can be used for industrial purposes, and also as added material to cement.

4.5. Public relations

The National Heritage Fund (NKA) sponsored a project *“Enlargement of artistic photos, glass negatives, their protection and exhibition”*. Led by László Kordos, contact copies were made from 86 glass negatives of museum value, as well as negatives and reproductions from 553 archive photos, which form the basis of the photo and slide collection of MÁFI in the Collection of History of Sciences of the Institute.

The National Heritage Fund also supported the production of a CD *“Treasures of the Geological Institute – History of the Carpathian basin”*, co-ordinated by László Kordos and involving the participation of BioDigit Multimedia Ltd. and the Yoki Studio. The CD shows the building of the Geological Institute, its history and museum. The movie, video and photo compilation contains 4 films, about 200 photos and about 100 pages of text information.

The *“Geological Museum Evenings”* was supported by the Cultural Committee of Budapest City Council. Organised by Péter Papp, the treasures of the collection were introduced to the public together with a scientific presentation. In 1999 there were two presentations: *“Rudapithecus hungaricus – the Rudabánya prehistoric monkey”* and *“Minerals of the Mátra Mountains”*.

The production of the *“Foreign language prospectus for the National Geological Museum”* was also supported by the City Council of Budapest, which made it possible to prepare a new colour folder with an introduction about the Institute and the Museum in English, French, German and Italian, in addition to the Hungarian version.

The *“Guide to the Museum of the Geological Institute of Hungary”* was also supported by the same funds which are being used to compile a colour museum guide, co-ordinated by Péter Papp.

5. Management and external relations

The *management* of the Institute includes the daily management, administration, the scientific and economic planning, human resources, national and international co-operation, marketing and public relations. These tasks are co-ordinated by the Project Office in the framework of the directorate, led by János Halmai, which was established in 1999 as a successor to the former Department of Directorate.

The management has a lot of tasks, both permanent and occasional. An essential task is to provide the highest optimal conditions for scientific research, and the optimal usage of finances. The most important scientific and economic management tasks were the following:

- prepare the report for the financial year of 1998 (together with the Bureau of Economics),
- deliver and evaluate the 1998 year reports,
- perform the 1999 year economic tasks,
- perform the 1999 year research activity,
- compile the 2000 year research plan,
- the 2000 year financial planning (together with the Bureau of Economics).

The overall activity of the Institute, which is very diverse, was continuous and successful, both scientifically and economically. Concerning these activities, several basic documents and Director’s Orders were issued. The Board of Directors, which is the most important advisory board, had its meeting every two weeks. Consultations with the different federations and trade unions was continuous.

The operative tasks of the management are done by the Secretariat. The Secretariat’s task is to disseminate orders, information letters, deliver mail and register official correspondence. Of the central services, it is worth mentioning the health services, the central Xerox copier, and running the cars which belong to the Directorate.

With the help of a consul, the Project Office provides the legal representation of the Institute, and together with the Bureau of Economics arranges all the business connected with the buildings of the Institute, including co-ordinating the security systems.

In 1999 a major investment was the building of the shelf system in the core store in Szolnok, which was successfully completed.

Summarising the *human resources* of the Institute, statistically the number of personnel in 1999 was 141 people, while the number from the labour law point of view was 149, of which 93 are scientific researchers. 38 researchers have a scientific degree, of which 4 are academicians, 16 have a PhD, and another 17 are doing now their PhD. Special attention is paid to the qualifications of the staff, and in accordance with the Collective Contract of MÁFI, we support those trying to get scientific degrees.

In 1999 the Doctoral Committee of the Hungarian Academy of Sciences awarded the “Doctor of the Hungarian Academy of Sciences” title to Dr Géza Császár, while Edit Thamó-Bozsó was appointed as Candidate of Earth Sciences.

István Horváth, and Miklós Lantos, both senior research workers were awarded the “For the Geological Institute Commemorative Medal”.

The Director’s commendation was passed to Gábor Árvay administrator, Erika Csereklei technician, Dr Orsolya Kákay-Szabó researcher, Erzsébet Kiss secretary, Éva Pálfi technician.

The following people were rewarded by the Director: Dr Tamás Budai senior research worker, Dr Géza Császár scientific counsellor, Dr Gábor Csillag senior research worker,

Dr János Halmai senior research worker, Dr László Kordos scientific counsellor, Dr László Korpás senior research worker, Dr Edit Thamó-Bozsó senior research worker.

Dr Géza Császár scientific counsellor and Dr András Bartha researcher became seniors, Dr György Gyuricza and Dr Ágnes Siegl-Farkas researcher were awarded counsellor titles, while Péter Solt technician became assistant colleague.

The procedure for senior research worker was successfully performed by Dr Péter Kovács-Pálffy, Dr Annamária Nádor, and Dr Edit Thamó-Bozsó.

Csilla Galambos and Győző Jordán became research workers.

New personnel in 1999 are: Irén Hála laboratory worker, Zsolt Kercksmár geologist, Judit Kiss book restorer, Géza Kutasi drilling worker, Attila Pintér doing civil service, Enikő Sallay geologist-administrator, Erzsébet Bujkó-Szabó human resources administrator, Gábor Tatai unskilled worker, and Zoltán Unger geologist.

In 1999 the following people left the Institute: Lajos Dosztály researcher (died), Éva Gecsei research assistant, Dr Miklós Kaiser senior researcher (retired), Dr Margit Korpás-Hódi senior researcher (retired), Anikó Kulcsár research assistant, Erzsébet Bujkó-Szabó human resources administrator, István Szalai technician, László Ódor senior researcher (retired), Gábor Tatai unskilled worker.

In the external relations special attention was paid to developing our co-operation with national and international institutes. An outstanding event was the participation at the World Science Conference, of which one section had Károly Brezsnýánszky as the Hungarian Secretary. We also participated at the 150th commemorative meeting of the establishment of the Geologische Bundesanstalt, Vienna.

We have initiated and co-organised the Lajos Lóczy commemorative meeting at the Hungarian Academy of Sciences, where we have commemorated the 150th anniversary of birth of the former director of the Geological Institute.

We greatly appreciate being awarded the prestigious László Emszt medal by the International Peat and Bog Association.

We were co-organisers of the "Geology today – for tomorrow" conference together with the Hungarian Geological Society, of the conference and map exhibition "With maps for the environment", and together with the Environmental Protection Information Club, the "Environmental Protection and Research Development; 2nd National Environmental Protection Innovation Conference" and the "VIIth National Agro-environmental Protection Conference and Environmental Protection Exhibition". We hosted the 144th general assembly of the Hungarian Geological Society, the Earth' Day event, the opening ceremony of the European Heritage Day, and the IUGS Executive Board meeting.

In 1999 the Institute carried on its traditional *international activities*. The MÁFI-GBA bilateral contract was signed for 1999. The Geological Institute of the Ukrainian Academy of Science became a new co-operation partner. The projects benefited from the increasing possibilities of outside financing. 56 people travelled to 16 countries for different conferences, and as part of scientific and technical co-operation, 45 researchers worked in 16 countries. Bilateral contracts (cross-boundary, Scientific and Technological co-operation), participation in international organisations (FOREGS, Central European Initiative, EuroGeoSurveys, IUGS, European Science Foundation, Hydrogeological Map of Europe, Geological Map of Europe), and participation in international projects were all important parts of our international activity.

Our Institute finished a fruitful year in 1999, and we achieved especially good results in our publications and issuing maps. The results are due to the hard work of all staff at MÁFI.

FOREWORD

GYÖRGY BÁRDOSSY

Member of the Hungarian Academy of Sciences

The Annual Report of the Geological Institute of Hungary 1996/II was published 3 years ago, in 1997. The whole volume contained papers about the site selection and evaluation for low- and medium-level radioactive waste disposal, and summarises the results of research performed between 1993 and 1997. In addition to the researchers of the Geological Institute, non-MÁFI experts also published a number of papers. The richly illustrated bilingual (Hungarian-English) volume was very successful, both in Hungary and abroad. It was a special honour for me, to be the editor in chief of that volume.

Since that time, three years have passed. During that period, research has continued and also a lot of new methods have been used. This is the reason why the management of the Geological Institute of Hungary accepted the invitation of the Hungarian Atomic Energy Authority (HAEA) and the Public Agency for Radioactive Waste Management (Puram) to summarise the results of these three years in another volume. The publication of the first volume was supported by the Paks Nuclear Plant Ltd., while this one is sponsored by Puram, which we gratefully acknowledge.

This volume is even richer than the previous one, and contains 23 papers. In addition to the traditional geological, stratigraphic, mineralogical and petrological studies, 6 papers discuss the most recent geophysical methods which were used during the research. These studies were done by experts from the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary and Geo-Log Ltd. The individual packer and interference well tests are proof of a high international scientific research level, the results of which are summarised by the experts of Golder Associates Hungary Ltd., and Golder Associates UK Ltd. In addition to the site selection studies of the Üveghuta site, the volume also contains some papers that are related to the area, like the evaluation of the sedimentary cover of the Mórággy granite, the seismicity of the region, and the neotectonics of SE Transdanubia. Experts of Calamites Ltd. outline the technical background of the future disposal work. Finally by a summary of international case studies has been written by experts of the Public Agency for Radioactive Waste Management (Puram).

This volume is a valuable contribution to disposal research, which I warmly recommend to both Hungarian and international experts. I can do this, because I'm a standing member of the Expert Board, which since 1993 has scientifically supervised the research, and therefore I have a good overview of the results and their scientific value. International experts, who came here to check and evaluate the research, have supported this viewpoint. I hope this volume will help the mutual understanding of the Hungarian researchers and will provide detailed and objective information for the foreign experts.

ELŐSZÓ

BÁRDOSSY GYÖRGY

a Magyar Tudományos akadémia rendes tagja

Három évvel ezelőtt, 1997-ben, jelent meg a Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1996 évről, amely teljes egészében a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok telephelykutatásának ismertetésével foglalkozott. E kötet az 1993-tól 1997-ig terjedő időszak kutatási eredményeit ismertette. Tanulmányainak megírásában a Földtani Intézet munkatársain kívül számos külső szakértő is részt vett. A gazdagon illusztrált, angol és magyar nyelvű kötet – személyes tapasztalataim szerint – idehaza és külföldön is nagy sikert aratott. Külön öröm és megtiszteltetés számomra, hogy e kötet főszerkesztője lehettem.

Azóta három év telt el. Ez alatt a kutatások nemcsak tovább folytak, hanem számos új módszerrel is gazdagodtak. Ezért fogadta el a Földtani Intézet igazgatósága az Országos Atomenergia Hivatal (OAH) és a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság (RHK Kht.) felkérését arra, hogy e három év eredményeiről egy újabb kötetben számoljon be. Az első kötet kiadását a Paksi Atomerőmű Rt., a második kötetét az RHK Kht. anyagi támogatása tette lehetővé, amiért is hálás köszönetet mondok.

Tartalmilag a kötet, ha lehet, az elsónél is gazdagabb, Összesen 23 tanulmányt foglal magába. A hagyományos, de nélkülözhetetlen földtani, rétegtani, ásványtani és kőzettani ismertetések mellett 6 értekezés foglalkozik az itt alkalmazott legkorszerűbb geofizikai módszerek eredményeivel. E tanulmányok elkészítésében a Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet és a Geo-Log Kft. szakemberei vállaltak szerepet. Ugyancsak a legkorszerűbb nemzetközi színvonalat képviselik az egyedi pakkeres és az interferenciás kútvizsgálatok, melyek eredményeit a Golder Associates (Magyarország) Kft. és a Golder Associates (UK) munkatársai ismertetik. Az üveghutai célkutatáson túl a kötet néhány, a témához kapcsolódó általános tudományos cikknek is helyet adott, mint a mórági gránit és fedőkőzeteinek értékelése, a tágabb térség szeizmológiája és a DK-Dunántúl neotektonikája. Avatott szakemberek vázolják a leendő tároló műszaki kiképzésével kapcsolatos elképzeléseket (Calamites Kft., Erőterv Rt.). Végül az RHK Kht. szakembereinek tollából a nemzetközi tapasztalatokról kapunk tájékoztatást.

Egy kerek egész tehát ez a kötet, amelyet nyugodt lelkiismerettel tudok a hazai és a külföldi szakemberek figyelmébe ajánlani. Tehetem ezt annál is inkább, mert 1993 óta folyamatosan részt veszek a kutatásokat szakmailag véleményező Szakértői Bizottság munkájában, és így a kutatások eredményeiről és szakmai színvonaláról kellő tájékozottsággal rendelkezem. E véleményemben megerősítettek azok a neves külföldi szakemberek, akik a kutatásokat megtekintették, értékelték és benyomásaikról tájékoztattak. Remélem, hogy a kötet hozzá fog járulni a hazai szakemberek kölcsönös megértéséhez, valamint a külföldi szakemberek alapos és tárgyilagos tájékoztatásához.

INTERNATIONAL LESSONS LEARNED IN UNDERGROUND DISPOSAL OF RADIOACTIVE WASTE AND THEIR APPLICABILITY IN THE HUNGARIAN L/ILW PROGRAMME

PETER ORMAI

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

Keywords: granites, Hungary, international co-operation, legislation, low-level waste, policy, radioactive waste, site exploration, underground disposal, waste disposal sites

A great number of near-surface or underground repositories have been implemented or being developed in several countries to dispose of low- and intermediate-level radioactive waste (L/ILW). Despite considerable progress has been made, acceptance of repository siting has remained a difficult area for most programmes. Site selection is an important issue for underground disposal facilities in particular, because the characteristics of the site may contribute crucially to long-term safety. In the last decade significant progress has been made towards the improvement of the safety assessment techniques and the site characterisation methodology as well as the integration of planning and safety assessment. Besides the conceptual and technical issues, importance of confidence building and societal dialogue has been grown. As the planning, technical development and associated research, siting, construction and eventual licensing of a disposal facility is expected to take place over a long period of time, it is important to pursue a flexible, step-wise, incremental development approach. The Hungarian concept and the results of the site selection made so far can be evaluated based on the international experiences. The lessons learned in underground disposal are summarised briefly. The review focuses not only on developments of technical and regulatory aspects but also on political, and public perception aspects.

1. Introduction

The concept of removing radioactive waste from the human environment by placing it either near-surface or underground repositories was proposed over 40 years ago. Since then the concept has developed further. Details vary from country to country, and also according to the type of waste. The disposal concept, in general, involves treating the waste in order to achieve a suitable chemical and physical form, packaging it inside man-made engineered barriers emplaced above- or below-ground, and sealing the facility with appropriate covering materials (NEA/OECD 1999a).

Confidence in the feasibility of safe disposal has been built up by development of repository concepts in many countries, the demonstration of the safety these concepts through the application of rigorous safety assessment methods, the development of technologies necessary for implementation and independent review of these assessments. The progress which has been made in the scientific and technical aspects of waste emplacement means the necessary technology for disposal of all sorts of radioactive waste is available today. Underground facilities for the disposal of waste with lower radioactive content have been commissioned in several countries.

There is no unique strategy for the siting of a repository for low- and intermediate-level waste. Many countries have initially identified a large number of potential areas, on the

basis of further site characterisations and other considerations, gradually narrowed this list of potential sites. Many utilities have looked for "volunteer" communities for identification of a short list of potential areas.

The choice of the basic concept for disposal of L/ILW have predominantly been used on national geological and environmental condition and on experiences from other countries. Nevertheless, there has been re-evaluation of the selected concepts. Due to the more stringent regulatory requirements adapted for shallow land disposal in some countries, the newest concepts provide much better isolation by means of engineered barriers than those introduced a few decades ago.

It is obvious that no repository should ever be licensed unless the disposal concept is sound, the technical and engineering work is of high quality, and the characteristics of the chosen site are appropriate for providing long-term protection of man and the environment. A robust repository system offering a high level of safety based on a properly-chosen and well-understood site by passive set of safety barriers must be the aim of every implementer.

The number of sceptics is relatively small in the broader technical community, whereas there is a wide consensus on the safety and benefit of disposal within the technical community of waste management experts. Some people, however, do not believe that safe final disposal of radioactive waste is feasible without permanent surveillance and

maintenance of the repository. This opinion appears to be a matter of faith, thus no rational arguments would convince them. The sound basis of underground disposal should, however, periodically be reminded in public in order to avoid too many people to get misled by the wrong views.

The lessons learned and problems identified in underground disposal of L/ILW are summarised briefly. The review focuses not only on developments of technical, implementational, and regulatory aspects but also on so-called external developments, *e.g.* political, and public perception aspects, which influence the progress of disposal projects.

Firstly, the selection of the concept is described, followed by the process of repository development and safety considerations. Importance of confidence building and societal dialogue discussed next. Achievements in the area of underground disposal are then underlined. Finally, the Hungarian approach is presented.

2. Choice of concept

A number of waste management concepts have been implemented or being developed to deal with short-lived and long-lived radioactive waste in a manner that protects human health and environment now and in the future without imposing undue burdens on future generations.

The main types of disposal concepts that have been implemented or that are currently being developed for radioactive waste are land-based including near-surface repositories, shallow burial in trenches, below-ground vaults or/and geological repositories. In the underground surroundings, as opposed to in the surface environment, conditions remain stable over the long periods need to allow the radioactivity to decay to a sufficiently low level. Geologic disposal has emerged as the method that is currently regarded as the most viable concept for the management of primarily long-lived radioactive waste. Long-term safety is based on a multi-barrier concept that includes components as stable waste form and packages, other engineered structures and the natural barriers associated with the site. Together, these features provide for containment and isolation on the scale of many hundreds or thousands of years. Where the effectiveness of engineered structures in a disposal facility may eventually decrease, the loss of containment of radionuclides is gradual, and this, coupled with radioactive decay as well as with dilution and dispersal at depth, reduces adverse impacts in the biosphere. Safety is assessed usually on the performance of the system as a whole, but the multi-barrier approach also means that any deficiency in a given barrier is compensated, at least to some extent, by the properties of the other barriers (NEA/OECD 1995).

Geologic disposal need not be limited to high-level radioactive waste. The safety cases for shallow disposal facilities and near-surface geological repositories are based on institutional controls and/or engineered barriers that

have a limited lifetime, on the order of several hundred years, during which the containment is "guaranteed" and during which the majority of the radionuclides in short-lived waste will decay. Beyond this period of containment, the material remaining is no longer controlled. Hence the amounts of long-lived radionuclides in L/ILW – *e.g.* alpha emitters, ^{14}C and ^{129}I – that can be disposed of safely in near-surface facilities are not essentially different from the amounts of long-lived radionuclides that can be released without restriction.

The depth of repository for underground disposal depends on the specific geological characteristics of a site, the engineered characteristics of the system, the nature of the waste and the regulatory requirements for long-term safety. Disposal facility locating at depth of a few 10 m called near-surface, while those built deeper termed geological repository. Near-surface repositories resemble geological repositories that their design includes a zone of undisturbed rock or sediment that physically separates the emplaced waste from the surface environment. Besides taking advantage of the possibly beneficial hydrogeological and geochemical properties of this natural barrier, such a design greatly reduces the risk of inadvertent human intrusion.

Desirable geological features includes a mechanically stable formation in which to construct the repository, groundwater geochemistry that enhances the stability of the waste form and the engineered barriers, a low groundwater flux, and a long groundwater transport time from disposal depth to the surface. In addition to retarding the migration of radionuclides by sorption, matrix diffusion and dilution, the geosphere enhances long-term safety by protecting the system from surficial processes.

Flexibility of the disposal concept is also of great significance. Key concerns raised by the interested public groups are their perceived lack of involvement in the decision-making process as well as their belief that accepting the concept of final disposal means relinquishing immediately all control over the emplaced wastes. This is an unwarranted fear. Although underground disposal is conceived as a passively safe arrangement, with no requirement for long-term control, the concept does not preclude monitoring and maintenance of a repository by this and future generations. Society may choose to implement long-term institutional controls, including protection of the site and monitoring. These actions can certainly enhance confidence, one key objective of below-surface disposal, however, is to ensure that even if such controls were to fail, human health and the natural environment should still be protected.

Geologic disposal aimed at a final repository configuration offering maximum passive safety can also be implemented in a staged or flexible manner which postpones steps that are difficult to reverse. In some countries, the possibility of emplacing waste, but delaying the final back-filling or closure of the underground tunnels, has been considered (*e.g.* in Switzerland). This creates an underground store from which wastes could be relatively easily retrieved, if necessary, but could also be easily closed if that decision

is reached. It is yet to be determined whether the retrieval requirement should also apply to different types of radioactive waste. However, it is highly questionable on rational grounds whether the characteristics of L/ILW (for major part consisting of radionuclides with relatively short half-lives, *i.e.* less than 30 y) would qualify it as a material for which the objectives for retrievability have any significance. Retrieval is judged to be an extremely unlikely scenario for L/ILW, however, and the implications of doing so would have to be weighed against the benefits at the time (SELLING 1998).

3. Process of repository development

In describing the process of repository development, first the legal background is mentioned, followed by the step-wise, incremental development of a safety case, finally selection of the site and construction of the repository will be discussed.

3.1. Legal background

In most countries with a need for eventual disposal, regulatory guidelines are now in place that set out principles and specific requirements for either near-surface or underground disposal. In several countries, site-specific requirements have also been set and/or more detailed guidance given on the manner in which the developer of a repository will be expected to demonstrate compliance. A process of regulator-developer exchange of views has been established in many countries, including review of the developer's research activities and iterative safety assessments. In addition, experience of the compliance process has been gained through the licensing process for facilities for disposal of L/ILW, and through the review of safety studies in support of decision making at various stages of development of repositories.

An important basis is the establishment of stable national policy and legal frameworks which set out the intended path of decision making over the long time-scales associated with the development of disposal. The public consultation should also be built into the development of policy or the decision-making paths.

The debate on radioactive waste and other environmental issues is becoming increasingly internationalised. Scientific and public debate will occur in international fora, and such debate has the capacity to affect national views. At the international level, the achievement of understanding of key concepts of repository development among and between implementers, regulators and policy makers, has the potential to facilitate the enhancement, and wider communication, of the process of repository development (step-wise approach), and to identify, discuss and rationalise national specifications and differences in regulatory, policy and implementation approaches. Interaction between implementers and regulators brings further benefits

in that the regulator understands the concepts and strategy by which the implementer intends to demonstrate that a proposal is acceptable, and the implementer is made fully aware of what is expected by the regulator in a proposal.

3.2. Incremental development

Development and licensing of a repository takes place in a number of iterative stages. In addition, a number of different organisations and groups participate in decision making. The planning, technical development and associated research, siting, construction and eventual licensing of a disposal facility is expected to take place over a period of several years or even more than a decade. During this period there will be a step-wise, incremental development of a safety case for the repository as the design is refined, the understanding of safety-relevant phenomena is developed, and data are accumulated. It is now increasingly recognised that the decision to commit resources to each stage of a repository development should be accompanied by an appropriate level of confidence in the safety case and, also, that the step-wise development of the disposal facility and its associated safety case provides an opportunity for a step-wise regulatory and societal review process. An open, step-wise, regulatory review process can give confidence that the developer's proposals are subject to detailed technical scrutiny on behalf of the public. At certain key milestones, more direct public consultation may be required. This may range from widespread consultation with national organisations on matters related to strategy, to intimate discussion with directly affected communities and their representatives when considering developments at a specific site, as well as parliamentary debate in order to judge progress to date and make specific forward-looking decisions.

It is accepted that the complexity of the tasks to be performed during the development of a repository mean that detailed planning of the entire development process at the outset of a project is not possible. Although discrete stages can be defined at the outset, detailed planning must proceed iteratively, as information and experience are acquired. A number of interdependent decisions regarding siting and design, safety assessment, site characterisation and research and development activities, are taken throughout the planning, construction, operation, and finally, closure of the facility. This flexible approach allows planning to be responsive to the accumulation of increasing data in site characterisation, to the findings of safety assessment, and to the possibility of changes in the constraint within which a programme must operate (NEA/OECD 1999b).

In the course of the repository development regulators should not work in isolation. Frequent contacts, mostly pertaining to technical and scientific issues, with implementers are needed. The regulator has however to carefully preserve his independence of view. For that reason he should be open to matters of concern of political authorities and of the general public (NEA/OECD 2000).

3.3. Site selection

Site selection is an important issue for underground disposal facilities in particular, because the characteristics of the site may contribute crucially to long-term safety. The siting of a disposal facility is generally a matter of great interest to society, thus a number of aspects must be considered and reconciled in a siting process. For L/ILW disposal, the geological characteristics of a site are not necessarily the most determining factor and preference may be given to other suitability factors.

The following considerations apply when selecting a site for an underground repository for short-lived L/ILW:

- Selection of the site will be based on the result of geological investigations and on other relevant aspects such as environmental impact, transport infrastructure, regional planning, public acceptance *etc.*
- A site will only be selected when, from the point of view of safety, a sufficiently comprehensive database has been compiled and there is an adequate overview of existing siting possibilities.
- The aim of the selection process is to identify a suitable site, namely a site which fulfils the requirements imposed by the authorities and which offers sufficient reserves in terms of evaluation of safety.
- If, on the basis of preliminary geological investigations, several sites appear to be suitable in terms of safety, then selection of the site for more detailed investigation and for construction of the repository will take into account additional criteria. These include primarily the potential for predicting the geological situation at disposal depth using surface investigations, as well as various aspects of engineering.

In the early repository projects, few data were available from potential geologic disposal sites and environments, and data collection strategies and methods were less developed. Today, extensive programmes involving detailed characterisation with geophysics, numerous boreholes and even exploratory shafts and ramps have been carried out at sites in several countries, including Finland, Germany, Sweden, Switzerland. Valuable experience has also been gained in using the geological data to understand the expected safety performance of the sites.

3.4. Construction of a repository

Regulatory control during construction of a repository aims to ensure that the facility is built according to design specifications and licence conditions and applicable regulations are observed. These may include mining rules concerning underground works. The construction phase may be divided into sub-phases so that a new phase cannot commence before the regulator has approved the detailed plans for some important structure or system to be implemented. During the construction of an underground repository, it is advisable to investigate that quality of host rock around the planned disposal area by performing an at-depth reconnais-

sance programme as soon as the access tunnel or shaft has reached the planned disposal depth.

The actual geological and hydrological conditions will only be fully recognised with the construction of the underground cavities. Only at that time can predictive safety assessment be based upon proven characteristics. This means that the demonstration of safety based on only surface and borehole investigations is preliminary. The incomplete knowledge, however, must allow a reasonable assurance that the safety requirements will later be met. Relocation of the disposal rooms or holes should be considered if these investigations indicate unexpectedly poor rock quality.

Lately, development of the engineered barrier design has also taken place. Partly in response to the perceived difficulty of adequately characterising certain geologic environments, more attention has been paid in the past ten years to developing so-called robust engineered barrier systems. These are systems which, by a combination of physical barriers and chemical controls, can confidently be expected to provide a high level of long-term containment while making relatively few demands on the characteristics of the host rock. On the other hand, in some programmes where actual sites have been investigated, a high level of refinement has been applied to adapt the engineered barrier design to actual site characteristics.

4. Safety considerations

With regard to the safety aspects, understanding of the repository system will be first discussed, followed by the evaluation of safety. Improvement of safety assessment techniques as well as integration of site characterisation, design and safety assessment will be shortly reviewed.

4.1. Understanding of the system

Although the individual components of the repository systems being considered differ, the systems are similar in concept. Before processing to analyses of the integrated repository system, it is imperative that one has an adequate understanding of the behaviour of the system components. Performance or safety assessments consider the following broad components of a typical repository design: the waste form itself, the engineered structures around the waste (these two commonly referred to as the 'near-field'), the host rock in which the waste is emplaced and surrounding geological units ('far-field' or geosphere). These elements each have associated with them one or more safety functions. The function of geological barrier, for example can be twofold. First a good geological environment will indeed function as a barrier to nuclide release and transport if it performs in the way expected. Much less is required of the geology, on the other hand, if its only function is to complement the engineered barrier functioning by providing a stable, protected environment for the engineered system over long times. Individual barriers can also have more

than one safety function. Thus the various elements of a repository have become increasingly to be viewed as complementary, rather than independent. This current view contrasts with the traditional description of repositories as a systems of multiple, independent barriers. It is thus important that the elements are compatible, *e.g.* geochemical compatibility between backfill materials and the geological environment exists. Many national and international programmes have sought, through performance assessment, to enhance their understanding of these safety functions and their relative importance.

4.2. Evaluation of safety

Many countries have adopted quantitative criteria for the performance of a radioactive waste repository. These criteria require the estimation of the risk or dose to organisms on the surface over many thousands of years. To demonstrate convincingly to the regulator and to the public that the proposed repository will, indeed, provide adequate safety a set of assessment models and of corresponding data are needed. The models must adequately represent all processes which could lead to releases from the repository and the data must be sufficiently representative of present and future conditions or, at least of pessimistic scenarios of present and future.

The models, however, cannot provide absolute proof of safety. Their reliability for any particular assessment is a matter of judgement, and will be a major topic of any review of a safety case in which they are employed. The validity of the models employed cannot be demonstrated directly through comparison of model results with observed system behaviour. Instead, indirect methods are used to establish model reliability. In some cases, some of the uncertainty in the result is qualified through the use of probabilistic methods. However, the uncertainty cannot be completely quantified, and expert judgement is an important element in developing the models and in determining their reliability (YIM and SIMSON 2000).

An underground repository will be influenced by numerous processes and events. However, two scenarios are decisive for long-term safety, namely release and transport of radionuclides with deep ground water and exposure of the repository due to erosion. These two scenarios can be used to derive the following requirements for the geosphere surrounding a repository for L/ILW:

- The scenario where radionuclides are released with deep groundwater requires the geosphere to maintain low release rates of nuclides into the biosphere. The geosphere must, therefore, ensure that:
 - the flow of water through the fractures and fissures is small,
 - the water flow times to the biosphere are long and
 - nuclide migration is retarded via sorption and matrix diffusion.
- The scenario of exposure due to erosion requires the rock overburden overlying the repository to be suffi-

ciently large that the majority of the nuclide inventory will have decayed before exposure.

There is a broad international consensus among practitioners of long-term repository performance that performance assessments models can provide sufficiently reliable information regarding long-term repository performance for use in licensing (DORMOUTH 1997).

4.3. Improvement of safety assessment techniques

The status of models and data available today has been reviewed at regular intervals over the past years. The models are constructed taking into account of competing requirements for simplicity, realism, and conservatism.

Exposure scenarios are developed and analysed that encompasses the features, events, and processes that could lead to exposure. An essential prerequisite for the performance of long-term safety assessment is the provision of a realistic and complete data base. The result of the safety assessment directly depend on type and amount of radioactive waste which is, according to the plans, to be disposed of in the repository. In terms of long-term safety, the inventory of long-lived radionuclides represents the main point of interest. It is often difficult to arrive at a detailed estimate of the expected radionuclide inventories which extends beyond an operational phase of more than 40 years. Changes in waste processing and production influence the amount and type waste.

Improved mathematical models and advanced computing techniques have been applied that provide representations of the potential behaviour of geologic disposal systems and their components that are more realistic, and in which more confidence can be placed.

A fuller recognition has been achieved of the importance and inevitability of different types of uncertainty (*e.g.* due to a lack of detailed knowledge or sparse data) and methods have been developed for handling these uncertainties. Thus, overall, there is more confidence that the results of assessments that employ such methods, models and data are a reliable basis for judging the acceptability of a repository site and design from the point of view of safety.

The most important focus in long-term performance assessment of the Konrad repository was the calculation of groundwater flow and transport times within the environment of the repository. Two hydrogeological models were developed. The first one was concerned with fracture zones and overall increase in permeability within the geological formation. The second dealt with fracture zones according to locally increased levels of permeability. The use of diverse models confirmed the robustness of the most relevant conclusion of the safety assessment, which concerned the isolation potential of the site (ARENS 1997).

4.4. *Integration of site characterisation, design and safety assessment*

The progress in data collection, scientific understanding and quantitative modelling has allowed advances to be made in the understanding of the performance of geologic disposal system components and their respective roles in different rock types and, also in different site-specific circumstances. This progress, together with better integration and control of characterisation and design programmes focused on the requirements of safety assessment, has allowed better direction of these activities.

Few performance assessments set themselves the specific aim of assisting in the process of site selection (exemption is NAGRA assessments). On the other hand, the use of performance assessment for optimising the programme of site characterisation and for evaluating and improving repository layout is being pursued by several countries. The need for effective communication between those involved in performance assessment and those involved in site characterisation has been widely recognised and the close integration of geologists, hydrogeologists, designers and performance assessment modellers is now specifically aimed at by most disposal programmes. Such interactions serves to focus characterisation on safety-relevant issues and avoids the selection of sites and designs for which the data necessary to demonstrate safety is likely to be unattainable. In many countries performance assessment personnel also participate in engineering design-evaluation work, although, in general, design selection is not seen to be as important as site evaluations in performance assessment studies. As projects approaches licensing phases, however, there is an increasing need for a rigorous demonstrations of the assumed function of the engineered system.

5. Confidence building and societal dialogue

Despite considerable progress has been made regarding how to best communicate with local and wider communities as exemplified by the cases of Finland, Sweden and the WIPP project, acceptance of repository siting has remained a difficult area for most programmes (NEA/OECD 1999c).

In recent years, waste management experts have become acutely aware that technical expertise and technical confidence in the disposal concept are insufficient, on their own, to justify to a wider audience geologic disposal as a waste management solution. Partly due to a sensitivity of the public on all matters connected to protection of the environment, to nuclear power and especially nuclear waste, and partly because of the unique nature and required longevity of the proposed disposal concept, the decisions whether, when and how to implement repository need a thorough public examination and greater public involvement in decision making. Confidence must be developed in a much wider audience if a decision to implement disposal is to be acceptable. Confidence in decision making for

repository developments is likely to require not only confidence in the technical safety case for a repository, as judged by regulatory authorities, which is a prerequisite and has been the main concern of the waste management experts to date, but also confidence on the part of the wider technical community and of the public, in the ethical, economic and societal aspects of the appropriateness of geologic disposal; and public confidence that the organisational structure, legal frameworks and regulatory review process provide a well-defined, logical and credible decision-making path.

The possibilities for a successful process can best be obtained by maintaining from the very beginning an open and interactive diffusion atmosphere which provides to the public real possibilities to obtain balanced and transparent information and to discuss about the various real or perceived impacts with the representatives of the implementing organisation and the local and country-level authorities and participate in the practical decision-making process (NEA/OECD 1999d).

While society and governments must decide whether and when to implement solutions, it is the responsibility of the waste management experts and institutions to ensure appropriate solutions are available.

The implementer must build a competent and committed team which is dedicated to fulfilling the goals set. Scientific integrity, technical competence, organisational flair, commercial understanding and ability to communicate at all levels – these are the qualities which every implementing body should strive to encourage in its ranks. Within this ranks, there should be present not only technical expertise from a range of disciplines, there should also be generalists with experience at co-ordinating interdisciplinary work and with the ability to focus specific project work onto the most relevant safety areas (McCOMBIE 1997).

Ultimate responsibility for public and political affairs lies with society and government. However, waste management specialists must also be willing to engage in activities at the interfaces of technical, public and political affairs and to recognise that the ensuing exchanges must be two-way. That is, technical specialists must give information on practical requirements, constraints and options, but also listen to, and attempt to satisfy, public and political concerns, which may include non-technical issues.

6. Progress in underground disposal

In Sweden, the Final Repository for Radioactive Operational Waste (SFR) was constructed in crystalline metamorphic rocks, at a depth of 60 m under the Baltic Sea near Forsmark. This facility has been operating since 1988. All the short-lived L/ILW from operation of the nuclear power plants is disposed of in SFR, along with radioactive waste from medical care, industry and research. The radioactivity in the waste decays with time, and after 500 years at the most the waste will be no more dangerous than the

natural background radioactivity in the host rock. The waste is surrounded by engineered and natural barriers, and the facility is surrounded by virtually stagnant ground water. As a result, the surrounding environment is not affected at all by the radioactive materials in SFR where are four rock vaults and a silo with room for different types of waste. Two parallel kilometre-long tunnels run from the surface down to the repository. One tunnel is used to carry the transport containers down to the repository. The other is used for personnel transport and can also be used in connection with a future expansion of SFR. Intermediate-level waste, mainly solidified filter resins from purification of the reactor water, is disposed in a concrete silo of 25 m diameter and 50 m depth. This waste contains most of the radioactivity in SFR. The silo has been cast in a cylindrical rock chamber. The space between the silo and the rock is filled with bentonite clay, which seals against water flow. The waste is placed in vertical shafts in the silo which are subsequently backfilled with concrete. Waste with lower level of radioactivity, with lower requirements on barriers, is deposited in the 160-m-long rock vaults. The present capacity of the repository is 60,000 m³ of which about 25,000 m³ are filled with waste. Another 30,000 m³ of capacity will be created in a second design stage. Finally the decommissioning wastes are to be stored in a third stage with further 100,000 m³ of capacity.

In Finland, the utility TVO has been operating the VLJ repository for L/ILW since 1992 at Olkiluoto. LLW and ILW are separated and placed in concrete-lined silos excavated in crystalline bedrock at depth of 70 to 100 m below ground surface. The silo concept was preferred because the major fracture zones are steep tilted, hence the extension of the favourable host rock mass is larger in vertical as oppose to horizontal direction. The repository is designed to take 40 years' worth of arisings, amounting to 40,000 200-litre drums. After the conclusion of the operating phase, the tunnel and the shaft will be sealed. It will be not necessary to control the repository after sealing. The safety is ensured by surrounding the radioactive waste with multiple barriers. These barriers are the solid form of the wastes, steel drum, concrete container, reinforced concrete silo, filling material, shot-creting and the solid rock. Safety would not be endangered even if some of the barriers failed. In this case, the other barriers would be sufficient to guarantee safety. Repository design allows for extending the facility to take decommissioning wastes from the nuclear power plant.

The utility IVO constructed a comparable facility near the Loviisa plant site. The repository was opened in 1998. The host rock of the repository is Precambrian Rapakivi granite the age of which is some 1640 Ma. Geological investigations included 15 pcs of core-drilled boreholes down to 150-240 metres with appropriate geological, geophysical, geochemical and rock-mechanical studies. The repository has been built in an intact rock mass between two fracture zones in a stagnant saline groundwater regime. The main basis for the design have been the amount of

wastes to be disposed and the geological and hydrogeological conditions of the site. Provisions have also been made for later enlargement of the repository for the disposal of decommissioning wastes of the power plant. The facility has been located at a level of -110 metres optimally with respect to both the geological structure and the groundwater-flow conditions. The construction of the underground facility has been divided into three stages. In the first stage only one maintenance waste tunnel and the systems serving the whole repository have been completed. In the second stage, around in the year of 2000, the installation of the other maintenance waste tunnel and the cavern for solidified waste will be carried out. In the third stage after 2020 when closing the power plant, excavation of caverns for decommissioning wastes will take place.

In Norway, the Himdalen facility for the disposal of LILW started operation in 1999. It consists of four caverns under 50 metres of bedrock cover.

Germany has decided to dispose of all kinds of radioactive waste, including short-lived L/ILW, in deep geological formations. Low-level radioactive waste was disposed underground in the Asse salt mine, as a demonstration project, between 1967 and 1978, and a deep repository for short-lived L/ILW level waste has operated in a disused potash and salt mine (salt dome) at Morsleben between 1981 and 1998. Both facilities are at a depth exceeding 500 metres. Germany is also awaiting licensing approval to place non-heat-generating short-lived wastes in the Konrad repository, a disused iron ore mine at a depth of 1000 metres.

In the USA, the necessary permits were granted in 1999 to start disposal of waste from the US defence programmes at Waste Isolation Pilot Plant (WIPP) in Carlsbad, New Mexico. The waste to be disposed of contains significant long-lived components. The waste is being placed in caverns excavated at a depth of 650 metres below ground in a bedded salt formation. The first shipment of waste was placed in the repository in March 1999. It is the first purpose-built deep geologic repository for long-lived wastes in the world.

Consequently, final disposal of radioactive wastes in underground caverns is already taking place and is direct proof of the feasibility of such projects.

In Switzerland, the intention is to dispose of short-lived wastes underground in horizontally accessed caverns. Because of the legal requirement for disposal and high population density in Switzerland, which results in a lack of sufficiently large unpopulated areas, near-surface facilities which rely primarily on engineered barriers do not come into consideration. The repository is intended only for short-lived L/ILW. The content of long-lived nuclides must lie below an absolute safe boundary value which will be based on site-specific safety analyses. The underground repository must provide the necessary long-term safety without surveillance measures. Supervision measures are foreseen, and would operate as long as the access tunnel remains open. These control measures will allow a decision

to be made in the future as to whether to continue with monitoring or to backfill and seal the access tunnel. The proposed Wellenberg site was rejected in a public cantonal referendum. The option of resubmitting the proposal with modified design and implementation process is being considered.

7. Hungarian approach

The planned new repository in Bábaapáti (Üveghuta) is designed for all radioactive waste of nuclear power plant origin other than the high-level and long-lived intermediate-level waste. The facility is envisaged to be located in a granite formation in a hill side. The system of technical barriers comprises the waste solidification matrix (cement), the container in which the waste packages are emplaced, the backfilling concrete and the cavern liner (backfilling material). The long-term safety of the repository relies primarily on the technical barriers in combination with slow water movement in the granitic host rock. The large amounts of cement would ensure a long-lasting alkaline environment in the near-field of the disposal caverns. Under such chemical conditions, the retention of radionuclides is very strong, thus allowing for decay of short-lived nuclides within the repository. Long-lived radionuclides, which are present in the waste in limited amounts, will be released only at a very low rate. The main role of geosphere is to ensure a very low water flow through the repository in order for the technical barriers to function properly. The overburden also protects the repository against intrusions and other processes at ground surface.

As the appropriateness of the selected concept is concerned, the opinion laid down in the final report of the IAEA WATRP peer review on Üveghuta siting (WATRP 2000) is as follows:

"It is accepted in a number of countries that adequate protection of public health and safety against the hazards associated with short-lived low- and intermediate-level wastes can be achieved with engineered facilities on the surface. Placing such waste in a well-engineered and well-chosen underground repository provides additional protection from surface hazards, both man-made, *e.g.*, security against aircraft accidents or sabotage, and natural, *e.g.*, the avoidance of extreme weather conditions. In the case of Üveghuta, it will reduce infiltration by diversion of surface precipitation to the valley sides above the repository, which minimises groundwater contact with the waste and delays groundwater travel times from the repository to the biosphere. Underground structures are also inherently less vulnerable to seismic events. The team agrees with the Hungarian approach to locate the repository below ground because a well-engineered underground repository can provide a greater measure of public protection and safety than a comparable surface facility".

According to WATRP report the works done so far are at a high technical and scientific level. The conclusions arise from objective and rational reasoning. The criteria which have been applied for the selection of a site for the planned facility are comprehensive and consider the important factors for both environmental protection and long term safety. The choice of Üveghuta was based on a level of information which is typical for the present stage of the project. An open and effective communication programme have been established.

The reports in which these works are documented, however, generally understandable only for experts. Since findings must be explained to a broader audience, a reporting must occur at lower levels of complexity.

Based on the existing information on the geological situation at the site the team recommends that, for a rock mass of the type to be expected at Üveghuta, a "design as you go" approach be followed, adapting the design of the repository to the geological situation, as revealed during excavation. Clarification be made of the design concept and the kinds of engineered barriers to be included in the design. Greater flexibility is needed in repository design with emphasis on total system safety based on a combination of engineered and natural barriers.

The safety assessments that were based on limited early geologic investigations should be updated. There is a need for an integrated safety assessment using the currently available site and conceptual design information, and including a broader spectrum of scenarios. This integrated safety assessment should form the basis for continued site characterisation.

Based on the experiences, most relevant conclusion is the need for gradual and systematic process of interaction between the regulators and implementers in order to build a common understanding of repository performance, interpret the regulatory criteria and achieved the necessary convergence at the early stages of licensing process.

The development time for an underground repository takes several years, if not more than a decade to complete. Because of this long timeframe, there will be an increased emphasis on quality assurance and documentation of decisions regarding the design of the repository and collection of data. Because many of the staff who collect data and make decisions may not be available at the time of licensing, there is a need to maintain an adequate quality assurance program as well as the means to document important decisions.

Owing to the relatively early stage in the long-lasting site investigation and realisation process, many questions remain open. These questions shall progressively be answered in the course of the subsequent stages. In spite of these still open questions, positive conclusions were drawn concerning the site suitability. From the available knowledge it is expected with the requested reasonable assurance that a safe repository can be built at Üveghuta site.

References

- ARENS, G., 1997: Regulating long-term safety. The Konrad safety case. — *International Conference on "Regulating the Long-term Safety of Radioactive Waste Disposal"*, Cordoba, Spain, 20-23 January, 1997, pp. 87-92.
- DORMUTH, K. W., 1997: Long-term performance assessment. — *International Conference on "Regulating the Long-term Safety of Radioactive Waste Disposal"*, Cordoba, Spain, 20-23. January, 1997, pp. 69-75.
- MCCOMBIE, C., 1997: Requirements for Repository Licensing: The implementer's Perspective. — *International Conference on "Regulating the Long-term Safety of Radioactive Waste Disposal"*, Cordoba, Spain, 20-23. January, 1997, pp. 28-29.
- NEA/OECD 1995: The Environmental and Ethical Basis of Geological Disposal, A Collective Opinion of the NEA Radioactive Waste Management Committee. — *Nuclear Energy Agency / Organisation for Economic Co-operation and Development*, OECD Publication, Paris, pp. 7-26.
- NEA/OECD 1999a: Geological Disposal of Radioactive Waste, Review of Developments in the Last Decade. — *Nuclear Energy Agency / Organisation for Economic Co-operation and Development*, OECD Publication, Paris, pp. 3-5.
- NEA/OECD 1999b: Confidence in Long-term Safety of Deep Geological Repositories. — *Nuclear Energy Agency / Organisation for Economic Co-operation and Development*, OECD Publication, Paris, pp. 15-23.
- NEA/OECD 1999c: Strategic Areas in Radioactive Waste Management. — *Nuclear Energy Agency / Organisation for Economic Co-operation and Development*, OECD Publication, Paris, 19 p.
- NEA/OECD 1999d: Progress Towards Geologic Disposal of Radioactive Waste: Where Do We Stand? An International Assessment — *Nuclear Energy Agency / Organisation for Economic Co-operation and Development*, OECD Publication, Paris, 21 p.
- NEA/OECD 2000: Regulatory Reviews of Assessments of Deep Geologic Repositories. — *Nuclear Energy Agency / Organisation for Economic Co-operation and Development*, OECD Publication, Paris, pp. 9-13.
- SELLING, H., 1998: A Retrievable Concept for an Underground Radioactive Waste Repository in the Netherlands. — *Proceedings of WM 98' "HLW, LLW, Mixed Waste and Environmental Restoration"* Tucson, Arizona, March 1-5, 1998, pp. 218-226.
- WATRP 2000: Report of the WATRP review team on the evaluation of the Hungarian work on selecting a site for disposal of low and intermediate level waste — *Manuscript*, Public Agency for Radioactive Waste Management, Budaörs.
- YIM, M. S., and SIMSON, S. A., 2000: Performance assessment models for low level radioactive waste disposal facilities: a review. — *Progress in Nuclear Energy 36 (1)*, pp. 1-38.

**A RADIOAKTÍV HULLADÉKOK FELSZÍN ALATTI ELHELYEZÉSÉNEK
NEMZETKÖZI TAPASZTALATAI ÉS AZOK ALKALMAZHATÓSÁGA
A KIS ÉS KÖZEPES AKTIVITÁSÚ HULLADÉKOK HAZAI ELHELYEZÉSI PROGRAMJÁBAN**

ORMAI PÉTER

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

Ma már számos országban üzemel felszíni vagy felszín alatti tároló kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére. Ennek ellőnére a legtöbb jelenleg is zajló tároló létesítési programban a hulladéktároló telephelyének kiválasztása és elfogadtatása továbbra sem könnyű feladat. A geológiai tárolók esetében különösen fontos a telephely körültkintő kiválasztása és jellemzése, mivel ennek jellemzői rendkívüli mértékben befolyásolják a tároló hosszú távú biztonságát. Az elmúlt évtizedben jelentős előrelépés történt a biztonsági értékelés technikájának javításában, a telephelyjellemzés módszertanában, valamint a tervezés és a biztonsági értékelés integrálása területén. A koncepcionális és a műszaki kérdéseken túl egyre nagyobb hangsúlyt kap a bizalomépítés és társadalmi párbeszéd fontossága. Mivel a tároló tervezése, műszaki fejlesztése, az ezzel járó kutatás, a telephely kiválasztása, az építés és végül az engedélyezés hosszú évekig is elhúzódhat, nagyon lényeges a fokozatos megközelítés. A nemzetközi tapasztalatok alapján értékelhető a magyar megközelítési mód, ill. a telephely kiválasztási program eddigi eredményei. Az áttekintés nem csak a műszaki, létesítési és hatósági, hanem egyéb, nevezetesen a politika és a társadalmi elfogadás szempontjaira is kiterjed, amelyek jelentősen befolyásolhatják a tároló projektek sikerét.

1. Bevezetés

Több mint negyven évvel ezelőtt merült fel az a koncepció, hogy a radioaktív hulladékokat földfelszín közeli vagy felszín alatti tárolókban helyezve szigeteljék el az emberi környezettől. Azóta a koncepció tovább fejlődött. A részletek országonként és hulladéktípusonként változnak. Az elhelyezés koncepciójának általában része az is, hogy a hulladékot megfelelő fizikai és kémiai állapotba hozzák, a felszínen vagy az alatt ember alkotta műszaki gátak közé teszi, végül pedig a tárolót – az elhelyezési műveletek befejeztével – megfelelő anyagok alkalmazásával eltömedékelik és lezárják (NEA/ÖECD 1999/1).

Mára már sok helyen sikerült megalapozni a biztonságos elhelyezés megvalósíthatóságába vetett bizalmat egyrészt a tárolási koncepciók kifejlesztésével, másrészt azzal, hogy igen szigorú biztonsági elemzések alkalmazásával demonstrálták ezen koncepciók megbízhatóságát, kidolgozták a létesítéshez szükséges technológiákat, és a biztonsági értékeléseket független szervezetekkel és szakértőkkel felülvizsgáltatták. A hulladék elhelyezés terén elért tudományos és műszaki fejlődés azt jelenti, hogy ma már rendelkezésre állnak a szükséges technológiák, bármilyen radioaktív hulladék elhelyezéséről is legyen szó. Számos országban már üzembe helyeztek kis és közepes aktivitású hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló felszín alatti tároló létesítményt.

A kis és közepes aktivitású hulladékok tárolói telephelyének kiválasztására nincs egyedüli, kizárólagos stratégia. Több országban kiindulásként nagyszámú potenciális területet azonosítottak, majd a szóba jöhető telephelyek listáját

további területminősítési szempontok és egyéb megfontolások alapján fokozatosan szűkítették. Máshol „önként jelentkező” önkormányzatokat kerestek a potenciális telephelyek lehetséges listájának összeállításához.

A hulladék elhelyezésének alapkoncepcióját túlnyomórészt az adott ország földtani és környezeti adottságai alapján választják ki, figyelembe véve más országok tapasztalatait is. A korábbi koncepciókat mindazonáltal folyamatosan felülvizsgálják. A felszín közeli elhelyezésre vonatkozó egyre szigorúbb hatósági és törvényi követelmények miatt a legújabb koncepciók a műszaki gátak révén sokkal jobb elszigetelést ígérnek, mint a néhány évtizeddel ezelőtt bevezetett változatok.

Ma már nyilvánvaló, hogy egyetlen tárolót sem engedélyeznek, ha a tárolási koncepció nem kiforrott, a műszaki megoldás nem magas színvonalú, és amíg bizonyítást nem nyer, hogy a kiválasztott telephely tulajdonságai megfelelően hosszú ideig védelmet nyújtanak az ember és a környezete számára. Ma már minden beruházó végső célja egy olyan robusztus tárolórendszer kifejlesztése, mely kellően megkutatott és jól megértett telephelyen passzív műszaki gátak rendszere révén biztosítja a szükséges biztonságot.

Szélesebb szakmai körökben viszonylag csekély a szkepticizmus, a hulladékkezelés műszaki szakembereinek közösségében általános egyetértés uralkodik a végleges tárolás biztonságáról és előnyeiről. Vannak, akik nem hiszik el, hogy a radioaktív hulladék végleges tárolása biztonságosan oldható meg a tároló állandó felügyelete és karbantartása nélkül. Úgy tűnik ez a vélemény hit kérdése, így racionális érvelés nem vezet eredményre. A felszín alatti tárolás biztonságának alapjait azonban időközönként be kell mutatni

a közvéleménynek, nehogy túl sok embert vezessenek félre a téveszmék.

Az alábbiakban röviden összefoglaljuk a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésének eddigi tapasztalatait. Az áttekintés nem csak a műszaki, létesítési és hatósági szempontokra terjed ki, hanem egyéb, nevezetesen a politika és a társadalmi elfogadás szempontjaira is, amelyek jelentősen befolyásolhatják a tároló projektek sikerét. Elsőként a koncepció kiválasztásáról írunk, majd a tároló kifejlesztésének folyamatát és a biztonsági megfontolásokat ismertetjük. Ezután térünk át a bizalomépítés és társadalmi párbeszéd fontosságára, majd a felszín alatti tárolás terén elért nemzetközi eredményeket, végül pedig a magyar megközelítésmódot vázoljuk.

2. A koncepció kiválasztása

Számos koncepciót dolgoztak ki az elmúlt évtizedekben a rövid és a hosszú élettartamú radioaktív hulladékok oly módon történő elhelyezésére, amely biztosítja az emberi egészség és a környezet védelmét most és a jövőben, anélkül hogy indokolatlan és méltánytalan terheket róna a jövő generációkra.

Az eddig megvalósított vagy kifejlesztés alatt álló hulladék-elhelyezési koncepciók közül a legjelentősebbek a felszín feletti kamrás, a felszín közeli, sekély árkos kialakítású, a felszín alatti kamrás és az ún. geológiai tárolók. A felszín alatti környezetben – ellentétben a felszín közelivel – a körülmények többnyire stabilak maradnak azon idő alatt, amely a radioaktivitás kellően alacsony szintre való lebomlásához szükséges.

A geológiai tárolás úgy merült fel, mint a hosszú élettartamú hulladékok elszigetelésére a leginkább megbízható megoldás. A hosszú távú biztonság a többszörös gátrendszer koncepcióján alapul, amelynek fő elemei a stabil hulladékforma és csomagolás, a műszakilag kialakított struktúra és a telephely biztosította természetes gátak. Ezek együttesen biztosítják több száz vagy akár több ezer évig a szükséges mértékű szigetelőképeséget. Amennyiben a tárolórendszer műszaki gátjainak hatékonysága végül is egy idő után lecsökkenne, akkor is csak fokozatosan romlik a tároló izolálóképesége. Ekkor a bioszférára gyakorolt káros hatást jelentősen mérséklő az időközben lejátszódott radioaktív bomlás, továbbá a mélységben történő felhígulás és diszperzió.

A biztonságot többnyire a tárolórendszer egészének „teljesítményeként” értékelik, annak ellenére, hogy a többgátas megközelítési mód azt is jelenti, hogy bármelyik gát hatékonyságának csökkenését a többi gát kompenzálni tudja (NEA/OECD 1995).

A geológiai tárolás lehetősége nem korlátozódik csupán a nagy aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére. A felszínen és a felszínközeli kialakított tárolók biztonsága alapvetően az intézményes ellenőrzésen és/vagy az olyan műszaki gátakon alapul, melyek élettartama korlátozott – néhány 100 év –, erre az időtartamra garantálható a kellő

izoláló hatás, és ezen időszak alatt jórészt lebomlanak a rövid élettartamú radioizotópok. Az izolációs időszak után a maradék anyag kijutása már nem kontrolált. Ebből következően a felszín közeli létesítményekben biztonságosan elhelyezhető kis és közepes aktivitású hulladékok hosszú élettartamú izotópjainak – pl. az alfasugárzó izotópok, ^{14}C és ^{129}I – mennyisége nem különbözik lényegesen a hosszú élettartamú radioizotópok azon mennyiségétől, amely – az érvényes előírások figyelembevételével – korlátozás nélkül a környezetbe kibocsátható.

A felszín alatti tárolás mélysége a telephely földtani tulajdonságaitól, a tároló műszaki jellemzőitől, a hulladék jellegétől és a hosszú távú biztonságra vonatkozó hatósági követelményektől függ. A néhányszor 10 m mélységben elhelyezett tárolókat felszín közelinek, míg az ennél mélyebben kialakítottakat geológiai tárolónak szokás nevezni. A felszín közeli tárolás annyiban hasonlít a geológiaihoz, hogy kialakítása során szintén egy megbontatlan kőzet- vagy üledék zónával számolnak, amely fizikailag elválasztja az elhelyezett hulladékot a felszíni környezettől. Mindkét esetben ennek a természetes gátnak használják ki a kedvező földtani és geokémiai tulajdonságait. A felszín alatti tárolás a felszín közelihez képest jelentősen csökkenti a szándékolatlan emberi behatolás veszélyét.

A hulladéktároló megépítésére olyan geológiai befogadó közeg kiválasztása látszik célszerűnek, amely mechanikailag stabil, ahol a mélységi vizek kémiája elősegíti a hulladékforma stabilitását és előnyösen hat a műszaki gátakra. Előnyös, ha kismértékű a talajvízáramlás, a mélységi vizek transzportideje pedig hosszú a tárolási helytől a felszínig. A geoszféra azon túlmenően, hogy szorpcióval, diffúzióval és hígítással késlelteti a radioizotópok vándorlását, a hosszú távú biztonságot azzal is növeli, hogy megvédi a rendszert a felszíni folyamatoktól.

Nagy jelentősége van a tárolási koncepció rugalmasságának is. Az érintett társadalmi csoportok legfőbb aggodalma sokszor onnan ered, hogy kívül érzik magukat a döntéshozatali folyamaton, továbbá abban a hitben élnek, hogy a végleges tárolás koncepciójának elfogadása azonnal kizárja az elhelyezett hulladék ellenőrzésének lehetőségét. Ez indokolatlan félelem. Attól függetlenül, hogy a felszín alatti tárolás passzív biztonságú megoldás, amelyet hosszú távon nem kell ellenőrizni, a koncepció nem zárja ki a megfigyelést és a karbantartást, sem a jelenlegi, sem a jövőbeli generációk számára. A társadalom választhatja azt a megoldást, hogy fenntartja a hosszú távú intézményes ellenőrzést, ezen belül a telephely védelmét és megfigyelését. Ezek a lépések mindenképpen növelhetik a bizalmat. A geológiai elhelyezés alapvető célja azonban az, hogy ilyen ellenőrzés nélkül is biztosítható legyen az emberi egészség és a természeti környezet védelme.

A legnagyobb passzív biztonságot kínáló geológiai elhelyezés is megvalósítható fokozatosan vagy rugalmasan, például úgy, hogy a nehezen visszafordítható lépéseket későbbre halasztják. Néhány országban fontolgatják a hulladékok oly módon történő elhelyezését, hogy a föld alatti vágatok eltömedékelését vagy a tároló lezárását későbbre tervezik

(pl. Svájcban). Ennek révén olyan föld alatti tároló létesül, amelyből a hulladék szükség esetén viszonylag könnyen visszanyerhető, de akár könnyen le is zárható a tároló, ha ilyen döntés születik. Ma még nincs egységes álláspont arra vonatkozóan, hogy a hozzáférés követelményét célszerű-e alkalmazni a kis és közepes aktivitású hulladékok esetében is (ahol az izotópok nagy része viszonylag rövid felezési idejű). Még nem határozták meg, hogy melyek azok a hulladékfajták, amelyeknél a visszanyerésnek bármilyen jelentősége van. A hozzáférést a kis és közepes aktivitású hulladékok esetében nagyon valószínűtlen forgatókönyvnek tartják, és úgy vélik, hogy a megvalósításával járó következményeket minden esetben össze kell vetni az így mutatkozó előnyökkel (SELLING 1998).

3. A tároló létesítésének folyamata

A tároló létesítési folyamatának felvázolása során először a törvényi háttérrel ismertetjük, ezután a lépésenkénti megvalósításra térünk át, végül a telephely kiválasztásáról és a tároló megépítéséről szólnunk.

3.1. Törvényi háttér

A legtöbb ország, melynek fel kell készülnie radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére, már meghatározta a tárolással kapcsolatos alapelvekre és speciális követelményekre vonatkozó hatósági irányelveket. Számos helyen már telephely-specifikus követelményeket is rögzítettek, és/vagy sokkal részletesebb irányelveket adtak ki arra vonatkozóan, hogy a tároló engedélyezésének milyen módon kell bizonyítani az előírásoknak való megfelelést. Sok helyen kialakult a hatóság és a beruházó közötti információcsere – beleértve a kutatási tevékenység fázisát is –, ill. az iteratív biztonsági értékelés felülvizsgálatának gyakorlata. Ott, ahol már a megvalósítás szakaszába értek, az engedélyezési eljárás során számos tapasztalatot szereztek például arról, hogy a tároló létesítésének különböző szakaszaiban elvégzett biztonsági értékelések miként segíthetik a döntéseket.

A tárolók létesítéséhez a stabil nemzeti hulladékpolitika és a jogi keretek megteremtése alapvetően fontos, mivel ezek igen hosszú időre kijelölik a döntéshozatal útját. A stratégia kidolgozásába és a döntéshozatali útvonalba a társadalmi konzultációt is be kell építeni.

A radioaktív hulladékról és egyéb környezeti témákról folytatott viták egyre inkább nemzetközivé válnak. A tudományos és a társadalmi viták eljutnak nemzetközi fórumokra is, és esetenként befolyásolhatják a nemzeti álláspontot is. Nemzetközi téren a tárolólétesítés alapkérdéseinek megértése megteremtette annak a lehetőségét, hogy a létesítő szervezet, a hatóság és a politikusok között szélesebb körű legyen a kommunikáció, és világosabbá váljon az egész folyamat. Lehetővé vált, hogy megtárgyalják, összehasonlítsák és ésszerűsítsék a nemzeti követelményeket, ill. a hatósági, a politikai és a beruházói megközelítés közötti különbségeket. A létesítő és a hatóság közötti folyamatos párbe-

széd azzal az előnnyel is jár, hogy a hatóság és a jogalkotó megérti azt a koncepciót és stratégiát, amellyel a létesítő bizonyítani kívánja, hogy a javaslata elfogadható, miközben a beruházó is tökéletesen megérti, hogy mit vár el a hatóság.

3.2. Lépésenkénti megvalósítás

Egy tároló létesítése és engedélyeztetése számos iteratív lépésből áll, melyek során a döntéshozatalban több különböző szervezet és csoport vesz részt. A tároló tervezése, műszaki fejlesztése, az ezzel járó kutatás, a telephely kiválasztása, az építés és végül az engedélyezés hosszú évekig, akár egy évtizedig is elhúzódhat. Ezen időtartam alatt – ahogy a tervezés finomodik, ahogy javul a biztonsággal összefüggő jelenségek megértése, és ahogy mind több adat gyűlik össze – lépésről lépésre pontosabbá válik a tároló biztonsági elemzése. Egyre inkább felismerik, hogy a tárolólétesítés minden egyes szakaszánál a további anyagi források biztosítása csak a biztonságba vetett kellő szintű bizalom esetén indokolt. Ezen túlmenően a tároló fokozatos kifejlesztése lehetőséget teremt a lépésenkénti hatósági és társadalmi felülvizsgálatra is. Egy nyitott és szakaszolt hatósági felülvizsgálati folyamat azáltal teremtheti meg a bizalmat, hogy a fejlesztő javaslatait részletes műszaki vizsgálatnak vetik alá, melyben a lakosság érdekeit is érvényesítik. Bizonyos kulcsfontosságú mérőföldköveknél még közvetlenebb társadalmi konzultációra is szükség lehet. Ez az országos szervezetekkel való széleskörű konzultációtól – amikor is stratégiai kérdéseket vitatnak meg – a közvetlenül érintett csoportokkal való zártkörű megbeszélésig terjedhet, amikor egy adott telephelyi létesítést fontolgatnak. Ugyanakkor sor kerülhet parlamenti vitára is annak érdekében, hogy értékeljék az előrehaladást az adott időpontig, és mehozadják a szükséges, jövőbe mutató döntéseket.

Általánosan elfogadott, hogy az elvégzendő feladatok összetettsége miatt a program kezdetekor a teljes tárolólétesítési folyamatot részleteiben nem lehet felvázolni. Bár bizonyos szakaszok már a kezdetekkor is meghatározhatók, a részletes tervezés az információk és a tapasztalatok birtokában csak iteratív módon történhet. A tároló tervezése, építése, üzemeltetése és végül lezárása során számos a telephely-kiválasztással, a tervezéssel, a biztonsági elemzéssel, a telephelyjellemzéssel és a kutatás-fejlesztési tevékenységgel kölcsönösen összefüggő döntést kell hozni. Ez a rugalmas megközelítési mód biztosítja, hogy a tervezés során megfelelően lehessen figyelembe venni a telephelyjellemzés alatt keletkező egyre nagyobb számú adatot és a biztonsági elemzés megállapításait (NEA/OECD 1999/2).

A lépésenkénti megvalósítás során a hatóságok nem működhetnek elszigetelten. Fontos, hogy a műszaki és tudományos témákat kellő gyakorisággal megtárgyalják a beruházóval. A hatóságnak azonban gondosan meg kell őriznie függetlenségét. Ebből következően nyitott kell, hogy legyen a politikai és a társadalmi aggodalmak irányába is (NEA/OECD 2000).

3.3. A telephely kiválasztása

A felszín alatti tárolók esetében különösen fontos a telephely kiválasztása, mivel a telephely jellemzői rendkívüli mértékben befolyásolják a hosszú távú biztonságot. A tároló telephelyének kiválasztása általában a társadalom érdeklődését is felkelti, így igen sok szempontot kell számításba venni és egyeztetni a kiválasztási folyamat során. A kis és közepes aktivitású hulladékok elhelyezésénél nem feltétlenül a földtani jellemzők a leginkább meghatározó tényezők, mivel más szempontok is előtérbe kerülhetnek.

Rövid életű kis és közepes aktivitású hulladékok felszín alatti elhelyezésekor a következő megfontolásokat szokás alkalmazni a telephely kiválasztására:

- A telephely kiválasztása földtani vizsgálatok és más szempontok – pl. környezeti hatás, szállítási infrastruktúra, regionális tervek, lakossági elfogadás stb. – alapján történik.
- Valamely telephelyet csak akkor választanak ki, ha a biztonság szempontjából megfelelő, átfogó adathalmaz gyűlt össze, és már kellő áttekintés van a telephely kiválasztásának lehetőségéről.
- A kiválasztási folyamat célja alkalmas telephely kijelölése, azaz olyan telephely kiválasztása, amely kielégíti a hatóságok által támasztott követelményeket, és amelynek a biztonsági értékelés szempontjából kellő tartalékai vannak.
- Ha az előzetes földtani vizsgálatok alapján – biztonsági szempontból – több telephely is alkalmasnak tűnik, akkor a telephely kiválasztásához és a tároló tervezéséhez részletesebb vizsgálatok kellenek, melyekhez további kritériumok figyelembevételére van szükség. Ilyen például, hogy a felszíni vizsgálatokból meg lehet-e határozni a tárolási mélységben a földtani viszonyokat, de ide sorolhatók a műszaki kialakítás különböző szempontjai is.

A korai hulladéktárolási projekteknél viszonylag kevés adat állt rendelkezésre a potenciális telephelyekről és azok környezetéről, és az adatgyűjtési stratégiák és módszerek is kevésbé voltak fejlettek. Ma már sok országban igen átfogó programokat hajtanak végre, melyek során részletes telephelyjellemezést végeznek, számos fűrőlyukat mélyítenek, sőt még kutatóvágatokat és lejtaknákat is kialakítanak. Ez történt Finnországban, Németországban, Svédországban és Svájcban. Nagyon értékes tapasztalatokat szereztek azáltal is, hogy felhasználták a geológiai adatokat a telephelyek várható – a biztonság szempontjából fontos – viselkedésének megértésére.

3.4. A tároló megépítése

Az építés alatti hatósági ellenőrzés célja, hogy a létesítmény az előírt határozatok betartásával, a tervezési specifikáció és engedélyezési feltételek szerinti épüljön meg. Ezek közé tartoznak a föld alatti munkálatokra vonatkozó bányászati előírások is. A létesítési fázist több szakaszra szokás felbontani. Újabb fázis nem kezdhető meg addig, amíg a ha-

tóság jóvá nem hagyja néhány fontos, az építéshez nélkülözhetetlen szerkezet vagy rendszer részletes tervét.

Felszín alatti tároló építése során a befogadó kőzetet a tervezett tároló körül külön helyszíni kutatási programmal célszerű megvizsgálni amint a közlekedő vágatot vagy aknát a tervezett mélységig lemélyítették. A tényleges földtani és hidrogeológiai viszonyok csak a föld alatti bányaterek kialakítását követően ismerhetők teljes mértékben, jóllehet a felszíni és fűrészes vizsgálatok során a vízszintek észlelésével, interferenciás kűtvizsgálatokkal és víz geokémiai elemzésekkel nagyon sok hidrogeológiai információ nyerhető. Csak ez után lehet a valós jellemzők alapján elvégezni a biztonsági értékelést. Ez azt is jelenti, hogy a kizárólag felszíni és fűrészes vizsgálatokra alapozott biztonsági értékelés mindig csak előzetes értékelés lehet. A nem teljes ismeretanyagának azonban így is kellő biztosítékot kell nyújtania arra, hogy a biztonsági követelményeket a későbbiekben ki lehet majd elégiteni. Ha az építés alatti vizsgálatok váratlanul rosszabb közettulajdonságokat mutatnának, még mindig meg lehet fontolni a tárolóterek vagy fűrőlyukak helyének megváltoztatását.

Az utóbbi időben sokat fejlődött a műszaki gátak tervezése is. Részben a földtani környezet kellő részletességű jellemzésével kapcsolatos nehézségek miatt az elmúlt tíz évben nagyobb figyelmet fordítottak az úgynevezett robusztus műszaki gátrendszerek kifejlesztésére. Ezek a fizikai gátak és a kémiai hatások együttese révén biztosítják a megbízható, hosszú távú izolációt, ugyanakkor viszonylag kisebb igényt támasztanak a befogadó kőzet jellemzőivel szemben. Másrészt néhány programban, ahol már kiválasztott telephelyeket vizsgáltak, nagymértékben finomították a terveket azért, hogy a műszaki gátak terveit hozzáillesszék a tényleges telephelyi tulajdonságokhoz.

4. Biztonsági megfontolások

Biztonsági megfontolásaink keretében először a rendszer megértéséről, majd a biztonság értékeléséről szólnunk, ezután a biztonsági értékelés technikájának javítását és a telephelyjellemezés, a tervezés és a biztonsági értékelés integrálását ismertetjük.

4.1. A rendszer megértése

Bár az elkészült vagy tervezett tárolórendszerek egyes komponensei különböznek egymástól, koncepciójukat tekintve a rendszerek hasonlóak. Mielőtt a szakember a tárolórendszer egészének elemzésébe kezdene, nagyon fontos, hogy kellően megértse a rendszer elemeinek viselkedését. A tervezés során a tároló viselkedésének vagy biztonságának értékelésekor számításba kell venni a következő elemeket: a hulladékforma, a hulladékot körülvevő műszaki szerkezetek (ezt a kettőt nevezik „tároló közeli környezetnek”), továbbá a befogadó kőzetet és a környező geológiai képződményeket („távoli környezet” vagy geoszféra). Minden ilyen elemhez hozzárendelhető egy vagy több biztonsági funkció.

Például a földtani gát funkciója kettős lehet. Egyrészt a jó földtani környezet – ha az elvárásoknak megfelelően működik – gátat jelent a radioizotópok kibocsátásával és transzportjával szemben. Másrészt viszont sokkal kisebb az elvárás a geológiai befogadó közeggel szemben, ha annak kizárólag az a feladata, hogy kiegészítse a műszaki gátakat, és igen hosszú időtartamon keresztül stabil, védett környezetet biztosítson a műszaki rendszer számára.

Az egyedi gátaknak is több funkciója lehet. Ennek megfelelően a tároló különböző elemeit egyre inkább egymást kiegészítő, semmint független elemnek tekintik. Ez az új álláspont különbözik a tárolók hagyományos leírásától, ahol is többszörös, egymástól független gátak rendszeréről beszéltek. Fontos, hogy az egyes elemek illeszkedjenek egymáshoz, azaz például a visszatöltött tömedék anyag és a földtani környezet geokémiaileg kompatibilis legyen. Számos nemzeti és nemzetközi program törekedett arra, hogy a biztonsági elemzéseken keresztül jobban megértse ezeket a biztonsági funkciókat és azoknak a rendszeren belüli fontosságát.

4.2. A biztonság értékelése

Már számos országban határoztak meg számszerű határértéket a radioaktív hulladékok tárolójának elfogadható hatásaira vonatkozóan. Ezen kritériumok alkalmazásához szükség van a bioszféra elemeire vonatkozó dózis vagy kockázat becslésére akár több száz vagy akár ezer évet tekintve.

Annak érdekében, hogy a hatóság és a társadalom számára meggyőzően bizonyítható legyen a javasolt tároló biztonsága, megfelelő adatokra és értékelési modellekre van szükség. A modelleknek megbízhatóan kell leírniuk mind azokat a folyamatokat, amelyek a tárolóból való anyagkibocsátáshoz vezethetnek. Az adatoknak kellően reprezentatívnak kell lenniük mind a jelenlegi, mind pedig a jövőbeli viszonyok, vagy legalább is a jelenlegi és jövőbeli pesszimiztikus forgatókönyvek szempontjából. Azok a modellek vagy adatok, amelyek elismerten túlbecsülik a lehetséges negatív következményeket, hatósági szempontból elfogadhatóak. A tárolási koncepció optimalizálása azonban sokkal inkább realiztikus modellezést igényel.

A modellek ugyancsak nem lehetnek a biztonság abszolút fokmérői. Az alkalmazott modellek megbízhatóságát nem lehet oly módon bizonyítani, hogy közvetlenül összehasonlítsák a modellezési eredményeket a rendszer megfigyelt viselkedésével. Ehelyett közvetett módszereket alkalmaznak. Bizonyos esetekben az eredmények bizonytalanságait valószínűségi módszerekkel minősítik. A bizonytalanságokat azonban nem lehet teljes mértékig számszerűsíteni, ezért a szakértői becslés igen fontos eleme a modellek kidolgozásának és megbízhatóságuk meghatározásának (YIM, SIMSON 2000).

A tárolókra az idők során számos folyamat és esemény hat. A hosszú távú biztonság szempontjából azonban két forgatókönyv a meghatározó, nevezetesen a radionuklidok mélységi vizekkel való kiszabadulása és terjedése, ill. a tárolónak erózió következtében történő degradációja. Ez a két forgatókönyv használható a kis és közepes aktivitású hul-

ladékok tárolóját körülvevő geoszférával szemben támasztott követelmények származtatására:

- A radioizotópok mélységi vizekkel való kijutásának forgatókönyve feltételként támasztja a geoszférával szemben, hogy az izotópok csak lassan jussanak ki a bioszférába. Ebből következően a geoszféranak biztosítania kell, hogy:
 - gyenge legyen a vízáramlás a töréseken és repedéseken keresztül,
 - hosszú ideig tartson a víz feláramlása a bioszféráig,
 - szorpció és mátrixdiffúzió késleltesse az izotópok vándorlását.
- Az erózió következtében szabaddá váló tároló forgatókönyve feltételként szabja, hogy a tárolót fedő kőzet kellően vastag legyen ahhoz, hogy az izotópkészlet túlnyomó része elbomoljon, mielőtt a felszínre kerülne.

Nemzetközi szinten széleskörű egyetértés alakult ki az értékelést végző szakemberek között abban a kérdésben, hogy az engedélyezési eljárások céljaira a modellek kellően megbízható információt képesek szolgáltatni a tárolók hosszú távú viselkedéséről (DORMOUTH 1997).

4.3. A biztonsági értékelés technikájának javítása

A ma rendelkezésre álló modelleket és adatbázisokat az elmúlt években rendszeres időközönként felülvizsgálták. A modelleket úgy alkották meg, hogy számításba vették az egyszerűség, a realitás és a konzervativizmus egymásnak ellentmondó követelményeit. A sugárterhelési forgatókönyveket úgy határozták meg, hogy azok magukban foglalják mind azokat a tulajdonságokat, eseményeket és folyamatokat, amelyek sugárterhelést eredményezhetnek.

A hosszú távú biztonság értékelésének lényeges előfeltétele, hogy reális és teljes adatbázis álljon rendelkezésre. A biztonsági értékelés eredménye közvetlenül függ a tárolóban elhelyezendő radioaktív hulladék mennyiségétől és típusától. A hosszú távú biztonság szempontjából a hosszú élettartamú izotópkészlet jelenti a legfontosabb szempontot. Gyakran azonban nehéz megfelelően részletes becslést adni, mivel nem lehet tudni, hogy milyen izotópkészletre lehet számítani 40 éves üzemelés során. A hulladék mennyiségét és típusát jelentősen befolyásolják a hulladékkezelés és -feldolgozás változásai is.

Újabbban egyre jobb matematikai modelleket és fejlett számítógépes technikákat alkalmaznak, amelyek jó leírást adnak a hulladéktároló rendszerek várható viselkedéséről és a rendszerek elemeiről. Az így nyert kép realitásosabb és nagyobb megbízhatóságú.

Jelentős előrelépés történt a különböző típusú bizonytalanságok súlyának és elkerülhetetlenségének felismerésében. Módszereket dolgoztak ki az ilyen bizonytalanságok kezelésére, ezáltal nőtt a bizalom az olyan becslések eredményeivel kapcsolatban, melyek ilyen módszereket, modelleket és adatokat alkalmaztak. Mindezek megbízható alapot szolgáltatnak a telephelyek és a tervek elfogadhatóságának megítéléséhez.

A tervezett németországi Konrad tároló hosszú távú viselkedésének vizsgálta során például a legnagyobb figyelmet a tároló környezetében zajló mélységi vízáramlás és a transzportidő számítására fordították. Két hidrogeológiai modellt dolgoztak ki. Az első a töréses zónákkal és a geológiai formáción belüli átteresztőképesség növekedésével foglalkozott. A második a helyileg megemelkedett átteresztőképesség hatásait elemezte. A különböző modellek alkalmazása megerősítette a biztonsági értékelés legfontosabb következtetéseit, amelyek a telephely izoláló képességére vonatkoztak (ARENS 1997).

4.4. A telephelyjellemzés, a tervezés és a biztonsági értékelés integrálása

Az adatgyűjtésben, a tudományos megértésben és a mennyiségi jellegű modellezésben elért haladás módot adott arra, hogy a szakemberek jobban megértsék a felszín alatti tároló elemeinek viselkedését, azok szerepét különböző kőzet-típusokban, ill. különböző telephely-specifikus körülmények között. Ez a fejlődés, valamint a biztonsági értékelés vezérelte telephelykutatás és a tervezés jobb integrálása lehetővé tette az ilyen tevékenységek hatékonyabb szervezését.

Csak kevés olyan biztonsági elemzést végeztek, amelynek elsődleges célja a telephelyek közötti választást segítette volna (ez alól kivétel a svájci NAGRA-értékelés). Ugyanakkor számos helyen használják a biztonsági elemzést a telephely-jellemzési programok optimalizálására és a tárolóelrendezés értékelésére, ill. javítására. Széles körben felismerték, hogy a biztonsági elemzők és a telephely-vizsgálatot végzők között hatékony kommunikációra van szükség, és hogy szorosan integrálni kell a geológusok, a hidrogeológusok, a tervezők és a biztonsági értékelők munkáját. Az ilyen együttgondolkodás a biztonsági szempontból fontos kérdésekre irányítja a figyelmet, és ezáltal elkerülhető olyan telephelyek kiválasztása és olyan tervek elkészítése, amelyekre a biztonság bizonyításához szükséges adatok beszerzése nehéz vagy lehetetlen. Sok országban a biztonsági értékelést végzők is részt vesznek a műszaki tervezési és kiértékelési munkában, annak ellenére hogy a biztonsági értékelés során a terv kiválasztása nem tűnik olyan fontosnak, mint magának a telephelynek az értékelése. Mindazonáltal amint a projektek az engedélyezési fázis szakaszához érnek, egyre nagyobb szükség van a műszaki rendszerek feltételezett működésének szigorú bizonyítására.

5. Bizalomépítés és társadalmi párbeszéd

Annak ellenére, hogy jelentős előrelépés történt a helyi lakossággal és a társadalom szélesebb rétegeivel történő kommunikáció területén a hulladékos programok elfogadtatása érdekében – jó példák Svédország, Finnország, WIPP projekt –, a legtöbb programban a hulladéktároló telephelyének kiválasztása és elfogadtatása továbbra sem könnyű feladat (NEA/OECD 1999/3).

A legutóbbi években a hulladékkezeléssel foglalkozó

szakemberek egyre inkább felismerték, hogy a műszaki szakértelem és a tárolási koncepcióba vetett műszaki bizalom önmagában nem elegendő ahhoz, hogy szélesebb körben indokolni lehessen a geológiai elhelyezést, mint a hulladékkezelés egy lehetséges megoldását. Részben azért, mert a társadalom nagyon érzékeny minden olyan dologra, amely a környezet védelméhez, a nukleáris energiához – különösen a radioaktív hulladékhoz – kapcsolódik, részben, mert a javasolt tárolási koncepció egyedi jellegű és igen hosszú élettartamot fog át, emellett a döntés arról, hogy egyáltalán létesítsenek-e hulladéktárolót, és ha igen, mikor és hogyan, igen gondos társadalmi vizsgálatot és részvételt igényel a folyamat során.

A tároló elfogadtatásához sokkal szélesebb körben kell bizalmat ébreszteni. A tároló kifejlesztésére vonatkozó döntésbe vetett bizalom megszerzéséhez nem elegendő, hogy a szakemberek bizzanak a tároló műszaki biztonságában, melynek végső megítélése a hatóságokra tartozik, és ami az egész folyamat előfeltétele. Ezen túlmenően etikai, gazdasági és társadalmi kérdésekben, továbbá a tárolási koncepció megfelelő voltára vonatkozóan is bizalomra van szükség a szélesebb műszaki és civil társadalom részéről. Társadalmi bizalmat kell teremteni abban is, hogy a szervezeti felépítés, a törvényi keretek és a hatósági ellenőrzési folyamat jól meghatározott, logikus és hiteles döntéshozatali utat jelez ki.

A sikeres folyamat lehetőségét úgy lehet megteremteni, hogy a kezdetektől nyílt és interaktív véleménycserét lehetővé tevő atmoszférát hoznak létre, amely valódi lehetőséget nyújt a társadalomnak arra, hogy hiteles és áttekinthető információt kapjon. A társadalom képviselőinek lehetőséget kell kapniuk arra, hogy a létesítő szervezet szakembereivel, a helyi és az országos szintű hatóságokkal megtárgyalhassák a tárolótól származó valós vagy vélt hatásokat, és ily módon részesei lehessenek a gyakorlati döntéshozatali folyamatnak (NEA/OECD 1999/4).

Amíg a társadalomnak és a kormánynak azt kell eldöntenie, hogy milyen megoldásokat válasszon, és mikor, addig a hulladékkezeléssel foglalkozó szakemberek és intézmények felelőssége, hogy megfelelő megoldásokat kínáljanak.

A tárolót létesítő szervezetnek kompetens és elkötelezett csapatot kell kiépítenie, amely kész a kitűzött célok megvalósítására. Egységes tudományos szemlélet, műszaki kompetencia, szervezési készség, üzleti érzék és a minden szinten való kommunikálás képessége – ezek azok a tulajdonságok, amelyet minden beruházónak el kell érnie. A közreműködők között nemcsak a különböző tudományos területek műszaki szakértőinek van helyük, hanem olyan általános szakértőkre is szükség van, akik alkalmasak az interdiszciplináris munkák koordinálására, és képesek arra, hogy a munkákat a legfontosabb biztonsági területekre összpontosítsák (McCOMBIE 1997).

A társadalmi és politikai ügyekért viselt végső felelősség magán a társadalmon és a kormánynon nyugszik. Azonban a hulladékkezelő szakembereknek késznek kell lenniük a műszaki, társadalmi és politikai ügyek kapcsolódó területein jelentkező feladatok ellátására is, és fel kell ismerniük,

hogyan a véleménycsere kétirányúnak kell lennie. Ez azt jelenti, hogy a műszaki szakembereknek információt kell szolgáltatniuk a gyakorlati követelményekről, a korlátozó feltételekről és lehetőségekről, ugyanakkor meg kell hallgatniuk és – amennyire lehet – megfelelő választ kell adniuk a társadalmi és politikai aggályokra, amelyek között lehetnek nem-műszaki témák is.

6. A felszín alatti tárolás terén elért eredmények

Svédországban *Forsmark* közelében, kristályos metamorf kőzetben, 60 m mélységben a Balti-tenger alatt építettek meg egy hulladéktárolót (SFR). A létesítmény 1988 óta üzemel. Az atomerőművek üzemeltetéséből eredő összes kis és közepes aktivitású, rövid élettartamú hulladékot itt helyezik el, ugyanígy az orvosi alkalmazásokból, az iparból és kutatásból eredő radioaktív hulladékot is. A hulladék aktivitása az idő függvényében csökken, és 500 év múlva a megmaradó aktivitás nem jelent nagyobb veszélyt, mint a befogadó kőzet természetes háttérsugárzása. Mivel a hulladékot műszaki és természetes gátak közé helyezik, továbbá mivel a tárolót lényegében stagnáló talajvíz veszi körül, a tárolt hulladék a környezetre semmilyen módon nem hat. A tárolóban négy kamrát és egy silót alakítottak ki a különböző típusú hulladékok elhelyezésére. A tárolóterhez két alagút vezet a külszínről. Az egyik a konténerek beszállítására, míg a másik a személyzet szállítására szolgál, és ez használható az SFR későbbi bővítésére is. A közepes aktivitású hulladékokat – elsősorban a reaktor vizének tisztítására használt és a tárolóba történő szállítást megelőzően megszilárdított szűrőgyantákat – 25 m átmérőjű és 50 m magas betonsilóban helyezik el, melyet egy hengeres sziklakamrában alakítottak ki. A siló és a kőzet közti teret bentonitos agyaggal töltötték ki, amely szigetelőként funkcionál a vízáramlással szemben. A silón belül a hulladékot függőleges aknában helyezik el, melyeket utólag betonnal töltenek ki. A kisebb védelmet igénylő alacsonyabb aktivitású hulladékokat 160 m hosszú sziklakamrában helyezik el. A tároló jelenlegi kapacitása 60 000 m³, melyből idáig 25 000 m³ használtak fel hulladék elhelyezésére. További 30 000 m³ kapacitást alakítanak ki majd a második fázisban. A harmadik fázisban pedig a leszerelési hulladék elhelyezéséhez szükséges további 100 000 m³ tárolóteret építik ki.

Finnországban a TVO energiatermelő vállalat 1992 óta *Olkiluoto*-ban üzemelteti a kis és közepes aktivitású hulladékok tárolóját (VLJ). A VLJ alig 1 km-re van az atomerőműtől. A kis és a közepes aktivitású hulladékokat betonfalú silókban helyezik el, melyeket a kristályos alapközetben képeztek ki a felszíntől 70–100 m mélységben. A silós elhelyezésre azért esett a választás, mert a nagyobb törések meredek dőlésűek, s így a kedvező közettömeg kiterjedése függőleges irányban nagyobb, mint vízszintesen. A tárolót 40 év üzemeltetési hulladékának befogadására tervezték, ami 40 000 db 200 l-es hordót jelent. Az üzemeltetés befejeztével az alagutakat és az aknát tökéletesen lezárják, ezt követően nincs szükség a tároló ellenőrzésére. A hulladék szilár-

dított formája, az acélhordók, a betonkonténerek, a vasbeton silók, a tömedékanyag, a lőtt beton és a szilárd kőzet alkotja a védelmi gátrendszert. A biztonságot az sem veszélyeztetné, ha valamelyik gát meghibásodna: a többi gát is elegendő a biztonság garantálására. A tároló kialakítása lehetővé teszi a bővítést az atomerőmű felszámolásából eredő hulladék befogadására.

Az IVO cég egy hasonló létesítményt épített a *Loviisa* erőmű telephelye közelében. A tárolót 1998-ban nyitották meg. A befogadó kőzet prekambrium korú rapakivi gránit, amelynek kora kb. 1640 millió év. A földtani vizsgálatok során 15 magfúrást mélyítettek egyenként 150–240 mélységig, és geológiai, geofizikai, geokémiai és kőzetmechanikai vizsgálatokat végeztek. A tárolót két, lapos dőlésű törészóna között egy ép közettömegben, vízszintes vágatokban alakították ki, stagnáló mélységi sós vízü környezetben. A tervezés alapját az elhelyezendő hulladéktömeg és a telephely földtani, hidrogeológiai feltételei képezték. Megteremtették a tároló későbbi bővítésének lehetőségét az erőmű felszámolásából származó hulladékok elhelyezésére. A létesítmény 110 m mélységben van, ez mind földtani, mind a mélységi vizek áramlása szempontjából optimális. A föld alatti létesítmény három szakaszban épül ki. Az első fázisban csak egyetlen, a hulladék elhelyezésére szolgáló vágat és a kiszolgáló rendszerek épültek meg. A második szakaszban – 2000 körül – készül el a másik vágat és a szilárdított hulladékok befogadására szolgáló kamrák. A harmadik fázis 2020 után valósul meg, amikor az erőművet leállítják, és megkezdődik a leszerelés.

Norvégiában a *Himdalen* létesítmény 1999-ben kezdte meg működését a kis és közepes aktivitású hulladékok tárolására. 4 kamrát építettek az 50 m vastagságú fedőkőzet alatt.

Németország úgy döntött, hogy minden fajta radioaktív hulladékot, beleértve a rövid élettartamú kis és közepes aktivitású hulladékot is, mély geológiai formációkban helyeznek el. 1967 és 1978 között az *Asse* sóbányában helyeztek el kis aktivitású hulladékot egy demonstrációs projekt keretében. Később *Morsleben* mellett egy felhagyott kálisó- és kősóbányában (sódómban) alakítottak ki mélységi tárolót a rövid élettartamú, kis és közepes aktivitású hulladéknak. Ez 1981 és 1998 között fogadott hulladékot. Mindkét létesítmény 500 m-nél mélyebben van. Németországban jelenleg is tart a *Konrad* tároló – mely egy felhagyott vasércbánya 1000 m mélységben – engedélyezése a rövid élettartamú, nem hőtermelő hulladékok elhelyezésére.

Az USA-ban 1999-ben engedélyezték a katonai programokból származó hulladékok tárolását az új-mexikói *Carlsbad*-ban létesülő WIPP tárolóban. Az itt elhelyezendő hulladékok jelentős mennyiségű hosszú élettartamú radioizotópokat tartalmaznak. A hulladékcsomagokat 650 m mélységben kialakított kamrákban helyezik el eredeti településben lévő kősóösszetben. 1999 márciusában fogadták az első szállítmányt. Ez a világ első mélységi tárolója, melyet kimondottan hosszú élettartamú, kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok számára építettek.

A fentiek alapján elmondható, hogy a radioaktív hulladékok végleges elhelyezése felszín alatti tárolókban már be-

vezetett technológia, ami közvetlen bizonyíték arra, hogy az ilyen projektek megvalósíthatók.

Svájcban az a szándék, hogy a rövid élettartamú hulladékokat föld alatt, vízszintes vágatokkal megközelíthető kamrákban helyezik el. Mivel Svájcban nagy a népsűrűség, és szigorúak a tárolás jogi követelményei, nincs elegendő nagyságú gyéren lakott terület felszín közeli létesítmény kialakítására, amely elsősorban műszaki gátaakra hagyatkozna. A *Wellenberg*-nél tervezett geológiai tárolót csak rövid élettartamú, kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére szánják. A hosszú élettartamú izotópok mennyisége egy biztonsági határérték alatt kell, hogy legyen. Ezt a határértéket telephely-specifikus biztonsági elemzéssel állapítják meg. A föld alatti tárolónak felületei intézkedések nélkül is biztosítani kell a hosszú távú biztonságot. Bizonyos ellenőrzést terveznek mindaddig, amíg a közlekedő alagút nyitva marad. Ez az ellenőrzés lehetővé teszi annak a döntésnek a meghozatalát, hogy a jövőben folytassák-e a megfigyelést, vagy eltömedékeljék és lezárják-e az alagutat. Bár a javasolt telephelyet korábban kanton szintű népszavazáson elvetették, most azon fáradoznak, hogy a javaslatot módosított tervvel és létesítési folyamattal újra előterjessék.

7. A magyar megközelítésmód

A tervezett új tároló az atomerőműből származó kis és közepes aktivitású hulladék befogadására készül. A létesítmény Üveghután gránit formációban, egy domb alatt létesülne. A műszaki gátak rendszerének elemei a hulladékot szilárdító mátrix (cement), a csomagolásra szolgáló konténer, a tömedékelő beton és az üregek falazata. A tároló hosszú távú biztonságát a műszaki gátak és a lassú vízmozgással jellemezhető gránitos környezet biztosítaná. A tervezett nagy mennyiségű cement gondoskodik a lúgos kémhatásról a tároló kamrák környezetében. Ilyen kémiai viszonyok között nagyon jó a radioizotópok mozgásának késleltetése (retenciója), ami lehetővé teszi, hogy a rövid élettartamú izotópok még a tárolón belül lebomoljanak. A hosszú élettartamú izotópok, amelyek korlátozott mennyiségben vannak jelen a hulladékban, csak igen lassan szabadulhatnak ki. A geoszféra szerepe elsősorban az, hogy igen alacsony vízáramot enged a tárolón keresztül, és ennek következtében a műszaki gátak megfelelően működnek. A fedő réteg megvédi a tárolót a szándékolatlan behatolások és az egyéb felszíni hatások ellen.

Ami a választott koncepció helyességét illeti, arra vonatkozóan a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség szakértői csoportja (WATRP) által az üveghutai tároló telephelyének kiválasztása kapcsán végzett felülvizsgálati jelentésében megfogalmazottak a mértékadók: „Számos országban elfogadott szemlélet az, hogy a rövid felezési idejű, kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok képviselte veszélyek ellen a lakosság megfelelő védelmét felszíni tárolóval is biztosítani lehet. Az ilyen hulladékok jól megválasztott és jól megtervezett föld alatti tárolókban való elhelyezése azonban további védelmet nyújt akár emberi tevékenység-

ből adódó (pl. repülőgép-baleset, szabotázsakció), akár természeti eredetű (pl. szélsőséges időjárási körülmények) felszíni veszélyekkel szemben. Üveghuta esetében további előny, hogy a víz beszivárgása csökken azáltal, hogy a tervezett tároló fölötti hegyoldalokról a felszíni csapadékvíz a völgyekbe kerül, és így a felszín alatti vizek szivárgási ideje a tárolótól a bioszféráig jelentősen megnő. A föld alatti szerkezetek a földrengésekre is eredendően kevésbé érzékenyek. A csoport ezért egyetért azzal a magyar szemléletmóddal, hogy a végleges hulladéktárolót föld alatt alakítják ki, mivel a jól megtervezett föld alatti tároló nagyobb mértékű védelmet nyújt a lakosságnak, mint a hasonló felszíni létesítmény” (WATRP 2000).

A WATRP szakértői csoport szerint az eddig elvégzett munka műszaki és tudományos színvonala igen magas. A következtetésekre objektív és racionális érvelések során jutottak el a programban résztvevők. A tervezett létesítmény telephelyének kiválasztásakor szem előtt tartott követelmények átfogóak, és figyelemmel vannak mind a környezetvédelemmel, mind pedig a hosszú távú biztonsággal kapcsolatos fontos tényezőkre. Az üveghutai telephely kiválasztása a projekt jelenlegi szakaszának megfelelő információsztint alapján történt. Hatékony és nyílt kommunikációs programot valósítottak meg. A munkát dokumentáló jelentések azonban többnyire csak a szakemberek számára érthetőek. Mivel a főbb megállapításokat a szélesebb közönségnek is be kell mutatni, célszerű a jelentéseket közérthető formában is hozzáférhetővé tenni.

A telephely földtani állapotára vonatkozó eddigi információk alapján az Üveghutánál várható közettömeg jelleget figyelembe véve „a menet közbeni tervezés” megközelítési mód alkalmazását javasolja a szakértői csoport, amikor is a végleges tároló terveit a földtani körülményekhez igazítják. Bizonyos mértékű tisztázásra szorul a tervezési koncepció és a tervezésnél alkalmazott mérnöki gátak rendszere. A tároló tervezése során nagyobb rugalmasságra van szükség, s a teljes rendszer biztonságát a mérnöki és természetes gátak együttesére alapozva kell elérni.

A csoport ajánlása szerint a biztonsági elemzést, mely korai, korlátozott geológiai kutatási eredményekre épült, aktualizálni kell. Szükség van egy összegző biztonsági elemzésre, mely figyelembe veszi a rendelkezésre álló telephelyi és elvi tervezési ismereteket, valamint a lehetséges forgatókönyvek szélesebb spektrumát. Ez az összegző biztonsági elemzés kell, hogy képezze a telephelyjellemezés folytatásának alapját.

A tapasztalatokat figyelembe véve az egyik legfontosabb következtetés az, hogy fokozatosan, lépésről lépésre haladva, módszeres eljárással kell kiépíteni a kapcsolatot és az együttműködést a hatóságok és a létesítők között, melynek során azonos értelmezés jöhet létre a tároló hosszú távú biztonságának megítélésében. Ez a folyamat lehetővé teszi a hatósági kritériumok megfelelő értelmezését, és elérhető, hogy az engedélyezési folyamat korai szakaszában az álláspontok közeledjenek egymáshoz.

Egy felszín alatti tároló megépítése hosszú évekig tart. A hosszú időbeli keretek miatt különös jelentősége van a

minőségbiztosításnak és a tervezésre, ill. az adatgyűjtésre vonatkozó döntések dokumentálásának. Mivel az adatgyűjtéssel foglalkozó személyzet és a döntéshozók jelentős része nem biztos, hogy rendelkezésre áll az engedélyezés idején, szükség van arra, hogy kellő minőségbiztosítási programot tartsanak fenn, és létrehozzák a fontos döntések dokumentálásának eszközeit.

Mivel a hazai programban a hosszán tartó telephely-

kiválasztási és alkalmasság-igazolási folyamat nagy része még hátra van, számos tisztázandó kérdés maradt. Ezeket a kérdéseket a program következő fázisaiban kell megválaszolni. Ezen nyitott kérdések ellenére, az eddigi vizsgálatok pozitív következtetések levonására vezettek a vizsgált terület alkalmasságát illetően. A jelenlegi tudásanyag alapján joggal feltételezhető – amit további vizsgálatokkal igazolni kell –, hogy Úveghután egy biztonságos felszín alatti tároló építhető.

EXPLORATION AND CHARACTERISTICS OF THE ÜVEGHUTA SITE

ZOLTÁN BALLA

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

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

The geological investigation aimed at defining the final disposal site of the reactor-generated L/IL waste resulted in the selection of a candidate site in vicinity of Üveghuta (village of Bátaapáti, Tolna Comitát, SW Hungary). The underground repository is thought to be located in granite of Lower Carboniferous age. In 1997–1999 six boreholes, 300–500 m deep, were drilled at the Üveghuta site. The geological and geophysical investigation of these boreholes resulted in a precise definition of the site.

In accordance with the principles of international practice the Üveghuta site can be regarded as geologically suitable for the disposal of radioactive waste. This means that it is worthwhile performing a detailed exploration, which is a pre-requisite for the licensing of the facility. The suitability requirements of the Hungarian regulations which are much more prescriptive than the international ones are fulfilled by the Üveghuta site in a qualitative sense. The quantitative fulfilment of some of the requirements still awaits confirmation. The final confirmation or rejection of suitability is in both cases the objective of the safety assessment study. The preliminary safety assessment in 1999 did not give rise to any doubts concerning the suitability.

Perhaps the most important lesson from the exploration of the Üveghuta site is the ambiguity of the relationships between fault tectonics and hydrogeology. Due to argillaceous alteration and filling, the hydraulic conductivity of the major fracture zones is surprisingly low, 5.8×10^{-9} m/s on average, which only exceeds by one order of magnitude the value for the background granite. The biggest influx came from a relatively insignificant fissure, whereas the usual influxes from thick fracture zones did not differ from those from small fractures.

Any future exploration of the Üveghuta site must answer questions concerning the exact boundaries in maps and sections of the granite block in which the repository should be located. Boreholes only can serve as the main tool for the future exploration while the groundwater-flow system is not yet studied in sufficient detail. The galleries which would form an alternative to boreholes would undoubtedly disturb both the hydrodynamic and hydrogeochemical situation, making it impossible to perform a hydrogeological evaluation of the site on which the safety assessment can be based.

1. Introduction

A National Project for the final disposal of reactor L/IL waste started in 1992. Geological exploration in this framework has been ongoing since 1993, and directed by the Geological Institute of Hungary (MÁFI). After nation-wide and regional screening – taking into account the results of public opinion polls – field exploration was performed in three areas. It resulted in the selection of a candidate area in the vicinity of the locality Üveghuta, village of Bátaapáti, Tolna Comitát (*Figure 1*) in 1996. This area was selected in the Final Document of the National Project (Burson-Marsteller... 1996) for underground (max. 300 m deep) disposal of waste in a Lower Carboniferous granite. This process was outlined in our previous volume (BÁRDOSSY 1997). Here the detailed exploration of the Üveghuta area will be outlined. Originally the geological exploration – with more than 40 subcontractors (*Tables 1–2*) – was performed in the framework of contracts between the Paks NPP and MÁFI. In July 1998, in the course of the enforce-

ing the 1996 Act CXVI on nuclear energy, the role of the NPP in radioactive waste disposal and contracting was supplanted by the newly organised Public Agency for Radioactive Waste Management (Puram). An Expert Board consisting of established scientists (*Table 3*) closely followed the exploration and systematically expressed their opinion on its results to Puram.

In agreement with the Final Document of the National Project (Burson-Marsteller... 1996) the exploration was planned in three phases. Site selection was the first of them, the suitability assessment of the site the second, and the integrated evaluation of the site and its surroundings the third. This could be followed by the licensing process. These three phases corresponded in their contents to the three phases of common international practice (site selection, site characterisation, site confirmation), the objective of the second being the declaration of the suitability of the site.

Ministerial Order 62/1997. (XI. 26.) IKIM (geological and mining requirements for siting and designing nuclear and radioactive waste disposal facilities) does not recog-

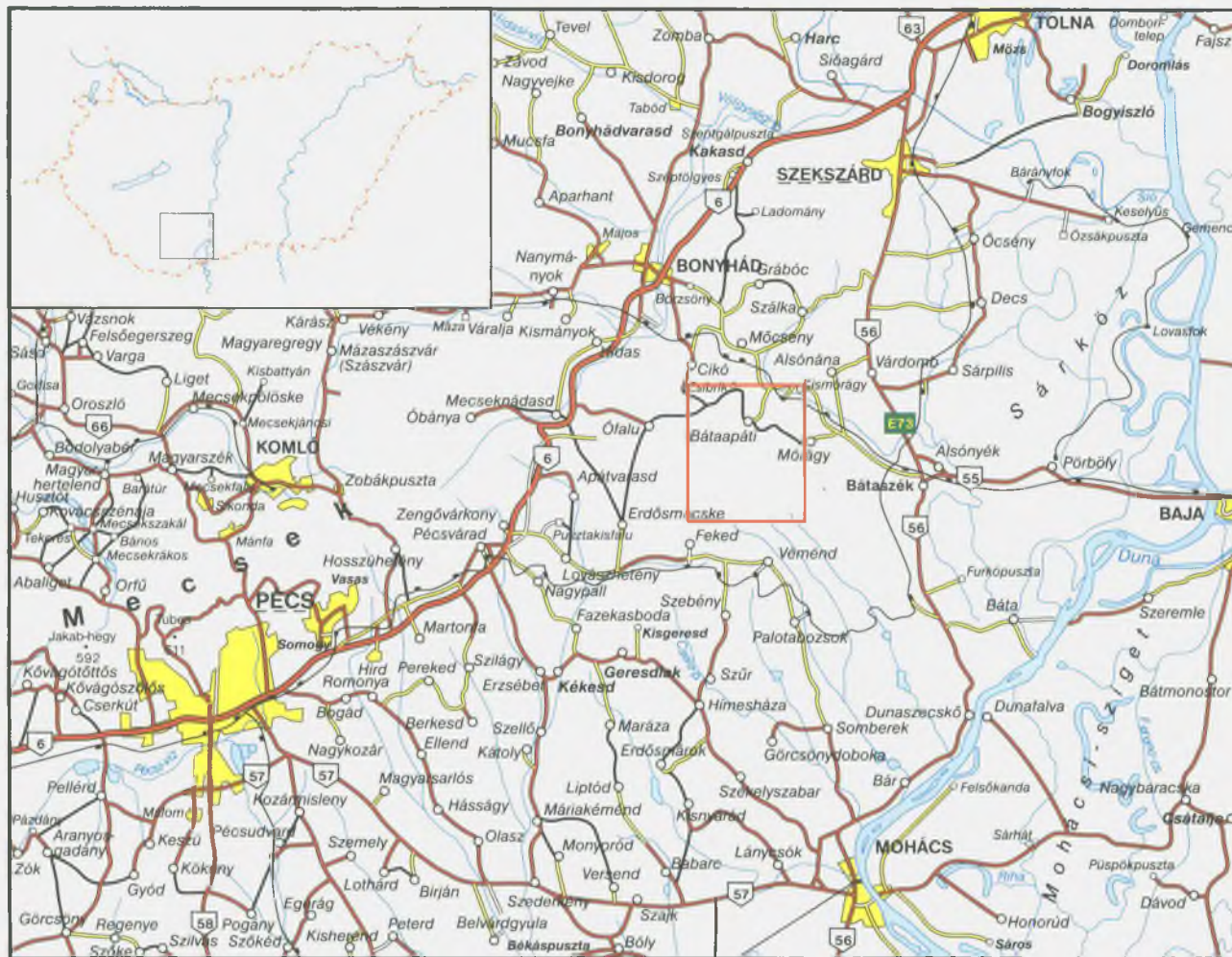


Figure 1. Location of the Üveghuta research area (from Road Atlas of Hungary, with the contour of Figure 2)

1. ábra. Az üveghutai kutatási terület helyzete (Magyarország autóatlaszából, a 2. ábra körvonalával)

nise these three phases and does not limit the number and contents of the phases. The only requirement concerning the phases consists in having separate technical specification and a final report for each phase, and having licences for both documents. The geological suitability requirements are formulated too prescriptive in comparison with those in international practice (WATRP 2000), and the declaration of the suitability is fixed at the end of the exploration.

The Order appeared when the second of the originally planned three phases was ongoing. Nevertheless, it did not contain any regulations concerning the works which were in progress. A lot of problems appeared when harmonising the contractual and legal specifications, which were only solved by early 2000. The solution was agreed with the relevant authority (Hungarian Geological Survey). It means that a separate technical specification will be made for the completion of Phase 2, performed in the framework of sev-

eral contracts, and it will be licensed by the authority. Subsequently exploration will be carried out in accordance with this specification, and the final report will also be licensed by that authority. This exploration includes integrated interpretation of all the data obtained, as well as the performance of supplementary field works. The results will form the basis on which the decision for further exploration of the site and its contents will be made.

In reality, the geological exploration of the Üveghuta site, and even the integrated interpretation of the data obtained has not yet been finished. Nevertheless, we think that the publication of the results is necessary and timely. The scientific results of the site exploration are outlined in the papers of this volume. Below, an overview of the exploration as a whole is given. First, site selection, then site exploration, finally, the general results are outlined, and conclusions are formulated.

Table 1

List of sub-contractors (without laboratories)

Institute/company		Topics	Phase			Year		
			design	production	performance	1997	1998	1998
Geological Institute of Hungary	MÁFI	geology, tectonics, hydrogeology, geochemistry, management	×		×	+	+	+
Golder Associates (Hungary) Ltd.	GA H	quality assurance, packer testing	×		×	+	+	+
TunGeo Deposit Co.	TunGeo	fieldwork co-ordination			×	+	+	+
Rotaqua Ltd.	Rotaqua	deep and shallow drilling	×		×	+	+	+
Geoprosper Exploration and Drilling Ltd.	Geoprosper	deep and shallow drilling	×		×	+	+	+
Waterplan Trade and Service Deposit Company	Waterplan	shallow drilling			×	+		
Mol Hungarian Oil and Gas Co. Exploration and Exploitation Engineering Bureau	Kummi	biopolymer mud	×	×			+	+
Klaus and Partner Construction and Services Ltd.	Klaus	road constructing to the boreholes			×	+	+	
Golder Associates GmbH Celle	GA G	packer testing	×		×	+	+	+
Golder Associates (Nottingham)	GA UK	packer testing	×		×		+	+
Geoinform Geoinformation Well Services Ltd.	Geoinform	packer testing	×			+		
Aquifer Ltd.	Aquifer	pump testing			×	+		
GWIS Environmental Protection and Water Quality Ltd.	GWIS	tritium profiling in a shaft	×		×	+	+	
Mining and Its Environment Engineering Bureau Ltd.	BKMI	hydrodynamic modelling	×		×	+	+	+
F&G Engineering Bureau Deposit Co.	F&G	core scanner hardware	×	×		+		
GISkard Information and Services Ltd.	GISkard	kardcore scanner software	×	×		+	+	+
G+CHip+95 Deposit Co.	G+CHip+95	drilling database				+	+	+
Sci-Com Ltd.	Sci-Com	field service at drilling rigs			×	+	+	+
Mérce Deposit Co.	Mérce	field service at drilling rigs				+	+	+
Ötházhuta Deposit Co.	Ötházhuta	geological logging					+	+
Timó Deposit Co.	Timó	aerial photography and interpretation					+	
Eötvös Loránd Geophysical Institute	ELGI	seismic, geoelectric, gravity and geomagnetic survey	×		×	+	+	+
Elgoscár International Environmental Protection and Engineering Geophysics, Hungarian-American Ltd.	Elgoscár	geoelectric survey, penetration sounding	×		×	+	+	
GEOPARD Research, Development and Services Company for Geotechnique and Environmental Protection Ltd.	GEOPARD	seismic survey, penetration sounding	×		×	+	+	
Eötvös Loránd Geophysical Institute	ELGI	well logging and borehole televiewer survey	×		×	+	+	
Geo-Log Ltd.	Geo-Log	well logging, borehole televiewer survey and heat-pulse flowmetry	×		×		+	+
Geo-Faber Technical Enterprise Co.	Geo-Faber	radiometric survey	×		×	+		
Szabó-Kilényi, Éva	Kilényi	cluster analysis of well-log data			×		+	
Hungarian Academy of Sciences Institute for Geodesy and Geophysics	GGKI	geodetic monitoring	×		×	+	+	+
Calamites Trade and Engineering Bureau	Calamites	guarding the core storage			×		+	+
Völgység Népe Agricultural Co-operative	Völgység	storing drilling cores			×	+	+	+
Körmendi, László	Körmendi	geodetic survey			×		+	+

Co-operating laboratories

Table 2

Laboratory		Analysis			Year		
		rock	water	air	1997	1998	1998
Eötvös Loránd University, Mineralogical Faculty	ELTE	mineralogical composition			+	+	+
Eötvös Loránd University, Faculty for Petrography and Geochemistry	ELTE	petrographic composition			+	+	+
Eötvös Loránd University, Faculty for Petrography and Geochemistry	ELTE	homogenisation of fluid inclusions			+	+	+
Kossuth Lajos University, Faculty for Isotope Applications	ELTE	ion-sorption capacity			+	+	
Budapest Technical university, Faculty for Engineering Geology	BME	petrophysical parameters				+	+
Geological Institute of Hungary	MÁFI	main components, roentgen, DTA	main components, trace elements		+	+	+
Hungarian Academy of Sciences, Institute for Nuclear Research	Atomki	K/Ar age, ¹⁸ O, ¹³ C, ¹⁴ C, ³⁴ S	³ H- ³ He, ¹³ C, ¹⁴ C, ¹⁵ N, ³⁴ S		+	+	+
Scientific Centre for Water Resources Co.	Vituki		³ H		+	+	+
Hungarian Academy of Sciences, Research Laboratory for Geochemistry	GKL		² H, ¹⁸ O		+	+	+
Eötvös Loránd University, Faculty for Nuclear Physics	ELTE		Rn		+	+	+
Hungarian Institute for Environmental Health	OKI		F; Br; I; AOC			+	+
Bálint Analyses Ltd.	Bálint		organic trace components			+	+
Middle-Transdanubian Inspectorate for Environmental Protection	KDFK		sulphate-reducing bacteria			+	+
Foundation Cancer Risk in Low Radiation Doses	RAD			Rn	+	+	

Members of the Expert Board

Table 3

Name	Scientific degree	Position	Organisation
Alföldi, László	doctor of geological science	retired general director	(Scientific Centre for Water Resources)
Bárdossy, György	academician	retired chief geologist	(Hungarian Aluminium Trust)
Detrekői, Ákos	academician	rector	Budapest Technical and Economical University
Faller, Gusztáv	doctor of technical science	retired chief counsellor	(Ministry for Industry)
Kovács, Ferenc	academician	rector	Miskolc University
Müller, Pál	candidate of technical science	retired director	(Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary)
Schweitzer, Ferenc	doctor of geographical science	director	Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute
Szederkényi, Tibor	doctor of geological science	professor	Szeged University
Sztanyik B., László	candidate of medical science	retired general director chief medical officer	(Hungarian Frédéric Joliot-Curie Research Institute for Radiation Medicine and Radiation Biology)
Tóth, József	doctor of geographical science	rector	Pécs University

2. Site selection

The first step of site selection was the contouring of the study area. This was done by the project task force so that the study area (*Figure 2*) would:

- completely fall within the administrative boundaries of the village of Bátaapáti;
- start in 500 m from inside the village boundary;
- end in 1000 m from outside the settlement boundary.

The exclusion of a regional fracture zone with a 1000 m protection zone was added on the basis of geological considerations.

In the preliminary concept (Calamites 1996) the repository was imagined to be a system of parallel galleries within one horizon. For the purpose of site delineation, the wrapping figure of the gallery system, a 300×600 m rectangle was taken. There were two main options for the exploration:

1. The whole area would remain acceptable after the exclusion is studied, and a 300×600 m rectangle would be chosen for further exploration
2. Preliminary hydrodynamic modelling would determine which topographical situation was the most favoured for the site, and all the positions of the

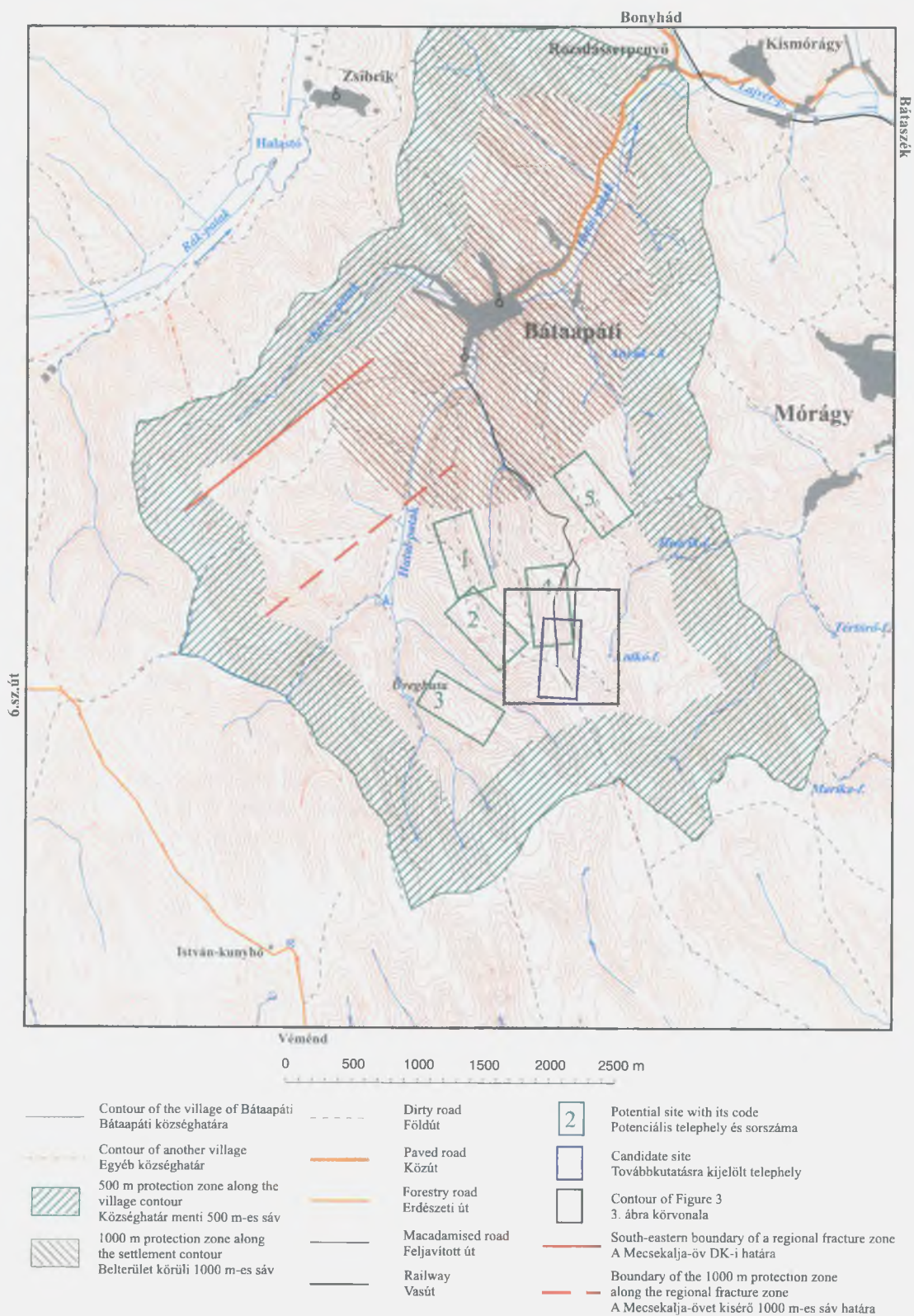


Figure 2. Potential sites and the candidate site in the Üveghuta research area

2. ábra. Potenciális telephelyek és a kiválasztott telephely az üveghutai kutatási területen

300×600 m rectangle satisfying this criteria are fixed, and the exploration then concentrated on the potential sites defined this way. The site selection in that case is the selection of the potentially most suited site from those defined.

It was believed that the second choice required much less work and expense, hence, it was accepted. Preliminary hydrodynamic modelling determined that the most favourable conditions could be expected under big hills. Five hills large enough for a 300×600 m site (Figure 2) were found within the study area.

Geological and hydrogeological maps of the area had been drawn earlier (CHIKÁN 1997, BALLA *et al.* 1997). Synchronous with the site selection, a repeating and increase in density of the hydrogeological observation network was in progress. All these served as a firm basis for designing the site-selection studies and interpretation of their results. The field work started in March 1997.

In the whole of the massif, granite only appears in the valley and slope bottoms. On the hills granite is buried by Pliocene to Quaternary sediments up to 50–60 m thick. It was essential to know how thick the sedimentary overburden was and what its internal structure was. Granite was drilled in three of the five potential sites. Refraction seismic and geoelectric surveys were performed along the hill ridges in order to detect and trace the granite surface and sedimentary stratification. Correlation of borehole columns and geophysical profiles revealed that the granite surface is very even, and the sedimentary stratification is rather continuous. Based on these data a new map of the granite topography has been constructed. It clearly displays steep valleys cut into a smooth surface. The groundwater table is located at depths of 50–70 m, mostly in weathered granite, whereas the whole of the sedimentary overburden usually falls within the three-phase, unsaturated zone.

In the groundwater-flow system the hilltops form recharge areas. The study of the whole of this system must be extended over the discharge zone, *i.e.* to cover the valleys as well. That is why valleys between and in the neighbourhood of the potential sites have been studied by shallow boreholes and geophysical surveys. The latter included all the methods used on the hilltops, together with additional methods to detect zones of ascending water. Although these profiles displayed a certain heterogeneity, distinct zones of ascending water could not be distinguished (RÁNER *et al.* 1997).

Altogether 24 shallow boreholes were drilled, three of them on hilltops, five of them on slopes, in a transitional position, and all the rest in valleys, at known or supposed discharge points. At four points a pair of boreholes were drilled, one to 50 m and the other to 14–20 m. Head differences in them directly confirmed the upward direction of the groundwater-flow.

Data obtained from this study were used for constructing a hydrodynamic model. The groundwater-flow system of the study area was simulated by means of three-dimensional hydrodynamic modelling. Flow paths and arrival

times to the ground surface were determined separately for each of the five potential sites. Site numbers 4 and 5 appeared to be the best of the five. Potential site no. 4 was recommended for further exploration, mainly based on its proximity to the centre of the regional flow system (*i.e.* to the top of the groundwater-table topography) which was regarded as an advantage when compared with site no. 5. Taking into account the modelling results, the site was shifted slightly and rotated to achieve a better position in the simulated flow system. The Expert Board approved this proposal, and the exploration of potential site no. 4 – since that time called the candidate site – started in August 1997.

3. Site exploration

Site exploration was performed in the framework of three independent contracts. The first of them – the same which described the site selection – formulated the objective to drill four deep boreholes and to perform a significant amount of geophysical surveys in their surroundings. This was to fulfil the second of the three phases defined in the Final Document and to formulate conclusions on the site suitability. If this conclusion is positive, designing the third and final phase of the site exploration will take place.

The second and third contracts were the consequences of a PHARE tender. One of them was concluded between the winner of the tender, a Belgian–Finnish consortium (Belgom-IVO, since 1999 called Belgom-Fortum) and MÁFI. Within this project, the European Community supplied financial support for interference testing of the Üveg-huta boreholes, and technical support for the interpretation of the site exploration data and results, as well as for outlining the objectives of further studies.

In the framework of the third contract (after a public purchase tender) between Puram, on the one hand, and a consortium comprising MÁFI and Golder Associates (Hungary), on the other, two new boreholes should be drilled, together with their geological, geophysical, hydrodynamic and hydrogeochemical investigation, in order to provide Hungarian support to the PHARE Project.

The site exploration is outlined in two steps below: firstly, the four boreholes and associated works (1997–1998) and secondly, the two new boreholes and the interference tests (1998–1999).

3.1. The 1997–1998 exploration

Four boreholes were thought sufficient to perform the first step of site exploration. From the very beginning it was clear that the suitability of the granite body for radioactive waste disposal mainly depends on two important properties: the groundwater-flow system and the mechanical stability, both of them being controlled by fractures and especially by the fracture zones. That is why getting an unambiguous picture of the inter-borehole and near-borehole volumes was regarded as an important task with a specific

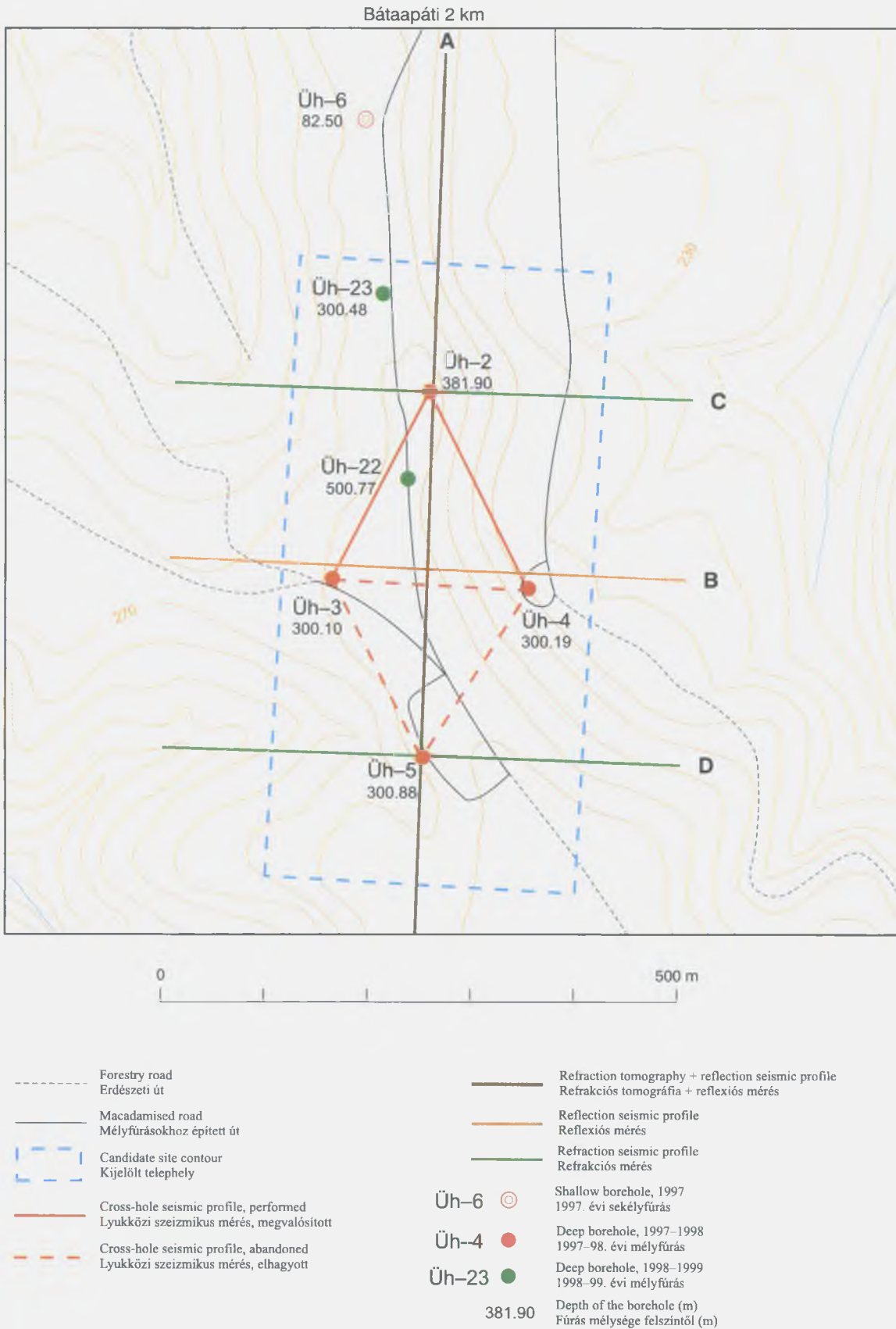


Figure 3. Location of boreholes and geophysical profiles at the Üveghuta site

3. ábra. Az üveghutai telephely fúrási helyszínrajza és geofizikai szelvényei

emphasis placed on detecting and locating fracture zones. The main role in this was given to cross-hole geophysical surveying.

It was believed this task could easiest be performed if the four boreholes were put on the apexes of a rhombus with the shortest diagonal equal to the sides (200 m, *Figure 3*). This created the possibility for cross-hole geophysical surveys along five lines (the 350 m length of the other diagonal seemed to be too long in the light of previous estimates). The rhombus was located within the rectangle to be studied with the coincidence of the geometric centres and with the short diagonal of the rhombus parallel to the short side of the rectangle. The depth of the borehole on the northern apex of the rhombus (Üh-2) was taken as 500 m, that of the three other boreholes (Üh-3, Üh-4, Üh-5), as 300 m. The cross-hole survey was designed by seismic absorption and velocity tomography. In addition, a down-hole reflection seismic survey was proposed.

Two sets of geophysical profiles were designed parallel with the rectangle sides, across the boreholes. Similar to the hilltop profiles in the site selection phase, refraction seismic and geoelectric surveys were designed for detecting and tracing the sedimentary stratification and granite surface. Moreover, refraction velocity tomography and reflection seismic surveys were planned for investigation of the internal structure of the granite body. Utilising the position of the site on a hilltop, absorption seismic tomography was performed on the level around 205 m asl in the neighbouring valleys and slopes, in order to study the horizontal section of the site. The main purpose in applying various seismic methods was to obtain more convincing results by an integrated interpretation of the data.

However it was not clear how fruitful the cross-hole and down-hole, as well as the refraction tomography and reflection profiling from the surface would be. At the same time their cost was very high. That is why all these surveys were designed in two steps, with one or two profiles in the first step providing the basis for a decision to continue or not continue the survey.

The reflector pattern in the profile produced from the surface – with some distortion – followed the surface topography. In a geological sense it is unimaginable that the internal structure of a deeply eroded Lower Carboniferous granite is able to influence the present-day topography through a 50–60 m thick sedimentary overburden. That is why it seems probable that the reflection pattern contains topographic effects not removed during the data processing. In other words the pattern does not reflect geological reality. The velocity distribution in the refraction tomography profile is also not independent of the surface topography. Moreover, it displays a horizontal stratification which is improbable in an old granite.

Lineaments appeared, due to filtering of the vertical and horizontal absorption seismic tomography sections (Szűcs *et al.* 2000), but these are in disharmony with the dominant steep dips of both fracture planes and zones of hydrodynamic connections, and coincide or follow ele-

ments of the observation system geometry, so that their geological origin is questionable.

The cross-hole velocity tomography sections display a velocity distribution (PRÓNAY *et al.* 2000) which is compatible with the distribution of rock-mechanical properties known from other sources, but no fracture zones could be outlined in these images. Planar structures which could be interpreted in terms of fracture zones were also not detected by down-hole seismic reflection seismic surveys.

Hence it can be concluded that the vertical and horizontal seismic sections did not contribute to the knowledge of the geological structure of the site, since elements detected by various methods could not be correlated with each other. Practically all the seismic sections displayed elements which were obviously generated by the observation or processing system, not by geological phenomena. A fundamental question had been formulated: how can the elements reflecting geological reality be selected and what are the criteria for this selection? Due to the lack of any convincing answer, a decision was taken not to continue the seismic survey.

As a consequence, the image of the site could only be produced from drilling data. Detailed geotechnical records, geological and geophysical logs of the boreholes, as well as scanned digital images of the core and acoustic televiewer images of the wall were made. Two-step hydrodynamic testing was performed, with scanning of the whole granite length in the first step, and long-duration testing of selected intervals in the second step.

The continuation of the exploratory works was proposed on the basis of the data obtained (BALLA *et al.* 1998). The Expert Body supported this proposal.

3.2. The 1998–1999 exploration

A judgement on the suitability of the Üveghuta site can be based on two approaches, one of them being a hydrogeological, the other rock-mechanical. From the first approach the southern, from the second the northern part of the site seemed to be more suitable. The hydrogeological problem of the northern part consisted in the presence of a low-pressure fracture zone penetrated by Borehole Üh-2, its dip being steep and the strike, nearly E-W (see in section 4.1.2.). It was thought that this problem is restricted to a narrow zone, thus, the rock-mechanical stability was preferred, and the northern domain was chosen for further exploration.

From the 1997–1998 results it became clear that the 200 m distance between the boreholes was too big to correlate, whether considering the geological columns or the hydrogeological properties. That is why the space between the boreholes was reduced, and one of the two new boreholes (Üh-2) was located nearly in the centre of the northern half of the exploratory rhombus, whereas the other (Üh-23), was located north of the northern apex of the rhombus. Since Borehole Üh-2 was stopped at a depth of 382 m instead of the planned 500 m depth, the new

Borehole Üh-22 was planned to 500 m. The depth of Borehole Üh-23 was planned to 300 m as was the case with the other boreholes.

The two new boreholes were logged and studied in the same way as the previous ones: geotechnical record, geological and geophysical logs, scanned digital core images and acoustic televiewer wall images.

Interference testing covered all the six boreholes. First, the former four boreholes were cleaned, and heat-pulse flowmetry was performed in all six boreholes to locate influxes more precisely. Two source were located in Borehole Üh-22, and responses were recorded in five observation sections per each of the five other boreholes. Additionally, two profiles were surveyed by the down-hole reflection seismic method.

On the basis of the interference testing and heat-pulse flowmetry, as well as the integrated interpretation of the hydrogeochemical data a comprehensive image of the Üveghuta site was developed. In other aspects the two new boreholes were only interpreted, and the results were compared with those from earlier boreholes at a very general level. It was shown that the new results confirm the positive conclusion on site suitability, but it was clear that additional exploration was still needed to achieve the level of knowledge required (BALLA *et al.* 1999).

3.3. State of exploration

Four of the six boreholes on the site (Üh-5, Üh-22, Üh-2 and Üh-23) characterise an approximately S-N orientated, 461 m long section along the hill ridge. The section is open from both ends, so no possibility for contouring any rock mass for the repository exists. In a perpendicular direction, two of the boreholes (Üh-3 and Üh-4) are out of the section plane by about 100 m (Figure 3), which obviously means they are insufficient for spatial characteristics.

The six boreholes are enough for a positive conclusion on the suitability of the site as a whole, but do not allow anyone to select and contour a distinct rock volume for the repository.

4. General image of the site

The legal requirements in geology for an underground repository of L/ILW can be divided into three groups: those for the site selection, those of site properties and the site behaviour during the next 600 years. The site selection criteria had been fulfilled during earlier investigations (BALLA 1997). Most of them (*e.g.* keeping away from national parks, drinking water and mineral reserves) do not need any re-examination. Some of them however, (*e.g.* seismic hazard and young tectonism) must be evaluated again in connection with the predictable behaviour for the next 600 years. A comprehensive overview of the last two topics is given below. Many details can be found in the papers of this volume.

4.1. Principal properties of the Üveghuta site

Factors related to the geological suitability of underground repositories of L/ILW can be divided into two groups: those related to the host rock, and those related to the groundwater-flow system. An overview of them, followed by an integrated evaluation of the principal properties of the Üveghuta site is given below.

4.1.1. The host rock of the Üveghuta site

The *legal requirements* for the host rock are as follows: volume and homogeneity are sufficient, hydraulic conductivity is low, the rock retains radioactive pollution occasionally emitted from the repository. Their fulfilment can be outlined as follows.

The *spatial extension* of the granite (approximately 18×7 km at the surface) is obviously sufficient.

No legal definition for the *homogeneity* exists. There are no completely homogeneous rocks in nature, and most of them consist of different minerals, *i.e.* are *a priori* inhomogeneous in a compositional sense, or contain joints and fractures, *i.e.* are inhomogeneous in a structural sense. As a consequence, this legal requirement will hang as the sword of Damocles above the scientists who can only hope that the relevant authority will use common sense when judging if this requirement has been met or not. It should be mentioned that the homogeneity requirement in the international practise – and Hungarian, prior to the current Order – concerns *petrography*. From this point of view the inhomogeneity of the Üveghuta granite is insignificant. The main and important part of its volume is composed of monzogranite or quartz monzonite, sometimes granodiorite or quartz monzodiorite. There are no differences in rock-mechanical parameters related to these rock types, and this is the only practical aspect in which the petrographic homogeneity would be important.

Hydraulic conductivity was determined from *in situ* hydrodynamic tests. Transmissivity was measured directly, while hydraulic conductivity was calculated by dividing it by the section length, usually 9-10 m. Both the measured and calculated figures characterise this section, not a natural unit. Conductivity of granite is associated with fractures, thus, an important question is in how far the hydraulic conductivity is greater in fracture zones than in the granite between them. All the data were subdivided into two populations: sections with a significant proportion of fracture zones and sections with no fracture zones or with a negligible proportion of them ("background granite"). Both populations display a lognormal distribution (Figure 4). The mean of the fracture zones (5.5×10^{-9} m/s) is only higher by one order of magnitude than that of the background granite (5.8×10^{-10}), the standard deviations being similar ($9.1 \times$ and $6.4 \times$ respectively). It is clear that the Üveghuta granite – independent of its fracturing – is of sufficiently low hydraulic conductivity to serve as host rock for a repository for the disposal of L/ILW (critical remarks about the fracturing of the Üveghuta granite can be dis-

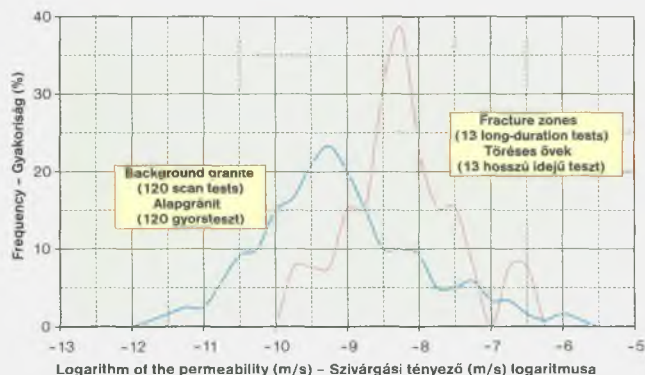


Figure 4. Hydraulic conductivity distribution at the Üveghuta site

4. ábra. A szivárgási tényezők eloszlása az üveghutai telephelyen

counted on the basis of real hydraulic conductivity values). Note that L/ILW repositories operating in Finland are located in granites with mean hydraulic conductivity of 1.0×10^{-11} (Hästhölm, ANTTILA *et al.* 1999a) and 2.5×10^{-11} m/s (Olkiluoto, ANTTILA *et al.* 1999b) which are only by one order of magnitude lower than in Üveghuta. On the other hand, the hydraulic conductivity of the fracture zones in Üveghuta granite is usually greater than that in Finland, nevertheless, it is very low since the fracture zones are usually filled with argillaceous minerals.

Radioactive pollution occasionally emitted from the repository will migrate in groundwater first of all along fractures. The argillaceous filling (mainly montmorillonite) of the fracture zones will immobilise the pollution at least partly, contributing to the suitability of the site.

4.1.2. Groundwater-flow system of the Üveghuta site

There are two concrete legal requirements for the groundwater-flow system. One of them requires the presence of a geological barrier above the repository to deflect the downward-directed infiltration flow laterally, the other, a decrease of the freshwater heads on the repository level. A general requirement consists in retarding the migration of radioactive pollution towards the Earth's surface, and dilution of its concentration.

The geological barrier laterally deflecting a downward-directed flow undoubtedly exists. In the Üveghuta site the groundwater table is mostly located within the strongly weathered, disintegrated granite with obviously much higher hydraulic conductivity than the underlying, less weathered granite. Due to its instability no hydrodynamic tests were performed in that zone. At the bottom of the weathering profile, below the groundwater table, secondary calcite and hematite are concentrated, probably resulting in a decrease of the hydraulic conductivity due to fissure infilling. This zone deflects the downward-directed flow, and the dominant part (90-95%) of the groundwater above this zone migrates laterally towards the neighbouring valleys, so that only a minor part of the infiltrating water can potentially penetrate to any depth.

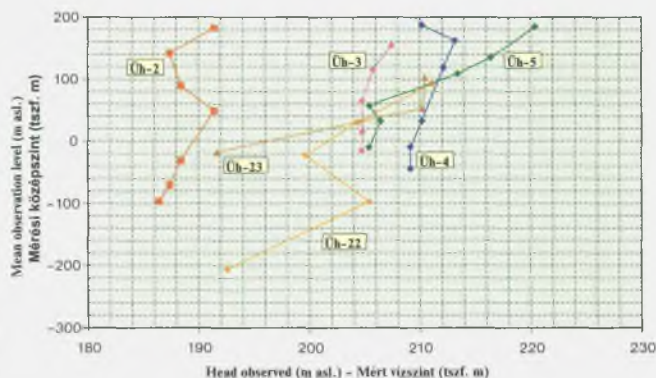


Figure 5. Distribution of heads measured during packer testing of the boreholes at the Üveghuta site

5. ábra. A kútvizsgálat során mért vízszintek fúrásokénti eloszlása az üveghutai telephelyen

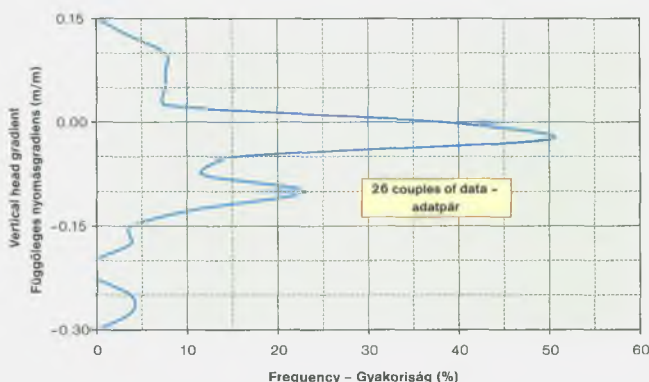


Figure 6. Distribution of vertical gradients calculated from the heads measured during the packer tests at the Üveghuta site

6. ábra. A kútvizsgálat során mért vízszintekből számított függőleges gradiensek eloszlása az üveghutai telephelyen

The freshwater head decreasing around the repository can be illustrated by the distribution of heads and vertical gradients calculated from them, along the boreholes. The freshwater heads decrease downward in all the boreholes (Figure 5). 70% of vertical gradients point downward (Figure 6), 10% of them do not display any direction, and the rest 20% – 5 data – point upwards. These five anomalous data come from four boreholes (two of them, from Borehole Üh-2 which is anomalous in other aspects as well), and consequently, are connected with random processes which do not influence the picture as a whole.

Downward-directed flow was confirmed by comparison of the groundwater isotope composition before and after interference testing. The accompanying pumping out of 134.3 m³ water during 16.5 days resulted in a sharp change of water composition in Borehole Üh-22. The style of this change unambiguously shows that the water pumped out was substituted by water coming from above, not from the side (BALLA *et al.* 2000).

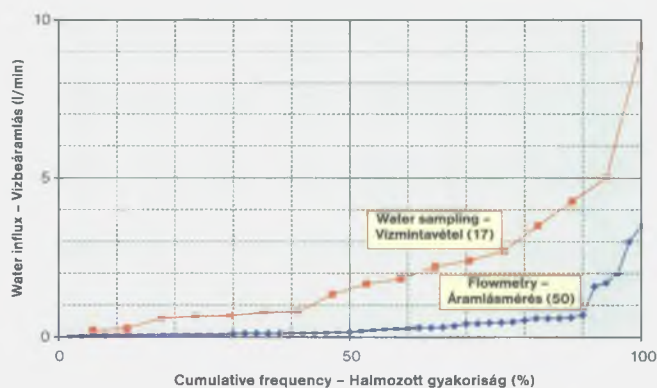


Figure 7. Distribution of water influxes from heat-pulse flowmetry in the Üveghuta boreholes

7. ábra. Az üveghutai fúrásokban hőimpulzusos módszerrel mért vízbeáramlások eloszlása

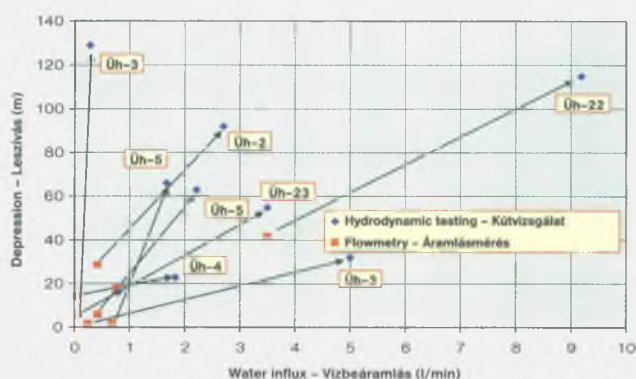


Figure 8. Water influxes in the Üveghuta boreholes at different depressions

8. ábra. Az üveghutai fúrásokban mért vízbeáramlások különböző leszívásoknál

The retarding of radioactive pollution and dilution of its concentration obviously takes place in a *qualitative* sense. The mean groundwater-flow velocity calculated from geochemical data is of about 0.1 m/yr, which definitely retards any migration. Flow intensity is an important factor of this retardation. No influx could be detected in steady conditions in any of the Üveghuta boreholes by means of high-resolution (0.01 l/min) heat-pulse flowmetry. The influx values produced at depressions usually ≥ 10 m are mainly very low (Figure 7). They increase with the depression (Figure 8) but even at a depression of over 100 m did not reach 10 l/min.

Around 90-95% of the infiltrating water migrates along the groundwater table laterally, towards the neighbouring valleys (see above), and strongly dilutes any water, including that arriving from the repository.

The *quantitative* effect from the retarding and dilution can be estimated by hydrodynamic modelling. So far the migration and retarding of pure water was modelled, using

the tools available for porous media (there was no possibility for introducing the more accurate case of fracture modelling in granite). All the data obtained show that the arrival time for pure water usually exceeds the 600 years which is the twentyfold half-life of the ^{137}Cs isotope, typical for the L/ILW. The arrival times were only two-three times less than that of the threshold in artificial, extremely unfavourable, probably non-existent natural conditions. No final modelling results are available yet (the exploration is in progress), but the preliminary data are promising.

Modelling of the fractures can be done in one of two ways, deterministic and stochastic. Geometric (location, position and thickness, extension along the dip and strike) and hydrogeological (hydraulic conductivity and storativity, effective porosity) data must be given in either case, for concrete fractures in deterministic, and for fracture populations in stochastic models.

At the present level of knowledge of the Üveghuta site a definite image exists only for those fractures whose thickness is comparable with the hole diameter (96 or less frequently 76.8 mm) or less. These data obviously can only be included into a stochastic model. The position (dip and strike) of the fracture zones with a thickness greatly exceeding the hole diameter cannot be defined either in core or in the wall viewer images. Numerous attempts were made to define the position of the fracture zones on the basis of indirect data, e.g. from characteristics of accompanying smaller fractures (MAROS and PALOTÁS 2000; ZILAHISEBESS *et al.* 2000). Unfortunately, the results obtained have not provided significant input to the modelling. So far only the location of two fracture zones can be regarded as certain, one of them at the bottom of Borehole Üh-3 and the other in the middle of boreholes Üh-4 and Üh-5. The vertical thickness in both cases is around 35-40 m.

The freshwater head in the *fracture zone of Borehole Üh-2* is some 15-20 m less than would be expected from the other boreholes (Figure 5). Similar (low) heads were measured all over the higher section of the borehole. Taking into account the very low hydraulic conductivity of these sections, one can suppose that the fracture zone crossed at the bottom is located close to the borehole, in other words, it is very steep. The position of the fracture maxima in borehole-viewer images, and of the refractors in down-hole reflection seismic profiles allows us to conclude that the fracture zone dips towards the north. The biggest head anomaly of the Üveghuta site can be related to this fracture zone and can be explained in terms of hydrodynamic connection towards a discharge point on the surface. This point should be located far from the site, since the bottom of the neighbouring valleys remains above the horizontal level corresponding to the heads observed in Borehole Üh-2 (186-193 m asl.) up to a distance several km. If the connection is straight, the fracture zone of Borehole Üh-2 strikes in a WSW-ENE direction.

The *fracture zone of Boreholes Üh-4 and Üh-5* can only be characterised by its NE-SW strike along the line of the two boreholes.

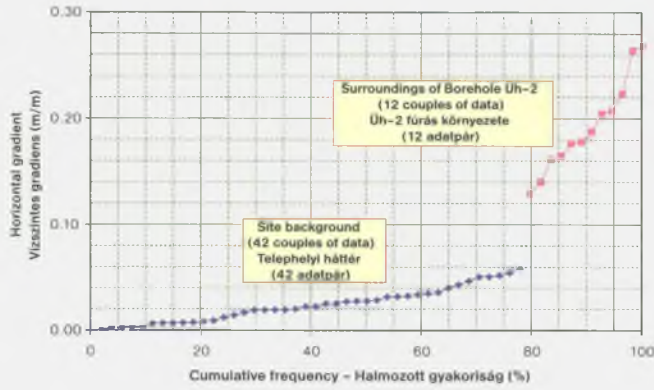


Figure 9. Distribution of horizontal gradients calculated from the packer tests at the Üveghuta site

9. ábra. Kútvizsgálatokból számított vízszintes gradiensek eloszlása az üveghutai telephelyen

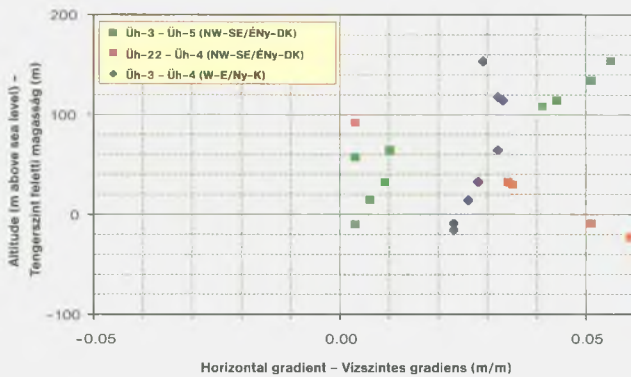


Figure 10. NW-SE and W-E directed horizontal gradients calculated from packer tests at the Üveghuta site

10. ábra. Kútvizsgálatokból számított ÉNy-DK-i és Ny-K-i irányú vízszintes gradiensek az üveghutai telephelyen

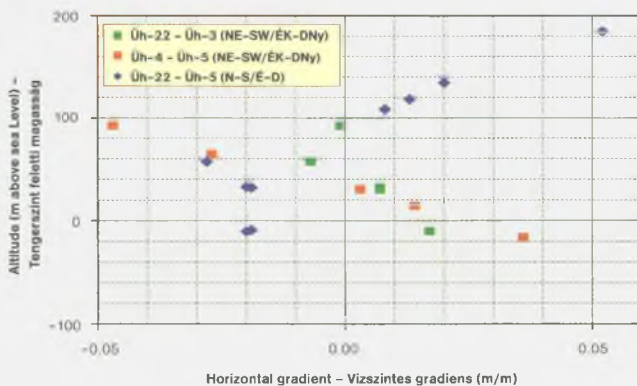


Figure 11. NE-SE and N-S directed horizontal gradients calculated from packer tests at the Üveghuta site

11. ábra. Kútvizsgálatokból számított ÉK-DNy-i és É-D-i irányú vízszintes gradiensek az üveghutai telephelyen

Hydrodynamic data provide an additional possibility to outline the structure of the site. The *horizontal gradients* can be calculated from the single-hole tests. From their general distribution (Figure 9) the head anomaly of Borehole Üh-2 is clearly seen. The site can be characterised by the rest of the data. Arrangement of the four boreholes south of Borehole Üh-2 (Üh-22, Üh-3, Üh-4 and Üh-5) allows one to study the horizontal gradients in four directions. Statistical analysis revealed that the sense of the gradients is the same in NW-SE and W-E directions (Figure 10), and changing in NE-SW and N-S directions (Figure 11). The regional flow – as derived from the surface and groundwater table topography maps – is directed from SSE towards the NNW. The flow pattern of the site is different, and can be explained in terms of a local structure which deflects the flow counter-clockwise.

A conductivity zone striking ESE-WNW and steeply dipping in a NNE direction was detected by the *interference testing*. Responses to the nine-day long signal from the lower source zone of Borehole Üh-22 were recorded in all the five observation zones of Borehole Üh-3, and in four of the five observation zones of Borehole Üh-4 (Figure 12), whereas no responses at all were observed for the upper source zone.

It was surprising that just that upper zone of Borehole Üh-4 did not respond where the fracture zone common with Borehole Üh-5 is located, whereas the lower, much less fractured sections revealed a clear hydrodynamic connection. This fact suggests that the fracture zone is accompanied from below by an “insulating” sheet. The latter could have formed by the filling of fissures in the surroundings of the fracture zone with clay minerals which had developed in the zone. The spatial position of the conductivity zone allows us to conclude that the fracture zone dips towards the SE, probably at a high angle.

The two fracture zones and the axial plane of the hydrodynamic conductivity zone were reconstructed (Figures 13-14), on the basis of the data and considerations above. The latter is cut by both zones. The thickness of the conductivity zone is unknown, but probably is a minimum of 150 m in a vertical direction.

Similar responses were recorded at distances of 153-255 m, whereas the fracture zone of Borehole Üh-2 in 86 m did not respond. The conductivity zone is cut by this fracture zone, thus, they are directly connected. The absence of response is explainable in terms of an “insulating” sheet below the fracture zone. It is unclear why the freshwater head in the lowermost section of Borehole Üh-23 is as low as in Borehole Üh-2 (Figure 5).

4.1.3. Integrated evaluation of the principal properties of the Üveghuta site

The granite of the Üveghuta site can be considered by any standards to be a suitable host rock for the L/ILW repository: its volume is large enough, the homogeneity is acceptable, the hydraulic conductivity is low, and the infrequent radioactive emissions will be immobilised by the montmorillonite clay in the fissure fillings.

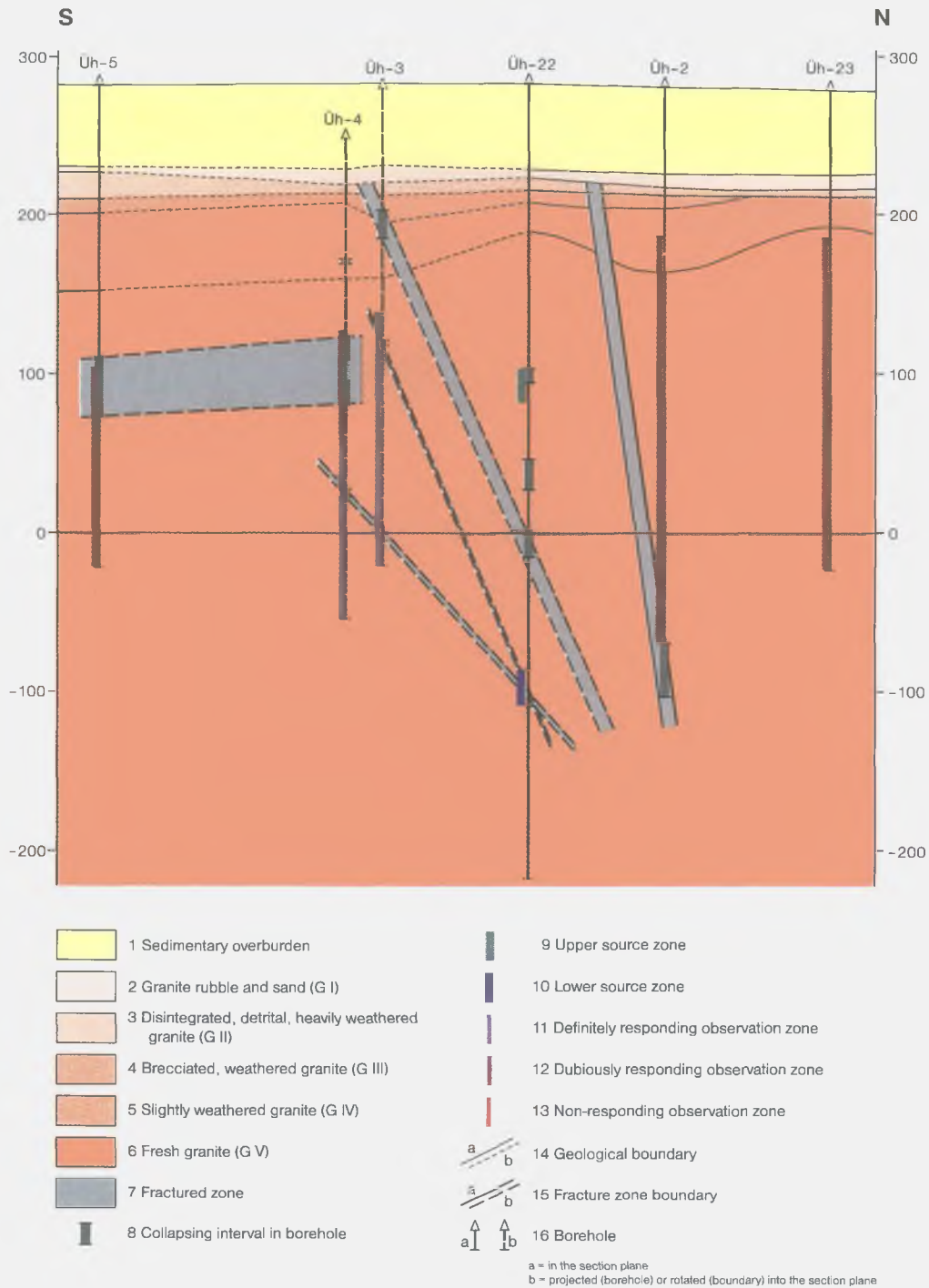
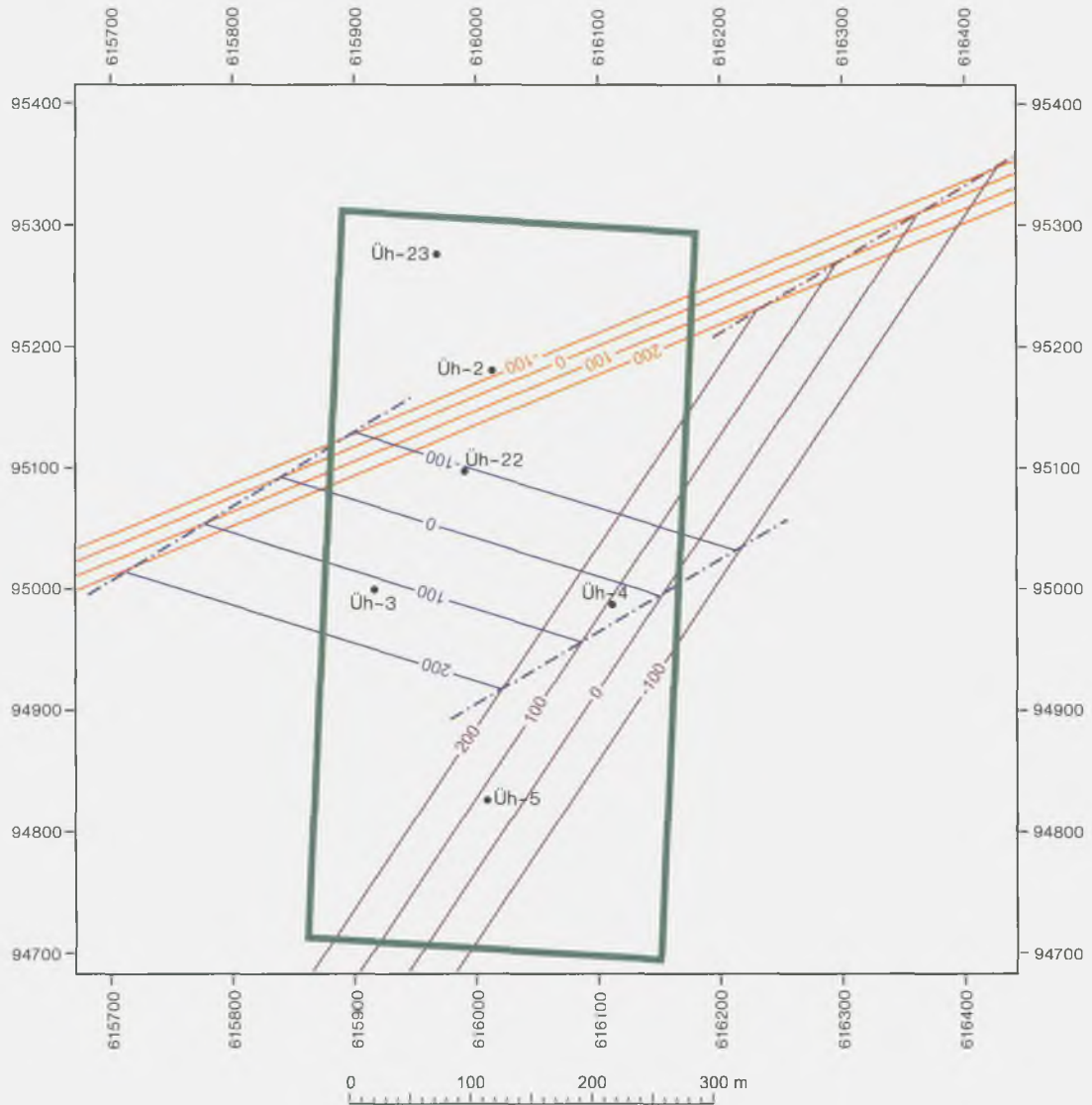


Figure 12. Correlation of fracture zones with respect to the interference test results

The section across Boreholes Üh-5, Üh-22, Üh-2 and Üh-23 is demonstrated. Boreholes Üh-3 and Üh-4 are projected perpendicularly, thus the lines correlating the fractures do not fall into the section plane, but appear rotated around Boreholes Üh-5 and Üh-22, with untrue dips

12. ábra. A töréses övek korrelációja az interferenciás kútvizsgálat eredményeinek figyelembevételével

Az ábra az Üh-5, Üh-22, Üh-2 és Üh-23 fúrásokon átvezetett metszetet ábrázolja. Az Üh-3 és Üh-4 fúrás merőlegesen van bevetítve, ezért a töréskorreláló vonalak nem a metszet síkjába esnek, hanem az Üh-5 és Üh-22 fúrás körül befogatva, nem valódi dőléssel jelennek meg. 1 – fedő üledékösszetlet, 2 – gránitmurva és -homok (G I), 3 – széteső, törmelékes, erősen mállott gránit (G II), 4 – repedezett, mállott gránit (G III), 5 – gyengén mállott gránit (G IV), 6 – üde gránit (G V), 7 – töréses öv, 8 – omló zóna fúrásban, 9 – felső jeladó szakasz, 10 – alsó jeladó szakasz, 11 – biztos választ adó megfigyelési szakasz, 12 – bizonytalan választ adó megfigyelési szakasz, 13 – nem válaszoló megfigyelési szakasz, 14 – réteghatár, 15 – töréshatár, 16 – fúrás; a – a szelvény síkjában, b – bevetítve (fúrás) vagy elfogatva (réteghatár)



CAPTIONS



1. Site contour



2. Borehole



3. Low-head fracture zone (hanging wall)



4. Hydrodynamically active zone (axial plane)



5. Southeastern fracture zone (footwall)

a = contour line of a plane

b = limiting intersection line

Figure 13. Structures which define the hydrodynamic pattern of the Üvegghuta site

The figure shows the upper boundary plane of the fracture zone at the bottom of Borehole Üh-2, the lower boundary plane of the fracture zone across Boreholes Üh-4 and Üh-5 and the upper boundary plane of the fracture zone identified at the middle of the hydrodynamically active zone in Boreholes Üh-22, Üh-3 and Üh-4

13. ábra. Az üvegghutai telephely hidrodinamikai képét meghatározó szerkezetek

Az ábra az Üh-2 fúrás talpán feltárt töréses öv felső, az Üh-4 és Üh-5 fúrásán átfutó töréses öv alsó és a hidrodinamikailag aktív öv közepe táján az Üh-22, Üh-3 és Üh-4 fúrásban azonosított töréses öv felső síkját mutatja be. 1 – telephely körvonala, 2 – mélyfúrás, 3 – kisnyomású töréses öv (fedősík), 4 – hidrodinamikailag aktív öv (tengelysík), 5 – DK-i töréses öv (feküszik), a – rétegszintvonal, b – lehatároló metszészvonal

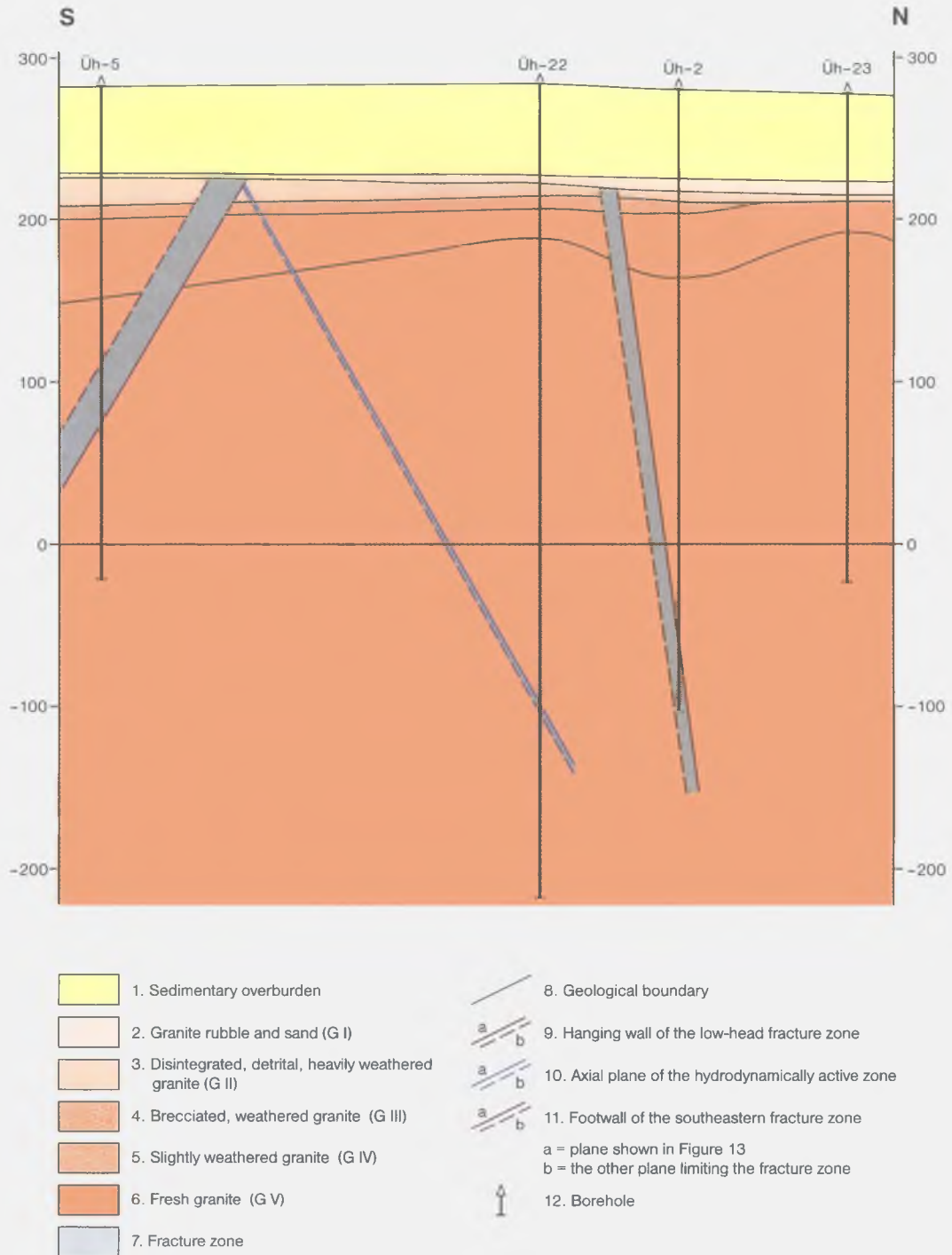


Figure 14. Structures which define the hydrodynamic pattern of the Üveghuta site in the section across the Boreholes Üh-5, Üh-22, Üh-2 and Üh-23

Planes shown in Figure 13 – in contrast to Figure 12 – are represented by their true intersection lines. Boreholes Üh-3 and Üh-4 are not shown since they do not fall into the section plane

14. ábra. Az üveghutai telephely hidrodinamikai képét meghatározó szerkezetek az Üh-5, Üh-22, Üh-2 és Üh-23 fúrásokon átvezetett szelvényben

A 13. ábrán bemutatott síkoknak itt – a 12. ábrától eltérően – a tényleges metszésvonalai látszanak. Az Üh-3 és Üh-4 fúrás nincs feltüntetve, mert nem esik a szelvény síkba. 1 – fedő üledékösszlet, 2 – gránitmurva és -homok (G I), 3 – széteső, törmelékes, erősen mállott gránit (G II), 4 – repedezett, mállott gránit (G III), 5 – gyengén mállott gránit (G IV), 6 – üde gránit (G V), 7 – törései öv, 8 – réteghatár, 9 – kisnyomású öv fedősíkja, 10 – hidrodinamikailag aktív öv tengelysíkja, 11 – DK-i törései öv feksíkja, a – az 5. ábrán feltüntetett sík, b – a törései övet határoló másik sík, 12 – fúrás

The downward directed flow is deflected laterally by a geological barrier above the repository area, and the fresh-water heads in the repository area decrease with depth. The flow system will retard the migration of the infrequently emitted radioactive pollution towards the ground surface and will dilute its concentration. A quantitative assessment of these phenomena has not yet been performed, but the preliminary results are promising. On the basis of the integrated interpretation of tectonic and hydrodynamic data a structural model of the site has been constructed, and it can serve as a basis for further evaluation.

4.2. The predictable behaviour of the Üveghuta site during the next 600 years

There is a legal requirement to make a 600 year prediction for the L/ILW repository concerning the geomechanical, mineralogical-petrographical and geochemical stability, the volcanic, seismological, tectonic, uplift-subsidence, topographical, hydrological, climatic and erosion processes and their effect on the hydrogeology. In relation to the Üveghuta site the following conclusions can be drawn.

Geomechanical, mineralogical-petrographical and geochemical stability of the Lower Carboniferous, *i.e.* more than 300 million year old granite massif during the next 600 years hardly needs special comments.

The closest *volcanic* eruption in time and space took place 2.17 million years ago and some 18 km from the site. Younger volcanism only is known from the East Carpathians, 450-550 km distant from the site. It does not seem probable that a new volcano will appear in Üveghuta or its close vicinity within the next 600 years.

The *uplift-subsidence, topographical, hydrological, climatic and erosion processes* are closely interrelated, only two of them being independent, namely uplift-subsidence and the climate. The near-shore sediments of the Late Pannonian (Late Miocene) sea are now exposed at 150-200 m asl. This gives an estimate for the absolute uplift – depending on when this uplift started: at the regression of the Pannonian sea (5-6 Ma) or at the onset of the Pliocene variegated clay accumulation (~2.5 Ma) – of 0.03-0.08 mm/yr. The base of the loess sequence is at about 25-30 m higher on the rims of the granite massif than in the surroundings. This gives another estimate – for a relative uplift from the onset of the loess accumulation (~750,000 yr) – of 0.03-0.04 mm/yr which is in agreement with the preceding value. For the next 600 years a maximum uplift of more than 0.5 m is unlikely. A climatic change in the worst case would mean onset of a glaciation, *i.e.* return of the conditions dominant in the period between 700,000-750,000 and 10,000 years ago. Accumulation of a 50-60 m loess sequence was typical for this period. Synchronously or later, valleys were cut into the loess, but this was in any case a subordinate process. Topography, hydrology and erosion are functions of the climate and uplift. In the light of the above considerations their effect for the 600 year period have to be regarded insignificant, and can be neglected for a repository at a depth of about 200 m.

Seismic stability can be evaluated on the basis of the earthquakes. For the latter in Hungary there are enough data from the 18th century onwards, the time span covered is almost the half of that under prediction. For those 250 years the Üveghuta region was one of the most quiet in Hungary with respect to seismology. The strongest earthquakes in Hungary with no exception occurred in areas where before and after them earthquakes were much more frequent than elsewhere, therefore, their general distribution can be regarded as regular (BALLA *et al.* 1993). Thus, it can be supposed that no significant earthquake will happen in the Üveghuta region for next 600 years as well. It is important to emphasise that the strongest earthquakes in Hungary occurred in areas where the thickness of the soft sediments was large, and the groundwater table was at shallow depths. Both factors increase the effect from the earthquakes, to the extent that those earthquakes were observed on the ground surface. The Üveghuta repository will probably be 200 m below the ground surface, in hard rock, deep below the groundwater table. It can therefore be concluded that even the strongest earthquake recorded in Hungary would not seriously damage the repository.

A separate question is what sort of damage would be expected in the Üveghuta site in connection with earthquakes. Two categories of damage are possible in our opinion: damage to the engineering barriers, and changes in the groundwater-flow system. Two types of damage to the engineering barriers must be taken into account, one of them resulting from shaking, and the other, the shear in connection with a fault displacement. The protection against shaking is simple: the predicted acceleration shall be considered in the design. This is not a suitability problem. The shear connected with fault displacement probably cannot be eliminated by technical tools. In Hungary, however, fissure opening was only observed within 1 km inside the epicentre areas, and only on the ground surface. As was demonstrated, the location of the Üveghuta site in the epicentre of a strong earthquake is highly improbable.

Changes in the groundwater-flow system can be estimated from the evaluation of the data from the past. There are two independent data sets. First, at the repository level there are several isotope water ages ranging between 10-20 thousands years. This demonstrates the absence of any significant hydrogeological change in this time span which could destroy the groundwater-flow regime. Secondly, the K/Ar ages for argillaceous veins are Cretaceous demonstrating high stability. The ¹⁴C ages for the calcite veins without exception exceeded 45,000 years (detection limit) which can be interpreted in the same way. Consequently, there are no indications of any hydrogeological re-arrangements within the last 50,000 years. This forms the basis of the conclusion that significant changes cannot be expected during the next 600 years.

The legal requirement concerning the *tectonic* stability is that no fault with a displacement on the ground surface within the last 100,000 years shall be present on the site. The sedimentary overburden (variegated clay and loess)

has been subdivided in detail, and all the horizons have been traced in borehole columns within the whole of the study area (Figure 2). It has been firmly shown that no interruption within the whole sedimentary overburden exists up to 3-4 km from the Üveghuta site. Since the basal horizon of the variegated clay is about 2.5 Ma old, the absence of displacement can be declared not only for the last 100,000, but also for the last 2.5 million years.

Within the detailed, and strongly exaggerated sections a 25-30 m downthrow 3 km north and 4 km east of the site has been constructed. It has been connected with a zigzag-like fault traced in the topography (MARSÍ 2000) and dated to the Holocene. If however the section is drawn with no exaggeration, it can be stated that a deflection of less than 1 is enough to explain the factual position of the borehole columns. The loess-forming material, falling from the air, obviously can cover such gentle slopes, thus, the deflection could have arisen even before the loess accumulation. It is also not excluded that the deflection arose during the loess accumulation – there is no basis for dating. It should be clear that the existence of the faults drawn in such strongly exaggerated sections is rather doubtful.

4.3. An integrated evaluation of the Üveghuta site

Both the principal properties and the behaviour of the Üveghuta site predicted for the next 600 years seem to support the conclusion that the site is suitable for the disposal of L/ILW. This is a preliminary statement; the final suitability – in harmony with international practice – will be confirmed or disproved by the safety assessment. The preliminary safety assessment gave no reason for any doubts. The Hungarian regulations formulate the geological suitability and its requirements too prescriptively in the light of international practice (WATRP 2000). Nevertheless, the Üveghuta site fulfils most of these requirements, and in some cases it should be noted that only the fulfilment in a quantitative sense needs further confirmation. Such a confirmation is necessary in the case of details of the hydrodynamic model and of possible seismic hazard.

5. Conclusions

The six deep boreholes and associated comprehensive investigations provided sufficient data for the qualification of the Üveghuta site as geologically suitable, in harmony with the principles of international practice. The Hungarian regulations, valid since November 1997 are too prescriptive in comparison with international practice (WATRP 2000), and do not allow us to declare the site as geologically suitable.

From a practical point of view there is no difference between these two standpoints: both of them require further exploration (Phase 3 of the international practice and of the Final Document) before licensing. That is why we could not accept the criticism which questioned the site

suitability, declared in harmony with the international practice, but referring to the specific Hungarian regulations, and on the basis of this clamouring to stop the exploration. The IAEA expert review did not support this criticism. On the contrary, it stated (WATRP 2000): the selection process of the Üveghuta site was right, the site exploration was performed in harmony with international norms, real doubts concerning the site suitability did not arise, and the site exploration should be continued. Thus, the only result of the criticism of the exploration and site was a delay of the exploration for at least a year, with no positive social or economic results.

Both in international practice and under Hungarian regulations the final conclusion on the suitability is drawn from the safety assessment, which calculates the radiation dose in the surroundings due to the repository. The interim safety assessment of the Üveghuta site in 1999 (Belgatom... 1999) demonstrated that the radiation dose is 5-7 orders of magnitude below the Hungarian limit, in other words, it confirmed the suitability of the Üveghuta site.

The geological exploration of the Üveghuta site has not been finished yet. Future exploration – besides the quantitative confirmation mentioned above – must fix the boundaries of the rock mass in the vertical and horizontal sections in which the repository can be located. The number of existing boreholes is obviously not sufficient, thus, only some generalisations can be given:

1. The rock mass suitable for location of the repository will probably be situated between steeply dipping fracture zones, hence its size in a vertical direction can prevail over that in a horizontal direction or can at least be comparable with it. This differs significantly from the original engineering concept (Calamites 1996) which imagined the repository in one single horizon. Thus, a new engineering concept is needed which defines the size and shape of the repository, taking into account the real geological situation. The shape and size of the host rock block will be derived from this concept.
2. The head anomaly of Borehole Üh-2 – probably connected with a steeply dipping fracture zone – must be avoided in the selection process.
3. In the delineating the host rock block first of all hydrogeological and rock-mechanical conditions must be taken into account. Hydrogeological conditions mainly influence the safety whereas the rock-mechanical conditions determine the technical circumstances and the cost of the drift driving. The granite block to be selected must be optimal in both aspects.

The main *tool* of the future exploration can only be drilling: until the host rock block has been delineated it is unclear where to direct the mining drifts. The cost and the associated risk of drift driving is rather high. In any case the galleries will disturb both the hydrodynamic and hydrogeochemical system, and make it impossible to continue exploration of the main geological barrier of the site, *i.e.* of the groundwater-flow system which is the basis of the

hydrogeological evaluation of the site. Until the flow system has been studied in sufficient detail, the galleries cannot be constructed, not even in the neighbourhood of the site.

Finally it has to be emphasised that the *rock stresses* so frequently referred to in critics' commentary are not mentioned in the Order. The nearest term to them is *geome-*

chanical stability. Concerning that stability, in the next 600 years definitely no doubts can arise (see in 4.2). The rock stresses – in harmony with our original (1996) ideas (*cf.*: Phase 3) – will be studied in the course of future exploration. The results however will be used in the designing phase, not in the suitability assessment.

References

- ANTTILA, P., AHOKAS, H., FRONT, K., HINKKANEN, H., JOHANSSON, PAULAMÄKI, S., RIEKKOLA, R., SAARI, J., SAKSA, P., SNELLMAN, M., WIKSTRÖM, L., and ÖHBERG, A., 1999a: *Final disposal of spent nuclear fuel in Finnish bedrock, Håstholmen site report*. – Posiva Oy, Helsinki, 175 p.
- ANTTILA, P., AHOKAS, H., FRONT, K., HINKKANEN, H., JOHANSSON, PAULAMÄKI, S., RIEKKOLA, R., SAARI, J., SAKSA, P., SNELLMAN, M., WIKSTRÖM, L., and ÖHBERG, A., 1999b: *Final disposal of spent nuclear fuel in Finnish bedrock, Olkiluoto site report*. – Posiva Oy, Helsinki, 206 p.
- BALLA, Z., 1997: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993–1996 (Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtani kutatás, 1993–1996). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 27–46.
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARS, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997–1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARS, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., SCHWEITZER, F., SZABÓ, Z., and SZEIDOVITZ, GY., 1993: Magyarország földrengésveszélyes övei. Zárójelentés az ETV - Erőterv Rt. megbízásából a Magyar Állami Földtani Intézet, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, a Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézete és a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetének Szeizmológiai Observatóriuma által lefolytatott országos neotektonikai értékelésről a meglévő adatok és publikációk alapján atomerőmű telepítésére alkalmatlan területek kizárása céljából (in Hungarian: Seismically active zones of Hungary. Final report of the Geological Institute of Hungary, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Geographical Institute of the Hungarian Academy of Sciences and Seismological Observatory of Geodetic and Geophysical Institute of the Hungarian Academy of Sciences on the nation-wide neotectonic assessment using available data and publications for the exclusion of areas unsuitable for siting NPP). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., TÓTH, GY., and KÖNCZÖL, A., 1997: Hydrogeological conditions of the Üveghuta site and its area (Az üveghutai kutatási terület hidrogeológiai viszonyai). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 135–141.
- BÁRDOSY, GY., (editor-in-chief) 1997: [Contributions to the geological exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, 342 p.
- Belgatom, SCKCEN, Erőterv 1999: Technical support in the selection of a disposal option and candidate disposal site for L/ILW in Hungary. Phase 3. Preliminary safety assessment. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- Burson-Marsteller Budapest Kft., ETV-Erőterv Rt., Magyar Állami Földtani Intézet, Paksi Atomerőmű Rt. 1996: Az atomerőművi radioaktív hulladékok kezelésének és végleges elhelyezésének megoldására irányuló Nemzeti Projekt első szakaszának záródokumentuma (in Hungarian: Final document of the first stage of the National Project on the management and final disposal of reactor-generated radioactive waste). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- Calamites 1996: Bányászati módszerekkel megvalósítandó hulladék-elhelyezési létesítmény Üveghután (in Hungarian: Waste disposal facility to be implemented with mining techniques at Üveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., 1997: Role and significance of the geological mapping in site exploration (A földtani térképezés szerepe és jelentősége a radioaktív hulladék-elhelyezési kutatásban). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 47–69.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 2000: Evaluation of planar features in Boreholes Üveghuta Üh-22 and Üh-23 with CoreDump software (Az üveghutai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt sikzerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MARS, I., 2000: Formation of overlying beds and factors determining their characteristics in the eastern part of Mórág Hill (A fedőüledékek felépítését befolyásoló folyamatok a Mórági-rög K-i részén). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- PRÓNAY, ZS., HERMANN, L., and TÖRÖS, E., 2000: Cross-hole velocity tomography and down-hole reflection survey at the Üveghuta site (Lyukkői szeizmikus sebességtomográfia és lyuk-felszíni mérések az üveghutai telephelyen). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- RÄNER, G., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1997: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás Üveghuta körzetében. A telephelyválasztási geofizikai munkálatok összefoglaló értékelése (in

- Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Site exploration at Üveghuta. Integrated interpretation of the geophysical exploration for site selection). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- WATRP 2000: Report of the WATRP review team on the evaluation of the Hungarian work on selecting a site for disposal of low and intermediate level waste. Convened by the International Atomic Energy Agency at the request of the Hungarian Atomic Energy Authority. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., MÉSZÁROS, F., and SZONGOTH G., 2000: Characteristics of fracture zones in granite based on well-logging data at the Üveghuta site (A gránit töréses öveinek jellemzése mélyfúrás-geofizikai adatok alapján az üveghutai telephelyen). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).

AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELY KUTATÁSA ÉS ÖSSZESÍTŐ ISMERTETÉSE

BALLA ZOLTAN

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

Az atomerőművi kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezését célzó földtani kutatás nyomán 1997-ben a Tolna megyei Bábaapáti község területén lévő Üveghuta közelében jelöltünk ki telephelyet, korakarbon korú gránitban, felszín alatti elhelyezésre számítva. Az üveghutai telephelyen 1997–1999 folyamán 6 db 300–500 m-es fúrást mélyítettünk. A fúrások korszerű, sokoldalú földtani és geofizikai tanulmányozása nyomán alakítottunk ki képet a telephelyről.

A nemzetközi gyakorlatban alkalmazott elvek szerint az üveghutai telephely földtanilag alkalmasnak minősíthető radioaktív hulladékok elhelyezésére, ami azt jelenti, hogy célszerű azt a részletesebb kutatást lefolytatni, amely a létesítmény engedélyeztetéséhez szükséges. A nemzetközihez képest sokkal részletesebb hazai szabályozás alkalmassági követelményeit az üveghutai telephely minőségi értelemben teljesíti, egyes követelmények mennyiségi teljesülésének igazolása még hátravan. Az alkalmasság végleges igazolása vagy cáfolása mindkét esetben biztonsági értékelés feladata. Az 1999. évi előzetes biztonsági értékelés nem támasztott semmiféle kételyt az alkalmasságot illetően.

Az üveghutai telephely kutatásának talán legfontosabb tapasztalata, hogy a töréses szerkezet és a vízföldtani kép közötti kapcsolat nem egyértelmű. A legnagyobb töréses övek vízvezető képessége agyagásványos bontás és kitöltés miatt meglepően alacsony, átlagosan $5,8 \times 10^{-9}$ m/s, ami mindössze egy nagyságrenddel haladja meg az alapgránitra jellemző értéket. A legnagyobb vízbeáramlást nagyságrendileg jelentéktelen repedésközlekedésből kaptuk, a nagyobb töréses övek vízhozama nem különbözött a jóval kisebb törésektől.

Az üveghutai telephely továbbkutatásának kell választ adnia arra a kérdésre, hogy konkrétan milyen térképi és szelvénybeli határokkal körülvett köztömbön belül célszerű a létesítményt elhelyezni. A továbbkutatás fő eszköze mindaddig csak mélyfúrás lehet, amíg a felszín alatti vizek áramlási rendszerét kellő részletességgel meg nem ismerjük. Az alternatívaként felmerülő vágatok ugyanis óhatatlanul megbontanák mind a hidrodinamikai, mind a hidrogeokémiai állapotot, lehetlenné téve a telephely vízföldtani értékelését, amely a biztonsági elemzés alapja.

1. Bevezetés

Az atomerőművi kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezésére 1992-ben indított Nemzeti Projekt keretében a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) 1993 óta a földtani kutatás irányítója. Országos, majd regionális szakirodalmi vizsgálat nyomán – lakossági vélemények figyelembevételével – három körzetben folytattunk le terepi vizsgálatokat, amelyek eredményeképpen 1996-ra a Tolna megyei Bábaapáti község területén lévő Üveghuta környéke (1. ábra) bizonyult a legkedvezőbbnek. Ezt a körzetet, ahol a Mórággyi-rög korakarbon korú gránitjában felszín alatti elhelyezéssel számoltunk, jelölte ki továbbkutatásra a Nemzeti Projekt Záródokumentuma (Burson-Marsteller... 1996). Minderről előző tanulmánykötetünkben (BÁRDOSY 1997) adtunk képet, itt az üveghutai körzet továbbkutatását ismertetjük.

A földtani kutatás – több mint 40 közreműködővel (1-2. táblázat) – eleinte a Paksi Atomerőmű (PA) Rt. és a MÁFI szerződése alapján folyt. 1998 közepén, az atome너지áról szóló 1996. évi CXVI. törvény végrehajtása nyomán a PA Rt. szerepét a radioaktív hulladékok elhelyezésében, valamint a szerződések megkötésében és kivitelezésében

ben az újonnan létrehozott Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú társaság (RHK Kht.) vette át. A munkát neves tudósokból álló Szakértői Bizottság (3. táblázat) kísérte figyelemmel, és az eredményeket az RHK Kht. részére rendszeresen véleményezte.

A Záródokumentummal (Burson-Marsteller... 1996) összhangban a kutatást három fázisban terveztük. Ezek közül az első a telephely kijelölése, a második a telephely alkalmassági vizsgálata, a harmadik a telephely és környezet értékelése lett volna, ezután következhetne az engedélyeztetés. Ez a három fázis tartalmilag megfelelt a nemzetközi gyakorlatban szokásos három fázisnak (telephely-kijelölés, telephelyjellemzés és telephely-igazolás), amelyek közül a második fázis eredménye a földtani alkalmasság kimondása.

A 62/1997. (XI. 26.) IKIM rendelet (földtani és bányászati követelmények a nukleáris létesítmények és a radioaktív hulladék elhelyezésére szolgáló létesítmények telepítéséhez és tervezéséhez) ezt a hármas fázisbeosztást nem ismeri, a fázisok számát nem korlátozza, tartalmukat nem határozza meg. A fázisokkal szemben egyetlen követelményt támaszt, s ez az, hogy minden egyes fázist önálló kutatási terv alapján induljon, önálló jelentéssel záruljon, s mindkettőre legyen hatósági engedély. Ugyanakkor a földtani

Közreműködők jegyzéke (laborok nélkül)

Intézmény/cég		Munkanem	Munkafázis			Év		
			tervezés	előállítás	kivitelezés	1997	1998	1998
Magyar Állami Földtani Intézet	MÁFI	földtan, tektonika, vízföldtan, geokémia, irányítás	×		×	+	+	+
Golder Associates (Magyarország) Kft.	GA H	műszaki ellenőrzés, pakkeres kútvizsgálat	×		×	+	+	+
TunGeo Bt.	TunGeo	terepi koordináció			×	+	+	+
Rotaqua Kft.	Rotaqua	mélyfúrás, sekélyfúrás	×		×	+	+	+
Geoprosper Kutató és Fúró Kft.	Geoprosper	mélyfúrás, sekélyfúrás	×		×	+	+	+
Waterplan Kereskedelmi és Szolgáltató Bt.	Waterplan	sekélyfúrás			×	+		
Mol Rt. Kutatási-művelési Mérnöki Iroda	Kummi	biopolimer iszap	×	×			+	+
Klaus és Társa Építőipari és Szolgáltató Kft.	Klaus	útépítés mélyfúrásokhoz			×	+	+	
Golder Associates GmbH Celle	GA G	pakkeres kútvizsgálat	×		×	+	+	+
Golder Associates (Nottingham)	GA UK	pakkeres kútvizsgálat	×		×		+	+
Geoinform Mélyfúrási Információsztálgató Kft.	Geoinform	pakkeres kútvizsgálat	×			+		
Aquifer Kft.	Aquifer	szivattyús kútvizsgálat			×	+		
GWIS Környezetvédelmi és Vizminőségi Kft.	GWIS	tríciumprofil aknában	×		×	+	+	
Bányászat és Környezete Mérnöki Iroda Kft.	BKMI	hidrodinamikai modellezés	×		×	+	+	+
F&G Mérnökiroda Bt.	F&G	magszkenner	×	×		+		
GISkard Informatikai és Szolgáltató Kft.	GISkard	programok magszkennerhez	×	×		+	+	+
G+CHip+95 Bt.	G+CHip+95	fúrási adatbázis				+	+	+
Sci-Com Kft.	Sci-Com	terepi készenlét fúrásoknál			×	+	+	+
Mérce Bt.	Mérce	terepi készenlét fúrásoknál				+	+	+
Ötházhuta Bt.	Ötházhuta	fúrásdokumentálás					+	+
Timó Bt.	Timó	légifelvétel és kiértékelés					+	
Eötvös Loránd Geofizikai Intézet	ELGI	szeizmikus, geoelektromos, gravitációs és földmágneses mérés	×		×	+	+	+
Elgascar International Magyar-Amerikai Környezetvédelmi és Mérnökgeofizikai Kft.	Elgascar	geoelektromos mérés, mérnökgeofizikai szondázás	×		×	+	+	
GEOPARD Geotechnikai, Környezetvédelmi, Kutató-fejlesztő és Szolgáltató Kft.	GEOPARD	szeizmikus mérés, mérnökgeofizikai szondázás	×		×	+	+	
Eötvös Loránd Geofizikai Intézet	ELGI	mélyfúrás-geofizikai és lyuktelevíziós mérés	×		×	+	+	
Geo-Log Kft.	Geo-Log	mélyfúrás-geofizikai, lyuktelevíziós és áramlás-mérés	×		×		+	+
Geo-Faber Műszaki Vállalkozó Rt.	Geo-Faber	terepi radiometria	×		×	+		
Szabó Zoltánné Kilényi Éva	Szabóné	mélyfúrás-geofizikai adatok klaszteranalízise			×		+	
MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet	GGKI	geodéziai monitoring	×		×	+	+	+
Calamites Kereskedelmi és Mérnöki Iroda	Calamites	magraktár őrzése			×		+	+
Völgység Népe Tsz.	Völgység	fúrómag-raktározás			×	+	+	+
Körmendi László	Körmendi	geodéziai bemérés			×		+	+

2. táblázat

Közreműködő laboratóriumok

Laboratórium		Meghatározás			Év		
		kőzetből	vizből	levegőből	1997	1998	1998
ELTE Ásványtani Tanszék	ELTE	ásványos összetétel			+	+	+
ELTE Kőzettani-Geokémiai Tanszék	ELTE	kőzettani jelek			+	+	+
ELTE Kőzettani-Geokémiai Tanszék	ELTE	fluidzárvány-homogenizáció			+	+	+
KLTE Izotópalkalmazási Tanszék	ELTE	ionmegkötő képesség			+	+	
BME Mérnökgeológiai Tanszék	BME	kőzétfizikai paraméterek				+	+
Magyar Állami Földtani Intézet	MÁFI	főkomponensek, röntgen, DTA	főkomponensek, nyomelemek		+	+	+
MTA Atommagkutató Intézet	Atomki	K/Ar kor, ¹⁸ O, ¹³ C, ¹⁴ C, ³⁴ S	³ H- ³ He, ¹³ C, ¹⁴ C, ¹⁵ N, ³⁴ S		+	+	+
Vizgazdálkodási Tudományos Központ Rt.	Vituki		³ H		+	+	+
MTA Geokémiai Kutatólaboratórium	GKL		² H, ¹⁸ O		+	+	+
ELTE Atomfizikai Tanszék	ELTE		Rn		+	+	+
Országos Környezet-egészségügyi Intézet	OKI		F; Br; I; AOC			+	+
Bálint Analitikai Kft.	Bálint		szerves nyomkomponensek			+	+
Közép-dunántúli Környezetvédelmi Felügyelőség	KDKF		szulfátredukáló baktériumok			+	+
Rákkockázat Alacsony Radioaktív Dózisokban Alapítvány	RAD			Rn	+	+	

3. táblázat

A Szakértői Bizottság tagjai

Név	Tudományos fokozat	Pozíció	Munkahely
Alföldi László	földtudomány doktora	ny. főigazgató	(Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet)
Bárdossy György	akadémikus	ny. főgeológus	(Magyar Alumíniumipari Tröszt)
Detrekői Ákos	akadémikus	rektor	Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem
Faller Gusztáv	műszaki tudomány doktora	ny. főtanácsos	(Ipari Minisztérium)
Kovács Ferenc	akadémikus	dékán	Miskolci Egyetem
Müller Pál	földtudomány kandidátusa	ny. igazgató	(Eötvös Loránd Geofizikai Intézet)
Schweitzer Ferenc	földrajztudomány doktora	igazgató	MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
Szederkényi Tibor	földtudomány doktora	professzor	Szegedi Tudományegyetem
Sztanyik B. László	órvostudomány kandidátusa	ny. főigazgató-főorvos	(Országos FJC Sugár-egészségügyi és Sugárbiológiai Kutatóintézet)
Tóth József	földrajztudomány doktora	rektor	Pécsi Tudományegyetem

alkalmasság követelményeit a nemzetközi gyakorlathoz képest túlzó aprólékosággal fogalmazza meg (WATRP 1999), s az alkalmasság kimondását a kutatás befejezésére rögzíti.

A rendelet akkor jelent meg, amikor az eredeti három fázis közül már a második kivitelezésén dolgoztunk, de nem tartalmazott semmiféle előírást a folyamatban lévő munkálatok kezelésére vonatkozóan. A szerződéses és a jogszabályi előírások egyeztetésével kapcsolatban egy sor probléma merült fel, amelyeket azonban 2000 elejére, úgy tűnik, sikerült megoldanunk. A hatósággal (Magyar Geológiai Szolgálat) egyeztetett megoldás lényege az, hogy a több szerződés alapján kivitelezett második fázis lezárására önálló kutatási terv készül, amelyet hatósági engedély alapján valósítunk meg, s az eredményről ugyan-csak engedélyezendő jelentés formájában számolunk be.

Ez a lezáró kutatás az eddigi adatok összefoglaló értékelését és kiegészítő kutatás lefolytatását jelenti, eredményei alapján születhet döntés a telephely továbbkutatásának célszerűségéről és tartalmáról.

Az üveghutai telephely kutatása tehát nem fejeződött be, sőt az eddigi adatok összesítése sincs lezárva. Ennek ellenére úgy gondoljuk, hogy az eredmények közzététele szükséges és időszerű. A telephelykutatás tudományos eredményeit a jelen kötet tanulmányai ismertetik. Az alábbiakban a kutatás egészéről adunk átfogó képet. Először a telephely-kijelölési, utána a telephely-kutatási munkálatokat, végül pedig a kialakult összképet vázoljuk, majd zárószót adunk.

2. Telephely-kijelölés

A telephely-kijelölés első lépése a kutatandó körzet pontosabb lehatárolása volt. A körzetet a projektirányítás jelölte ki (2. ábra) úgy, hogy az:

- teljes egészében Bataapáti község határán belül essen,
- a községhatártól 500 m-nél távolabb legyen,
- a település körvonalától 1000 m-nél távolabb legyen.

E szempontokhoz hozzátettük a Mecsekalja-öv kizárását 1 km-es védősávval.

Az előzetes műszaki koncepció (Calamites 1996) a tárolót vízszintes, egy szinten kihajtott, párhuzamos vágatok rendszereként javasolta. A telephely kijelöléséhez a tárolóter burkolóidomát, egy 300×600 m-es téglalapot vettük alapul. A továbbiakra két lehetőséget láttunk:

1. A kizárások után fennmaradt területet egyenletesen megkutatjuk, s a kapott eredmények alapján jelölünk ki egy 300×600 m-es területet további kutatásra.
2. Előzetes hidrodinamikai modellezéssel tisztázzuk, milyen domborzati környezet a legkedvezőbb a telephelynek, kijelöljük a 300×600 m-es téglalap minden, ezt a követelményt kielégítő lehetséges helyzetét, s a kutatást az így kapott potenciális telephelyekre koncentráljuk. A telephely-kijelölés így választás lenne az előzetesen körvonalazott potenciális telephelyek közül.

Úgy gondoltuk, hogy a második megoldás jóval kevesebb munkával és költséggel jár, ezért azt választottuk. Az előzetes hidrodinamikai modellezés rávilágított arra, hogy a legkedvezőbb körülmények nagyobb dombtetők alatt vannak. A kizárások után fennmaradt területen öt olyan dombtetőt találtunk, amelynek mérete elegendőnek látszott egy 300×600 m-es telephely számára (2. ábra).

A körzet földtani és vízföldtani térképe már előzőleg elkészült (CHIKÁN 1997, BALLA et al. 1997), a telephely-kijelöléssel egy időben a vízföldtani észlelések ismétlése és sűrítése folyt. Mindez jó alapot szolgáltatott a telephely-kijelölési munkálatok tervezéséhez és értelmezéséhez. A kutatás 1997 márciusában indult meg.

Az egész Mórággy-rög területén gránit csak a völgytalpon és a mélyebb völgyek oldalában bukkan elő, a dombokon a gránitot pliocén–negyedidőszaki üledékek fedik, 50–60 m-t is elérő vastagságban. Alapvetően fontos volt tudnunk, milyen vastag ez a fedő üledékösszlet, és kb. milyen felépítésű. Az öt potenciális telephely közül három fúrással tártuk fel a gránitot. Ezekre a fúrás adatok oldalirányú kiterjesztésére, a másik két telephelyen a vastagság és felépítés meghatározására refrakciós szeizmikus és geoelektromos méréseket végeztünk a telephelyi dombgerincek mentén. A fúrás rétegsorok párhuzamosítása és a geofizikai szelvények alapján kitűnt, hogy a gránit felszíne igen egyenletes, a fedő üledékösszlet rétegsora kitartó. A kapott adatokra támaszkodva új szemléletű aljzatterképet szerkesztettünk. Ez világosan mutatja a lapos felszínbe vágódott meredek völgyeket. Kimutattuk, hogy a talajvízszint igen mélyen, 50–70 m-es mélységben, jobbára a gránit felső, mállott részén, vagyis a teljes üledéksor a háromfázisú, telítetlen övben van.

A felszín alatti vizek áramlási rendszerében a dombtetők leszivárgási területet képeznek. A teljes áramlási rendszer megismerésébe a megcsapolási övek, azaz a völgyek tanulmányozása is beletartozik. Ezért a potenciális telephelyek közötti és melletti völgyekben geofizikai szelvényeket telepítettünk, s egyes pontokon sekélyfúrásokat mélyítettünk. A geofizikai mérések közül elvégeztük mindazokat, amelyeket a dombtetőkön, emellett egy sor egyéb módszerrel alkalmaztunk a céllal, hogy esetleges vízfeláramlási öveket mutassunk ki. Bár e szelvényekből meglehetősen heterogén felépítés rajzolódott ki, határozott vízfeláramlási öv nem körvonalazódott (RÁNER et al. 1997).

Összesen 24 sekélyfúrást mélyítettünk, a dombtetőre telepített három mellett ötöt közülük lejtőn, átmeneti helyzetben, a többi völgytalpon, ismert vagy feltételezett megcsapolási pontokon. Négy helyen két-két fúrás (fúrás párt) – egy 50 és egy 14–20 m-est – telepítettünk, s ezekkel közvetlenül igazoltuk, hogy a völgytalpak alatt a vízáramlás felfelé irányul.

A kapott adatokat földtani és vízföldtani térmodellben összesítettük, s annak alapján háromdimenziós hidrodinamikai modellezéssel imitáltuk a terület felszín alatti vizeinek áramlási rendszerét. Külön-külön mind az öt potenciális telephelyre meghatároztuk az áramlási pályákat és a felszínre érési időket, s ennek alapján megállapítottuk, hogy az öt telephely közül a 4. és az 5. mutatkozik a legjobbnak. Továbbkutatásra a 4. számút javasoltuk, elsősorban abból a megfontolásból, hogy közelebb van a regionális áramlásrendszer központjához (a talajvíztűköt tetővidékéhez), így vízföldtani helyzete általában véve kedvezőbb, mint az 5. számúé. A hidrodinamikai modellezés nyomán a telephely körvonalát kissé elcsúsztattuk és elforgattuk, hogy a modellezéssel kapott áramlási képben kedvezőbb helyre kerüljön. A Szakértői Bizottság elfogadta ezt a javaslatot, s így a továbbkutatás a 4. sz. potenciális telephelyen kezdődött meg, 1997 augusztusában.

3. Telephelykutatás

A telephelykutatás három önálló szerződés alapján történt. Az első – ugyanaz, amelynek alapján a telephelyet kijelöltük – azt a feladatot fogalmazta meg, hogy négy mélyfúrással és az azok közvetlen környezetében lefolytatott jelentős volumenű geofizikai méréssel teljesítsük a Záródokumentumban körvonalazott három szakasz közül a másodikat, és adjunk véleményt a telephely alkalmasságáról, hogy pozitív következtetés esetén megtervezhető legyen a harmadik, a kutatást lezáró fázis.

A másik két szerződés egy időközben megszületett PHARE-pályázat nyomán keletkezett. Az egyik szerződés a pályázat nyertese, egy belga–finn konzorcium (Belgatom-IVO, 1999-től Belgatom-Fortum) és a MÁFI között jött létre. Ennek lényege az volt, hogy az Európai Unió pénzügyi támogatást ad a telephelyi fúrások interferenciás kútvizsgálatához, és műszaki-tudományos segítséget a telephelyi adatok és eredmények értelmezéséhez, valamint a továb-

bi feladatok meghatározásához. A másik szerződést (közbeszerzési pályázat nyomán) az RHK Kht. kötötte a MÁFI és a Golder Associates (Magyarország) Kft. konzorciumával két új fúrás lemélyítésére a telephelyen, ezek földtani, geofizikai, hidrodinamikai és hidrogeokémiai vizsgálatával, lényegileg a PHARE-szerződés kiegészítéseképpen, annak hazai támogatásaként.

Az alábbiakban a munkálatokat két csoportban ismeretjük: külön az első négy fúrást és a kapcsolódó munkákat (1997–1998) és külön a két újabb fúrást és az interferenciás kútvizsgálatot (1998–1999).

3.1. 1997–1998. évi munkálatok

A telephely kutatását első lépésben 4 db mélyfúrással terveztük. Kezdetől fogva tisztában voltunk azzal, hogy a gránittest alkalmasságát radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából elsősorban két fő tulajdonsága határozza meg: vízáramlási rendszere és mechanikai állékonysága, s hogy mindkettőt döntően a törések és különösen a töréses övek befolyásolják. Ezért igen fontosnak tartottuk, hogy a fúrások és fúrások körüli térségről is minél hitelesebb képet alakítsunk ki, különös tekintettel töréses övek kimutatására és helyzetük meghatározására, amelyet elsősorban lyukközi geofizikai mérésekkel kívántunk elérni.

E szempont maximális érvényesíthetőségét abban látjuk, hogy a négy fúrást egy olyan rombusz csúcsaira telepítettük, amelynek oldalai és rövid átlója egyaránt kb. 200 m (3. ábra), ami összesen öt fúráspárban teremtett lehetőséget lyukközi geofizikai mérésre (a másik átló csaknem 350 m-es hossza ehhez az előzetes becsléseink szerint már túl nagyra tűnt). A rombuszt a megkutatandó téglalapon belül úgy helyeztük el, hogy központjuk egybe essen, s a rombusz rövid átlója a téglalap rövid oldalával legyen párhuzamos. A rombusz É-i csúcsán lévő fúrás (Üh-2) mélységét 500, a másik háromét (Üh-3, Üh-4, Üh-5) 300 m-ben határoztuk meg. A lyukközi méréseket szeizmikus abszorpció és sebességtomográf módszerrel terveztük, ezek mellett még lyuk-felszíni reflexiós szeizmikus méréseket is előirányoztunk.

A téglalap oldalával párhuzamosan, a fúrásokon át hosszanti és haránt irányú geofizikai szelvényeket terveztünk, amelyek mentén egyrészt – az előző fázis dombtetői szelvényeihez hasonlóan – refrakciós szeizmikus és geoelektromos méréseket irányoztunk elő az üledékösszlet főbb egységeinek és a gránitfelszínnek a pontosabb követésére, másrészt refrakciós sebességtomográf és reflexiós szeizmikus méréseket a gránittest belső felépítésének tanulmányozására. Ugyanebből a célból – kihasználva, hogy a telephelyet dombtetőn jelöltük ki – a szomszédos völgyek és lejtők szintjén, kb. tszf. 205 m-en szeizmikus abszorpció tomográf méréseket végeztünk a telephely vízszintes metszetének tanulmányozására. A sokféle szeizmikus módszer együttes alkalmazásának fő indoka az volt, hogy integrált értékelésükkel megbízhatóbb eredményre lehet jutni.

Tekintettel arra, hogy nem tudtuk, mennyire lesz eredményes a lyukközi és lyuk-felszíni, valamint a szelvény

menti refrakciós sebességtomográf és reflexiós mérés, ugyanakkor költségigénye igen nagy volt, mindezen méréseket két ütemben terveztük, azzal hogy az elsőben csak egy-két szelvényt mérünk, s a kapott eredmények alapján döntünk a további mérések célszerűségéről.

A felszíni reflexiós mérésekből kapott szelvény rajzolata – általános jellegében kissé torzulva ugyan, de – gyakorlatilag a felszíni domborzatot ismétli. Mivel földtanilag elképzelhetetlen, hogy egy mélyen erodált korakarbon korú intrúzió belső felépítése a rátelepülő 50–60 m vastag üledékösszleten keresztül befolyásolja a mai domborzatot, valószínűnek tartjuk, hogy a reflexiós rajzolat olyan domborzati hatást tartalmaz, amelyet a feldolgozás során nem sikerült eltávolítani. Más szóval ez a kép nem tükröz földtani realitást. A refrakciós sebességtomográf szelvény sem független a domborzattól, amellet feltűnő benne a sebességeloszlás vízszintes sávozottsága, amely egy idős gránitban rendkívül valószínűtlen.

A vízszintes abszorpció tomográf metszeten szűréssel láthatóvá tett lineamensek (SZÜCS et al. 2000) egyrészt nincsenek összhangban sem a törési síkoknak, sem a hidrodinamikai kapcsolatok övének uralkodóan meredek dőlésével, másrészt az észlelési rendszer különböző elemeit követik, így földtani eredetük kétséges. Hasonló a helyzet a lyukközi abszorpció tomográfiával is. A mérési elrendezéssel kapcsolatba hozható elemeken túl megmaradó lineamenseket egyik esetben sem sikerült meggyőző kapcsolatba hozni más (földtani és geofizikai) információ alapján feltételezett töréses övekkel.

A lyukközi sebességtomográf szelvényeken olyan sebességeloszlás jelent meg (HERMANN et al. 2000), amely nagy vonalakban összhangban állt a kőzetek más forrásokból megismert mechanikai tulajdonságainak eloszlásával, azonban e képek alapján nem lehetett töréses öveket kimutatni. Nem mutattak ki töréses övként értelmezhető síkszerű szerkezeti elemet a lyuk-felszíni reflexiós szeizmikus mérések sem.

A szeizmikus mérések nyomán szerkesztett függőleges és vízszintes szelvények tehát nem adtak olyan képet, amely a telephely földtani felépítésének megértéséhez hozzájárult volna, a különböző szelvényeken felismerni vélt elemeket nem sikerült egyeztetni. A szeizmikus mérések szinte minden változatával kapcsolatban az vetődött fel, hogy az ábrázolt képeknek nem minden eleme a földtani felépítéssel, hanem közülük több vagy kevesebb a mérési elrendezéssel és/vagy a feldolgozási módszerrel áll kapcsolatban. Elsődleges kérdéssé vált tehát, milyen biztonsággal válogathatók le azok az elemek, amelyek a földtani felépítést tükrözik. Érdemi válasz hiányában arra a döntésre kényszerültünk, hogy további szeizmikus méréseket nem végzünk.

A telephelyről tehát gyakorlatilag csak a fúrások és a környezetben a telephely-kijelölés során végzett földtani, vízföldtani és geofizikai munkák alapján tudtunk képet alkotni. A fúrásokról részletes műszaki és földtani dokumentáció készült, a fúrómagot szkenneltük és beható tektonikai vizsgálatnak vetettük alá. A fúrólyukakban komplex

mélyfúrás-geofizikai és akusztikus lyuktelevíziós méréseket folytattunk le. Minden fúrást két lépcsőben pakkeres kút-vizsgálatnak vetettünk alá, az elsőben kb. állandó lépésű gyorsteszttekkel, a másodikban kiválasztott szakaszokon hosszú idejű tesztekkel.

A kapott adatokat földtani és vízföldtani térmodellben összesítettük, s az eredmények alapján javasoltuk a telephely továbbkutatását (BALLA et al. 1998). A Szakértői Bizottság ezt a javaslatot támogatja.

3.2. 1998–1999. évi munkálatok

Az üveghutai telephely alkalmasságát lényegileg két fő szempont szerint ítélni lehet: az egyik hidrogeológiai, a másik közetmechanikai. A telephelynek az első szerint a D-i, a második szerint az É-i része tűnt kedvezőbbnek. Az É-i rész hidrogeológiai problémája az Üh-2 fúrással feltárt, feltehetőleg meredek dőlésű, közel K-Ny-i csapású, alacsony nyomású töréses öv volt (l. a 4.1.2. fejezetben). Úgy gondoltuk, hogy ez a probléma egy keskeny övre korlátozódik, ezért a továbbkutatandó terület rész kijelöléséhez a közetek állékonyságát vettük alapul, s a telephely É-i felét választottuk.

Az 1997–1998. évi kutatás nyomán világossá vált, hogy a fúrások közti 200 m-es távolság túl nagy ahhoz, hogy akár gránitos rétegsoraikat, akár vízföldtani paramétereiket párhuzamosítsuk. Ezért a továbbkutatás során csökkentettük a fúrásközöket: az egyik fúrást (Üh-22) a kutatási rombusz É-i felének közepe tájára, a másikat (Üh-23) a rombusz É-i csúcspól É-ra telepítettük. Mivel az 500 m-re tervezett Üh-2 fúrást kénytelenek voltunk 382 m-ben leállítani, helyette az Üh-22 fúrás mélységét terveztük 500 m-re. Az Üh-23 mélységét a többihez hasonlóan 300 m-re irányoztuk elő.

A két új fúrásban ugyanazt a vizsgálatot – műszaki és földtani dokumentáció, magszkenelés és tektonikai vizsgálat, komplex mélyfúrás-geofizikai és akusztikus lyuktelevíziós mérések, két lépcsőben pakkeres kút-vizsgálat – folytattuk le, mint az első négyben.

Az interferenciás kútvizsgálatba mind a hat fúrást bevontuk. Előkészítésként a négy korábbi lyukat kitisztítottuk, s mind a hat fúrásban hőimpulzusos áramlásmérést végeztünk. Jelet a központi helyzetű Üh-22 fúrás két szakaszáról adtunk, s a választ a többi öt fúrás öt-öt, pakkerekkel elválasztott szakaszán mértük.

Lyuk-felszíni szeizmikus reflexiós módszerrel két szelvényt mértünk.

Az interferenciás kútvizsgálatok és a hőimpulzusos áramlásmérés alapján, valamint az eddigi hidrogeokémiai adatok értékelésével az egész telephelyről átfogó képet adtunk. Egyéb vonatkozásokban a két új fúrást értékeltük, s a kapott képet csak a legáltalánosabb szinten vetettük össze a korábbival. Megállapítottuk, hogy az újabb eredmények igazolták a telephely pozitív megítélését, de a szükséges mértékű megismeréshez további kutatást kell lefolytatni (BALLA et al. 1999).

3.3. Megkutatottság

A hat telephelyi mélyfúrás közül négy (Üh-5, Üh-22, Üh-2 és Üh-23) egy 461 m hosszú, kb. É-D-i irányú szelvényt jellemez a dombgerinc mentén. A szelvény mind É, mind D felé gyakorlatilag nyitott, benne létesítményt befogadó közzettest körvonalazására nincs lehetőség. Harántirányban két fúrás (Üh-3 és Üh-4) lép ki, egyazon vonal mentén kétfelé kb. 100-100 méterrel (3. ábra), ez azonban területi jellemzéshez nyilvánvalóan nem elég.

A hat telephelyi mélyfúrás elegendő ahhoz, hogy a telephely egészének alkalmasságát pozitívan ítéljük meg, de nem teszi lehetővé a hulladéktároló befogadó közzettestének kijelölését és lehatárolását.

4. A kialakult összkép

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok mélységi tárolójával kapcsolatos jogszabályi követelményeknek három fő csoportját különíthetjük el: a telephely kijelölésére, tulajdonságaira és 600 évre előre jelezhető viselkedésére vonatkozókat. A telephely-kijelölési követelményeket korábbi munkálataink során érvényesítettük (BALLA 1997). Nagy részük (pl. nemzeti parkok, ivóvízbázisok és nyersanyagtelepek elkerülése) felülvizsgálatára nincs szükség, de egyeseket (pl. földrengésvészély és fiatal tektonizmus) az előre jelezhető viselkedés kapcsán újra értékelni kell. Az alábbiakban e két témakörben adunk átfogó értékelést, amelynek részletei a jelen kötet tanulmányaiban találhatóak meg.

4.1. Az üveghutai telephely főbb tulajdonságai

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok mélységi tárolójának földtani alkalmasságát befolyásoló tényezők két csoportba vonhatók össze: az egyik a befogadó közzettel, a másik a felszín alatti vizek áramlási rendszerével kapcsolatos. Az alábbiakban ezeket ismertetjük, majd összefoglalóan értékeljük az üveghutai telephely főbb tulajdonságait.

4.1.1. Az üveghutai telephely befogadó közzete

A befogadó közzettel szemben támasztott *jogszabályi követelmények* a következők:

- elegendő térbeli kiterjedés,
- megfelelő homogenitás,
- kis vízvezető képesség,
- a kiszabaduló radioaktív szennyezés megkötése.

Teljesülésük az alábbiakban vázolható.

A Mórággy-rög gránitjának *térbeli kiterjedése* (a felszínen kb. 18×7 km) nyilvánvalóan elegendő.

A *homogenitás* tartalmára nincs semmiféle definíció. A természetben abszolút homogén közzet nem létezik: gondoljunk pl. arra, hogy a közzetek döntő többsége különböző összetételű ásványokból áll, vagyis eleve inhomogén, de azt is felvethetjük, hogy közzetreszek és törések jelenléte természetes tulajdonsága a közzetek nagy részének, amely ebből a szempontból sem homogén. Ez a jogszabályi követelmény

tehát Damoklész kardjaként fog lógni a kutatók felett, akik csak abban bizhatnak, hogy a hatóságban lesz annyi józan megfontolás, hogy a teljesülést mértéktartóan ítélje meg. Megjegyezzük, hogy a homogenitás követelménye a nemzetközi – és a rendelet megjelenése előtti hazai – gyakorlat szerint a *kőzettani összetételre* vonatkozik. Ebből a szempontból az üveghutai gránit inhomogenitása elenyésző: a térfogatának meghatározó részét képező kőzetváltozatok összetétele monzogranit vagy kvarcmonzonit, ritkán granodiorit vagy kvarcmonzodiorit, s ezzel kapcsolatos különbségek a – gyakorlati szempontból egyedül fontos – kőzetmechanikai paraméterekben nem jelentkeznek.

A *vízvezető képesség* értékét a kútvizsgálatok során *in situ* mérésekkel határoztuk meg. Közvetlenül transzmisszivitást mértünk, amelyből a mérési szakaszok hosszával osztva kaptunk szivárgási tényezőt. A mérési szakaszok többnyire 9-10 m-esek voltak. Mind a mért, mind a számított értékek ezeket a szakaszokat jellemzik, és nem valamilyen természetes egységeket. A gránit vízvezető képessége törésekhez kötődik, ezért igen fontos kérdés, mennyivel nagyobb a szivárgási tényező a töréses övekben, mint a közeikben lévő repedezett gránitban. Ezért a teljes mérési adathalmazt két részre bontottuk: az egyikbe azok a mérési szakaszok kerültek, amelyek jelentős hányadát töréses övek tették ki, a másikba azok, amelyekben belül a töréses övek, törések és repedések a mérési szakasz teljes hosszának elhanyagolható részét képezték („alapgránit”). A két halmaz eloszlása (4. ábra) lognormális jellegűnek és hasonlóknak bizonyult: az alapgránit és a töréses övek középértékében mindössze egy nagyságrendnyi eltérés mutatkozott, s mindkét középérték igen kicsi – $5,8 \times 10^{-10}$ és $5,5 \times 10^{-9}$ m/s – volt (az első esetben 6,4-, a másodikban 9,1-szeres szórással). Az üveghutai gránit tehát – függetlenül a töredezettség mértékétől – elegendően kis vízvezető képességű ahhoz, hogy radioaktív hulladékok tárolójának megfelelő mellékközetül szolgáljon (a kritikusok eszmeifuttatása a töredezettségről a vízvezető képesség konkrét értékeinek ismeretében figyelmen kívül hagyható). Összevetésképpen megjegyezzük, hogy a kis és közepes radioaktivitású hulladékok Finnországban működő tárolóinak gránitos mellékközetében a szivárgási tényező átlagértéke $1,0 \times 10^{-11}$ (Hästhölmén, ANTTILA et al. 1999a) és $2,5 \times 10^{-11}$ m/s (Olkiluoto, ANTTILA et al. 1999b), aminél az üveghutai értékek mindössze egy nagyságrenddel nagyobbak. Az üveghutai gránitban ugyan jóval több a töréses öv, és ezek gyakorta nagyobbak, mint Finnországban, azonban szivárgási tényezőjük igen kicsi, mert kitöltésükben rendszeresen sok az agyagásvány, amely a repedéseket eltömíti.

A tárolóból esetleg *kiszabaduló radioaktív szennyezés* a felszín alatti vizekkel együtt elsősorban törések mentén vándorol. A töréses övek agyagásványos kitöltése (elsősorban montmorillonit) a szennyezést legalább részben megköti, hozzájárulva a telephely alkalmasságához.

4.1.2. Az üveghutai telephely felszín alatti vízáramlási rendszere

A felszín alatti vízáramlási rendszerre vonatkozóan két *konkrét* jogszabályi követelmény van. Az egyik az, hogy a tároló felett földtani gát terelje el a lefelé irányuló vízáramlást, a másik az, hogy a tároló környezetében a víznyomás lefelé csökkenjen. Emellett *általános* követelmény, hogy ez a rendszer a kiszabaduló radioaktív szennyezés felszínre jutását késleltesse és koncentrációját hígítsa.

A *lefelé irányuló vízáramlást a tároló felett oldalirányban elterelő földtani gát* kétségtelenül létezik. Az üveghutai telephelyen a talajvízszint jobbra a mállási öv felső részét alkotó repedezett, széteső gránitban van, amelynek vízvezető képessége minden bizonnyal jóval nagyobb, mint az alatta települő gránit, de omlékonysága miatt nem volt benne pakkeres kútvizsgálat. A talajvíztükör alatt, a mállási kéreg alsó részén másodlagos hematit, kalcit és illit-montmorillonit feldúsulásával cementációs zóna alakult ki, amelyben a szivárgási tényező a repedések eltömődése következtében feltehetőleg lecsökken. A cementációs zóna határozott elterelő hatást fejt ki: a felette, legfeljebb néhány tucat m vastagságú részben lévő talajvíz döntő hányada (90-95%) főleg oldalirányban, a völgyek felé vándorol, s a beszivárgó víznek csak igen kis hányada jut a mélybe.

A *tároló környezetében a víznyomás csökkenése lefelé* a fúrások mentén a hosszú idejű kútvizsgálatok során mért vízszintek és a vízszintekből számított függőleges gradiensek eloszlásával illusztrálható. A vízszintek a fúrások nagy részében külön-külön és együttesen is egészükben véve lefelé csökkennek (5. ábra). A telephelyen mért gradiensek 70%-a lefelé mutat (6. ábra), az esetek további 10%-ában nincs érzékelhető gradiens, s a fennmaradó 20%-ban – öt esetben – van ellentétes, felfelé irányuló gradiens. Ez az öt eset négy különböző fúrás között oszlik meg (kettő a többi közül amúgy is kiugró Üh-2 fúrásban van); azaz nyilvánvalóan véletlenszerű jelenség, s az összképét nem befolyásolja.

Uralkodóan lefelé irányuló áramlást igazol az interferenciás vizsgálatok előtt és után kapott izotóp-geokémiai eredmények összevetése is. A vizsgálatok során 134,3 m³ víz 16,5 napon át tartó kiszivattyúzása nyomán a felszín alatti vizek összetétele az Üh-22 fúrásban megváltozott, s a változás jellege egyértelműen arra mutat, hogy a leszívott víz felülről lefelé, és nem oldalirányból pótlódott (HORVÁTH et al. 2000).

A radioaktív szennyezés felszínre jutásának késleltetése és koncentrációjának hígítása *minőségi* értelemben biztosan megvalósul. A felszín alatti vizek geokémiai adatokból becsült átlagos áramlási sebessége 0,1 m/év, ami kétségtelenül nagyfokú késleltető hatást fejt ki. A késleltetés fontos paramétere a vízáramlások intenzitása. Nagy (0,01 l/min) érzékenységgű hőimpulzusos áramlásmérésekkel egyetlen fúrásban sem sikerült természetes állapotban vízbeáramlást kimutatni. Az általában 10 m-es leszívással kapott értékek többnyire rendkívül alacsonyak (7. ábra), s a leszívás fokozásával növekednek (8. ábra), de még 100 m-t meghaladó leszívás esetén sem érik el a 10 l/min értéket.

A beszivárgó vizeknek kb. 90-95%-a, mint azt feljebb említettük, a talajvíztükör mentén oldalirányban, a szomszédos völgyek felé vándorol (l. feljebb), s a mélyből esetleg hozzákeveredő vizet – így a tároló felől érkezőt is – nagymértékben hígítja.

A késleltetés és a hígítás *menyiségi* hatása hidrodinamikai modellezéssel mérhető fel. Eddig a tiszta víz vándorlását, azaz a késleltetést modelleztük, a rendelkezésünkre álló eszközökkel, porózus közeg feltételezésével (a gránit esetében adekvátabb törésmodellezésre nem volt lehetőségünk). Minden eddigi adatunk arra mutat, hogy a tiszta víz felszínre érési ideje meghaladja azt a 600 évet, amely a radioaktív hulladékban mértékadónak tekintett ¹³⁷Cs-izotóp felezési idejének hússzorosa, s csak szándékosan felvett, különlegesen kedvezőtlen, a természetben elő nem forduló körülményekre kaptunk ennél két-háromszorta kisebb értéket. Végleges modellezési eredmény egyelőre nincs (a kutatás folytatódik), azonban az előzetes adatok biztatóak.

Törések modellezése kétféleképpen képzelhető el: determinisztikus és sztochasztikus módon. Determinisztikus modellezéshez – amely porózus közeggel is lehetséges – konkrét törések, sztochasztikus modellezéshez *töréshalmazok* geometriai (település és vastagság, dőlés és csapás menti kiterjedés), valamint vízföldtani paramétereit (szivárgási és tározási tényező, effektív porozitás) kell megadni.

Az üveghutai telephely jelenlegi tanulmányozottsági fokán csak azokról a törésekről van határozott képünk, amelyek vastagsága összemérhető a fűrőlyuk átmérőjével (96, ritkábban 75,8 mm) vagy annál kisebb. Ez az adathalmaz nyilvánvalóan csak sztochasztikus modellbe építhető bele. A lyukátmérőnél jóval nagyobb vastagságú töréses övek települése sem a fűrőmagban, sem az akusztikus lyuktelevíziós képekben nem határozható meg. Számos kísérlet történt arra, hogy a települést közvetett módon állapítsuk meg, pl. a kísérő kisebb törések jellemző irányából (MAROS et al. 2000; ZILAHÍ-SEBESS et al. 2000), azonban az így kapott adatokat a levezetésükhöz használt munkahipotéziseken kívül semmi nem támasztja alá. Jelenleg csak a két legnagyobb töréses öv helyzetét tekinthetjük biztosnak: az egyik az Üh-2 fúrás talpán, a másik az Üh-4 és Üh-5 fúrás közepe táján van, mindkettő függőleges vastagsága 35-40 m.

Az *Üh-2 fúrás töréses övében* mért vízszint mintegy 15-20 m-rel kisebb, mint a többi fúrás alapján várható lenne (5. ábra). Kb. ugyanilyen vízszinteket mértünk a fúrás magasabb szakaszain is, ami – figyelembe véve e szakaszok igen kis vízvezető képességét – arra mutat, hogy a talpon harántolt törés felfelé a fúrás közelében marad, vagyis igen meredek dőlésű. A lyuktelevíziós képeken mutatkozó közetrésmaximumok és a lyuk-felszíni reflexiók szeizmikus szelvényekben mutatkozó törésfelületek helyzete alapján feltételezzük, hogy a töréses öv dőlése kb. É-i. Ehhez a töréshez kötjük az üveghutai telephely legnagyobb potenciál-anomáliáját, amely azzal magyarázható, hogy hidrodinamikai kapcsolat van valamilyen felszíni megcsapolás felé. Egyenes irányú kapcsolatra gondolva, az Üh-2 töréses övét NyDŰy-KÉK-i csapásúnak kell feltételeznünk.

Az *Üh-4 és Üh-5 fúrás töréses övéről* a fúrásokénti ada-

tokból csak annyi derül ki, hogy csapása kb. egybeesik a két fúrást összekötő vonallal, azaz ÉK-DŰy-i.

Hidrodinamikai adatokból a telephely szerkezetének további részletei tisztázhatók. Az egyedi kútvizsgálatokból meghatározhatók a *vízszintes gradiensek*. Ezek eloszlásában (9. ábra) világosan elkülönül az Üh-2 fúrás potenciál-anomáliája, s a telephely jellemzésére a maradék használható fel. Az Üh-2-nél délebbi helyzetű négy fúrás (Üh-22, Üh-3, Üh-4 és Üh-5) elhelyezkedése alapján a vízszintes gradiensek négy irányban vizsgálhatók. Az irányok szerinti eloszlások elemzése alapján megállapíthatjuk, hogy ÉNy-DK-i és Ny-K-i irányban a gradiensek előjele egyforma (10. ábra), míg ÉK-DŰy-i és É-D-i irányban változókéony (11. ábra). A felszíni és a talajvíz-domborzati kép alapján feltételezhető regionális áramlás kb. DDK-ról ÉÉNy-ra irányul. A telephelyi áramlási kép ettől eltér, s arra mutat, hogy itt valamilyen helyi szerkezet az uralkodó áramlást óramutató-járással ellentétes irányban téríti el.

Ennek az eltérésnek megfelelő, NyÉNy-KDK-i csapású és meredek ÉÉK-i dőlésű vezető övet mutattak ki az *interferenciás kútvizsgálatok*: az Üh-22 fúrás alsó szakaszáról 9 napon át adott jelre az Üh-3 fúrás mind az öt és az Üh-4 fúrás alsó négy szakaszán kaptunk választ (12. ábra); a felső szakaszról adott hasonló jelre sehol sem volt válasz.

Meglepő volt, hogy az Üh-4 fúrásnak éppen az a felső szakasza nem válaszolt, amelyen az Üh-5 fúrással közös törés áthúzódik: a mélyebben lévő, kevésbé töredezett szakaszok hidrodinamikai kapcsolatot mutattak, az erősen összetöredezett szakasz nem. Ez véleményünk szerint arra mutat, hogy a töréses övet alulról szigetelő réteg kíséri. Ilyen szigetelő réteg pl. annak következtében jöhet létre, hogy a töréses övet kitöltő agyagásványok eltömik az öv környezetében lévő repedéseket. A vezető öv térbeli elhelyezkedéséből következően a töréses öv DK felé dől, dőlésszöge valószínűleg nagy.

A vázoltak nyomán megszerkesztettük a két legnagyobb töréses övet, valamint a hidrodinamikai kapcsolatok övének feltételezhető tengelysíkját (13-14. ábra), amelyet mindkét töréses öv elvág. A tengelysíkot kísérő öv vastagsága ismeretlen, de függőlegesen valószínűleg legalább 150 m-es.

Szembeötlő volt, hogy válaszokat 153-255 m távolságban lévő szakaszokon kaptunk, de az Üh-2 fúrás mindössze 86 m-re lévő töréses öve nem válaszolt. Ha figyelembe vesszük, hogy a hidrodinamikai kapcsolatok övét ez a töréses öv lezárja (azaz a kettő közvetlenül érintkezik egymással), a válasz hiányát úgy értelmezhetjük, hogy ezt a töréses övet is szigetelő réteg kíséri, szintén alulról. Egyelőre nem világos, hogyan értelmezendő az a tény, hogy az Üh-23 fúrás alsó részén a nyugalmi vízszint ugyanolyan alacsony, mint az Üh-2 fúrásban (5. ábra).

4.1.3. Az üveghutai telephely főbb tulajdonságainak összesítő értékelése

Az üveghutai telephely befogadó közege minden ésszerű szempontból alkalmas közeg hulladéktároló befogadására: mérete elegendő, homogenitása kielégítő, vízvezető képessége kicsi, az áramlási útvonalakon az esetleg kiszabaduló radioaktív szennyeződést repedéskitöltő montmorillonit köti meg,

A felszín alatt lefelé irányuló vízáramlást a tároló felett földtani gát tereli el oldalirányban, és a víznyomás a leendő tároló környezetében lefelé csökken. A vízáramlási rendszer az esetleg kiszabaduló radioaktív szennyeződés felszínre jutását késlelteti, koncentrációját hígítja. E hatások mennyiségi felmérése még hátravan, de az előzetes eredmények pozitívak. A tektonikai és hidrodinamikai adatok együttes értelmezése nyomán elkészítettük a telephely szerkezeti modelljét, amely alapul szolgálhat a további értékeléshez.

4.2. Az üveghutai telephely 600 évre előre jelezhető viselkedése

A jogszabály megköveteli, hogy kis és közepes radioaktivitású hulladékok tárolójára száz éves prognózis készüljön a földtani környezet geomechanikai, ásvány-kőzettani és geokémiai stabilitását, a vulkáni, szeizmikus, tektonikus, kiemelkedési-süllyedési, domborzati, éghajlati és lepusztulási folyamatok alakulását, valamint mindezeknek a hidrogeológiai képre gyakorolt hatását illetően. Az üveghutai telephely vonatkozásában a következőket állapíthatjuk meg.

A több mint 300 millió éves (korakarbon) korú gránit test *geomechanikai, ásvány-kőzettani és geokémiai stabilitása* 600 éves időtávlatban nemigen szorul külön bizonyításra.

Az időben és térben legközelebbi *vulkánkitörés* a bári volt, 2,17 millió éve és 18 km távolságban. Fiatalabb vulkáni tevékenység legközelebb a Keleti-Kárpátokban volt, innen 450-550 km-re. Nem látszik valószínűnek, hogy 600 éven belül vulkán törne ki Üveghuta környékén.

A *kiemelkedési-süllyedési, domborzati, vízrajzi, éghajlati és lepusztulási folyamatok* egymással szoros kapcsolatban állnak, s lényegileg csak két komponensük független: a kiemelkedés-süllyedés és az éghajlat-alakulás. A felsőpannoniai tengerparti üledékek ma tszf. 150-200 m körül nyomozhatók, ebből a teljes abszolút *kiemelkedés* sebességét – annak függvényében, hogy a kiemelkedés kezdetét a pannóniai tenger visszahúzódásától (5-6 millió év) vagy a pliocén tarkaagyag képződésének kezdetétől (~2,5 millió év) számítjuk – 0,03-0,08 mm/év-re becsülhetjük. A lösz-összlet fekvővonalán mérve a Mórágyi-rög pereme a környezethez képest kb. 25-30 m-rel emelkedik ki. Ha e relatív kiemelkedést a löszképződés kezdetétől (~750 ezer év) számítjuk, a sebességre 0,03-0,04 mm/év értéket kapunk, amely a hosszabb időszakra, más módszerrel kapott értékkel kb. azonos. 600 évre tehát nemigen lehet fél méternél nagyobb kiemelkedést prognosztizálni, ami teljesen elhanyagolható érték. Az *éghajlati* változás a legsúlyosabb esetben sem lehet más, mint egy újabb jégkorszak beállása, amikor a 700-750 ezer és 10 ezer év között uralkodó viszonyokkal kellene számolnunk. Erre a teljes időszakra 50-60 m vastag lösz-összlet felhalmozódása volt jellemző. Ezzel egy időben vagy később alakultak ki a mai völgyek, de ez mindenképpen alárendelt folyamat volt. A domborzat, a vízrajz és a lepusztulás a kiemelkedés és az éghajlat függvénye, tehát a fentiek fényében száz év alatt a hatásuk jelentéktelennek vélhető, s a 200 m körüli mélységben elképzelt tároló szempontjából elhanyagolható.

A *szeizmikus stabilitás* megítéléséhez, a hazai földrengésekre vonatkozóan a XVIII. századtól kezdve van elegendő adatunk, az azóta eltelt idő csaknem a fele annak, amelyre prognózist kell adnunk. Ez alatt a mintegy 250 év alatt Üveghuta környéke Magyarország földrengésekkel egyik legkevésbé sújtott vidéke volt. A nagyobb hazai földrengések kivétel nélkül olyan körzetekben jelentkeztek, ahol előtűk és utánuk a gyenge földrengések jóval gyakoribbak voltak, mint másutt, ezért elrendeződésük általános jellege törvényszerűnek vélhető (BALLA et al. 1993). Feltételezhetjük tehát, hogy Üveghuta környékén az elkövetkező száz évben sem lesz jelentősebb földrengés. Megjegyezzük még, hogy a legerősebb hazai földrengések olyan környezetben jelentkeztek, ahol a laza üledékek vastagsága nagy volt, és a talajvíz többnyire kis mélységben volt. Mindkét tényező felerősíti a földrengések hatását, akárcsak az a körülmény, hogy a földrengéseket a felszínen észlelték. Az üveghutai tároló várhatóan a felszín alatt 200 m-rel, sziklaközetben, melyen a talajvízszint alatt lesz, ezért megkockáztatjuk azt a feltevést, hogy benne még a legerősebb hazai földrengés sem tenne komolyabb kárt.

Külön kérdés, hogy egyáltalán milyen kár várható egy földrengés hatására az üveghutai telephelyen. Úgy gondoljuk, hogy a károk két kategóriája tételvezhető fel: a műszaki gátak rongálódása és a felszín alatti vizek áramlási rendszerének átalakulása. A műszaki gátak rongálódásának két típusával számolhatunk: az egyik a megrázottság, a másik a törés menti elmozdulással kapcsolatos nyírás következménye. A megrázottság kivédhető, ha a tervezéshez meghatározzuk és figyelembe vesszük a várható gyorsulást. Ez tehát nem alkalmassági kérdés. A törés menti elmozdulással kapcsolatos nyírás valószínűleg nem hárítható el műszaki eszközökkel, Magyarországon azonban ilyen még a legerősebb földrengésekkel kapcsolatban is csak az epicentrumok legfeljebb 1 km-es körzetében észleltek, mégpedig a felszínen. Az, hogy az üveghutai telephely egy erős földrengés epicentrumába kerüljön, mint láttuk, igen valószínűtlen.

A felszíni vizek áramlási rendszerének átalakulása a móltra vonatkozó adatok értékelésével becsülhető fel. Két független adatsorozatunk van. A várható telephely szintjén a felszín alatti vizek izotópkora több ezer, esetenként 10-20 ezer év, amiből az következik, hogy ennyi idő óta nem volt olyan hidrogeológiai változás, amely a felszín alatti vizek áramlási rendszerét lényegesen megváltoztatta volna. Az agyagos repedéskitöltéseken kapott K/Ar korok a krétába estek, ami igen nagy fokú stabilitásra mutat. A karbonátos repedéskitöltésekből meghatározott ¹⁴C-korok mindegyike meghaladta a 45 000 évet (a kimutatási határt), ami ugyanúgy értelmezhető. Nincs tehát semmi kézzelfogható jele annak, hogy az utolsó 50 000 éven belül valamiféle hidrogeológiai átrendeződés játszódott volna le, s ez elég ahhoz, hogy ne számoljunk ilyennel az elkövetkező 600 évben sem.

A *tektonikai stabilitást* illetően jogszabályi követelmény, hogy a telephelyen ne legyen olyan törés, amely mentén az utolsó százezer évben felszínig hatoló elmozdulás volt. A gránitot fedő tarkaagyag- és lösz-összlet rétegsorát igen részletesen színteztük, s a szinteket a fúrású rétegsorok alapján

az egész kutatási területen végigkövettük. Megállapítottuk, hogy a teljes fedő üledékösszletben a telephelytől számított 3-4 km távolságig nincs semmiféle megszakadás, azaz nincs töréses elmozdulás. Mivel a tarkaagyag bázisának kora 2,5 millió évre tehető, törések hiányát a telephelyen és környezetében nemcsak az utolsó százezer, hanem az utolsó 2,5 millió évre is bizonyítottan vehetjük.

A telephelytől É-ra 3 és K-re 4 km távolságban a megszerkesztett, erősen túlmagasított szelvényekben a teljes lösz-összlet 25-30 m-es levetése rajzolódik ki. Ezt a levetést a szelvények között a mai domborzat alapján vezetett cikcakkos töréshez kapcsolják (MARSÍ et al. 2000), amelynek korát a holocénre rögzítik. Ha azonban a szelvényeket túlmagasítás nélkül vesszük szemügyre, megállapíthatjuk: levetés helyett 1°-osnál is kisebb lehajlást elegendő feltételeznünk a jelenség magyarázatáért. Ilyen lapos lejtőket a lösz levegőből hulló anyaga minden bizonnyal be tud fedni, vagyis a hajlatok akár a löszképződés előtt is létrejöhetnek. Nincs kizárva az sem, hogy a hajlatok a löszképződés alatt keletkeztek – nincs semmi adatunk koruk megállapításához. Annyi azonban világos, hogy a túlmagasított szelvények alapján berajzolt törések létezése erősen kétséges.

4.3. Az üveghutai telephely összesítő értékelése

Az üveghutai telephely mind főbb tulajdonságait, mind 600 évre előre jelezhető viselkedését tekintve alkalmasnak látszik kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére. Ez a minősítés előzetes: az alkalmasságot végeredményben – a nemzetközi gyakorlattal összhangban – biztonsági értékelésnek kell majd igazolnia vagy cáfolnia. Az előzetes biztonsági értékelés az alkalmasságot illetően nem adott alapot semmiféle kételyhez. A hazai jogszabály az általa előírt földtani alkalmassággal szemben a nemzetközi gyakorlat fényében túlzottan részletes követelményeket támaszt (WATRP 1999). E követelmények nagy részét az üveghutai telephely – mint láttuk – kielégíti, s csak néhány esetben kell azt mondanunk, hogy a követelmények teljesülése mennyiségi értelemben további bizonyítást igényel. Ilyen bizonyításra van szükség a hidrodinamikai modell részleteit és a földrengés-veszélyeztetettségét illetően.

Megjegyezzük, hogy a kritikusok által oly sokat emlegetett *közetfeszültségről* a jogszabály szót sem ejt, benne az ehhez legközelebb álló fogalom a *geomechanikai stabilitás*. Ezt a stabilitást illetően 600 évre semmiféle kétségünk nem lehet (l. a 4.2. fejezetben). A közetfeszültség-vizsgálatot – eredeti, 1996-os elképzeléseinkkel (vö.: 3. fázis) összhangban – a további kutatás során lefolytatjuk, az eredmény azonban nem alkalmassági, hanem tervezési paraméter lesz.

5. Zárószó

Az eddigi hat mélyfúrás és a kapcsolódó sokrétű vizsgálat elegendő adatot szolgáltatott ahhoz, hogy az üveghutai telephelyet a nemzetközi gyakorlatban követett elvek alapján földtanilag alkalmasnak nyilvánítsuk. Az 1997. no-

vember vége óta érvényes hazai jogszabályozásnak a nemzetközi gyakorlathoz képest túlzottan részletező (WATRP 1999) követelményei szerint azonban a földtani alkalmaság egyelőre nem mondható ki.

Gyakorlati szempontból a kétféle megítélés között nincs különbség: mindkettő értelmében további kutatásra van szükség (ez a nemzetközi gyakorlat és a Záródokumentum [Burson-Marsteller... 1996] 3. fázisa), s csak utána következhet az engedélyeztetés. Ezért állunk értetlenül azzal a kritikával szemben, amely a nemzetközi gyakorlattal összhangban kimondott földtani alkalmasságot a hazai jogszabályi előírásra hivatkozva kérdőjelezte meg, s ezt használta érvelő a kutatás leállításának követeléséhez. A kritikát a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ) szakértői felülvizsgálata nem támogatta, ellenkezőleg, megállapította (WATRP 1999): az üveghutai telephely kiválasztásához vezető folyamat helyes volt, a telephelykutatás a nemzetközi gyakorlatnak megfelelően történt, a telephely földtani alkalmasságát illetően nem merült fel érdemi kétely, a kutatást folytatni kell. Így annak a kritikának, amely kutatásainkat és a telephelyet érte, egyetlen eredménye volt: a továbbkutatás legalább egy éves halasztása, amelynek társadalmi vagy gazdasági hasznossága erősen kétséges.

Mind a hazai, mind a nemzetközi előírások szerint az alkalmasságot illetően a végső szót biztonsági értékelés mondja ki, amely megállapítja azt a maximális sugárterhelést, amelyet a tároló a környezetben okozhat. Az 1999-ben készült köztes biztonsági értékelés (Belgatom 1999) azt mutatta, hogy a sugárterhelés öt-hét nagyságrenddel alatta marad az előírtnak, vagyis igazolta az üveghutai telephely alkalmasságát.

Az üveghutai telephely kutatása nem fejeződött be. A további kutatásnak az említett mennyiségi bizonyításon túlmenően elsősorban arra a kérdésre kell választ adnia, hogy konkrétan milyen térképi és szelvénybeli határokkal körülvett közettömbön belül célszerű a létesítményt elhelyezni. Ehhez jelenleg a fúrások mennyisége nem elegendő, ezért csak *szempontokat* lehet adni:

1. A tárolótér kialakítására alkalmas – töréses övek közé zárt – közettömbök kiterjedése függőleges irányban meghaladhatja a vízszintest, de legalábbis összemérhető vele. Ez lényegesen eltér az eredeti mérnöki koncepciótól (Calamites 1996), amely a tárolóteret egy szintben képzelte el. Olyan új mérnöki koncepcióra van tehát szükség, amely a tároló alakját és méretét a konkrét földtani viszonyok figyelembevételével határozza meg. A befogadó közettömb alakja és mérete ebből lesz levezethető, ennek ismeretében kerülhet sor az illető közettömb kijelölésére.
2. Az Üh-2 fúrás – valószínűleg töréses övvel kapcsolatban álló – nyomásanomáliáját a kijelölésnél el kell kerülni.
3. A kijelölés során elsősorban hidrogeológiai és közetmechanikai szempontokat kell figyelembe venni. A hidrogeológiai körülmények főleg az elhelyezés biztonságát, a közetmechanikai viszonyok döntően a vághajtás műszaki körülményeit és költségeit befolyá-

solják. A létesítmény számára lehetőleg mindkét szempontból optimális közettömeget kell körülhatárolni.

A továbbkutatás fő eszköze csak mélyfúrás lehet: mindaddig, amíg a létesítményt befogadó közettömeget ki nem jelöltük, még az sem világos, hova kellene irányítani a vágatokat, márpedig a vágathajtás költsége és ezzel kapcsolatos kockázata igen nagy. Figyelembe kell azt is venni, hogy a

bányavágatok óhatatlanul megbontják mind a hidrodinamikai, mind a hidrogeokémiai állapotot, lehetetlenné téve a telephely legfőbb földtani gátjának, a felszín alatti vizek áramlási rendszerének a további tanulmányozását, azaz a telephely vízföldtani értékelését. Mindaddig nem lehet a leendő tároló térségének akár a közelébe is vágatokat indítani, amíg az áramlási rendszert kellőképpen meg nem ismerjük.

EXPLORATION DRILLING AT THE ÜVEGHUTA SITE – PROBLEMS AND EXPERIENCE

LÁSZLÓ GYALOG* and GYULA TUNGLI**

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

**Golder Associates Hungary Ltd., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Keywords: borehole, cementation, cores, drilling, Hungary, granites, Mecsek Mountains, radioactive waste, site exploration, underground disposal

24 shallow (15–83 m) and 6 deep (300–500 m) boreholes were drilled in the Üveghuta site during the period 1997–1999.

Every borehole drilled through 20–60 m sedimentary cover and after that granites, with fractured zones. Hydrodynamic packer testing was made, and water samples were also taken. Drilling with clean water was one of the basic requirements in order to contractual obligations. More intensely fractured intervals could not be penetrated, thus drilling problems were encountered.

Cementing was a solution applied in the first phase of the first four boreholes, but it was only partly successful. Therefore we used bottom cementing when the clean water drilling became impossible, and we repeated it if necessary. Later the cemented intervals were opened by perforation (before performing the hydrodynamic interference packer tests). We used drilling mud during the second drilling phase (with the other two boreholes) instead of cementing, and the hole was fixed by lost technical casing. We have been striven to reduce the influence of the kind of mud and its usage upon the testing and water sampling. This seemed to be successful in testing, but we could not eliminate the mud contamination from the water samples.

1. Introduction

The site exploration for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste started in 1997 with detailed drilling activity in Üveghuta area (village of Bataapáti, BALLA 2000).

It is very difficult to identify the internal structure of the host granite, in particular the fracture system through which the pore water flows. Granites were only found in a few minor exposures (bottom of the river valleys and lower sides of them) due to the thick (20–60 m) sediment cover, so we considered exploratory drilling to be the best way for performing a proper data acquisition for geological and hydrogeological research. This small number of linear vertical sections assured the acquisition of geological and hydrological information about the granites briefly described below, from different depths of the potential hosting area.

Shallow and deep boreholes were drilled in the area. The aims of the shallow boreholes were to describe and to study the infiltration- and plume zones of the granite. The deeper boreholes were to find out the properties of the potential hosting mass of granite. The number and type of boreholes carried out in this region are connected to the phases of site selection and exploration as follows: 1997 – identification phase: 7 shallow boreholes; exploration phase: 8 shallow boreholes and further 4 borehole pairs; 1997–1998: 4 deep boreholes (GYALOG and TUNGLI 1998).

One hillside shallow borehole was performed separately in 1998. In the second phase, a PHARE program sponsored the site exploration (BALLA 2000) by two further deep boreholes, in 1998–99 (GYALOG and TUNGLI 1999).

The boreholes were drilled by Rotaqua Ltd. from Kővá-gószőlős and Geoprosper Ltd. from Balatonalmádi, using different types of drilling rigs (the types are: Üh-2 – ZIF-650, Üh-3 – UKB-500, Üh-22 – UKB-500 and Ingersoll Rand T4W, Üh-4, Üh-5 and Üh-23 – Wirth B1A) due to the technical criteria and planned depth. For reasons of availability, a macadam road was built to the sites, and the drilling sites were covered by road metal.

The drilling process was under round-the-clock technical control (Golder Associates Hungary Ltd.); the shallow boreholes under daily, the deep ones under permanent, 24 hour, on the spot technical control using methods already applied in 1996 (TUNGLI and GYALOG 1997) and by a standing drilling site office. Technical control co-ordinated each of the field work in respect of the boreholes. Detailed daily reports as well as summaries were made.

The water for circulation during drilling was marked with tracer liquid, and the fixed concentration and gravity were tested three times a day. While pumping water before the water sampling, we were able to follow the decrease of tracer content, in other words we could attach real numbers to the rate of use of the technological water. In the same way, we regularly measured the different parameters of the flushing liquid (pH value, conductivity, flow time

Table 1

An overview of shallow boreholes for selecting and exploration of the repository site

Borehole		Co-ordinates			Drilling operation period (month)	Bottom depth for the intervals (m)			Top of the granite (m)		Water table (m)
area	name	x EOY	y EOY	z Baltic		dry interv.	core drilling	total depth	granite rubble	granite	
The shallow boreholes for siting											
<i>Hilltop boreholes</i>											
Üveghuta	Üh-6	95,446.45	615,952.16	276.21	05/1997	60.45	80.00	82.50	57.2	60.45	76.55
Üveghuta	Üh-7	95,188.98	615,488.13	269.92	04-05/1997	55.00	69.00	71.55	46.6	55.7	-
Üveghuta	Üh-8	94,545.68	615,300.21	270.13	05/1997	46.35	65.00	78.00	40.3	48.3	64.84
<i>Boreholes in valleys</i>											
Üveghuta	Üh-11	96,169.42	614,933.78	157.48	05-06/1997	4.80	15.00	15.50	5.5	8.4	0.46
Üveghuta	Üh-12	95,797.88	616,869.72	162.08	06/1997	5.10	15.10	17.80	3.5	5.1	2.96
Üveghuta	Üh-13	95,205.38	615,032.78	178.34	05/1997	7.19	16.00	17.05	8.1	10.8	2.69
Üveghuta	Üh-14	94,668.40	614,894.53	184.74	05-06/1997	3.60	15.00	17.00	1.4	3.9	0.90
Shallow boreholes for exploration											
<i>Well-pairs</i>											
Mórágý	Mó-5	99,049.51	617,766.84	123.50	07/1997	7.00	50.00	50.00	9.0	14.1	3.13
Mórágý	Mó-5A	99,047.53	617,763.18	123.54	07/1997	3.00	-	15.70	=Mó-5		2.90
Mórágý	Mó-6	95,954.00	617,843.23	140.52	07-08/1997	13.50	50.00	50.00	-	12.8	1.62
Mórágý	Mó-6A	95,948.80	617,841.86	140.68	07-08/1997	10.70	-	15.50	=Mó-6		2.30
Üveghuta	Üh-18	96,946.21	616,455.02	156.75	08/1997	12.00	50.00	50.00	9.5	17.0	0.38
Üveghuta	Üh-18A	96,945.01	616,451.34	156.82	08/1997	3.00	-	20.20	=Üh-18		1.02
Üveghuta	Üh-19	95,436.79	614,656.18	166.46	08/1997	8.70	50.00	50.00	7.5	9.3	1.21
Üveghuta	Üh-19A	95,433.91	614,657.72	166.52	08/1997	3.00	-	13.60	=Üh-19		1.38
<i>Boreholes in valleys</i>											
Mórágý	Mó-4	97,488.50	620,259.72	108.91	09/1997	6.30	23.20	25.07	1.2	5.3	5.86
Üveghuta	Üh-9	99,084.95	616,528.98	130.32	09/1997	8.90	15.00	17.13	9.3	9.6	1.29
Üveghuta	Üh-17	97,791.05	616,125.87	138.99	07-08/1997	16.00	30.20	31.00	9.1	16.0	1.25
Üveghuta	Üh-20	94,808.05	616,491.37	220.33	07-08/1997	8.00	30.20	30.70	3.4	7.9	9.89
<i>Boreholes in hillside of valleys</i>											
Mórágý	Mó-3	97,151.97	618,300.61	167.27	08-09-11/1997	19.00	40.50	44.00	16.8	35.5	12.60
Üveghuta	Üh-15	94,254.40	615,220.63	201.05	08/1997	10.70	30.00	31.50	7.0	10.7	4.60
Üveghuta	Üh-16	96,052.84	616,046.49	211.07	08-09/1997	12.50	33.60	42.00	4.5	12.8	22.25
Üveghuta	Üh-21	93,886.72	614,760.93	249.53	08/1997	21.10	30.10	41.00	15.0	28.1	32.46
Üveghuta	Üh-24	95,474.74	614,840.20	190.51	08/1998	17.10	60.2	60.2	12.6	16.0	no data

through Marsh-funnel, temperature, density). We also registered the drilling parameters such as rate of penetration, bottom hole pressure, performance and pressure of the circulation pump. We made a brief geo-mechanical description of the cores before laying them into the core box (RQD method according to DEERE is the rate of unbroken pieces longer than 10 cm to the length of the drilled interval).

Below we will describe first the shallow then the deep boreholes, later summarising our drilling experience and drawing conclusions.

2. Shallow boreholes

At first, the shallow boreholes helped the selection of the radioactive waste disposal site by mapping the cover sediments on the hilltops and the plumes of the valleys. Later on the purpose of drilling on the candidate site and in its vicinity was to gather information about the water flow. We analysed two different levels by the well-pairs. Each of the boreholes was turned into an observation well, equipped with plastic filter casings, using gravel. In some

of the cases the upper horizon was isolated by casing and the lower remained open. The most important data are shown in *Table 1*.

3. Deep boreholes

The first 4 boreholes were carried out drilled simultaneously (between September 1997 to February 1998) and started at the same time within an area of 600×300 m of the selected site area (*Figure 1*). The four boreholes formed two triangles. Borehole Üh-2 originally planned to 500 metres (finally stopped at 381.90 m) was drilled on the longer axis of the site area. The three 300 m deep boreholes (Üh-3, Üh-4, Üh-5) were located on the other three corners of the triangles.

Between November 1998 and March 1999, in the second phase of the research period, two further deep boreholes were drilled (Üh-22 by 500 m and Üh-23 by 300 m total depth) in order to carry out deeper exploration of the site.

The new boreholes were planned to be drilled in a SSW and NNW direction from Üh-2, each at a 100 m distance (*Figure 1*).

The general data of boreholes on Üveghuta exploration area are described in *Table 2*.

After the second drilling phase, interference tests were performed in-between each of the 6 boreholes (the signals came from Üh-22 and were registered at intervals separated by 5 packers in each of the remaining 5 boreholes). The lower segments of the first four boreholes completed more than one year ago had more or less collapsed, and therefore they first had to be cleaned. After finishing these tests a packer-based monitoring system was installed into certain boreholes.

Unfortunately, certain processes influenced the logging, testing and core sampling due to the drilling technology, which presently is rotary drilling by flushing in granitoids. The influence of the drilling technology upon sampling and testing can be kept the lowest when clean water circulation is applied. However it was impossible to drill the planned boreholes just by applying clean water, and still reach the planned bottom depth. However each commonly used technique focuses on the rate of progress first of all, and does not consider the effect it might have on

measurements and information collecting. This is why we think it important to stress the efforts firstly to use the impractical clean water drilling followed by making compromises and using less clean techniques.

The sections following will describe general characteristics of the boreholes, after which we will present details of drilling, then individual specifications will follow for each

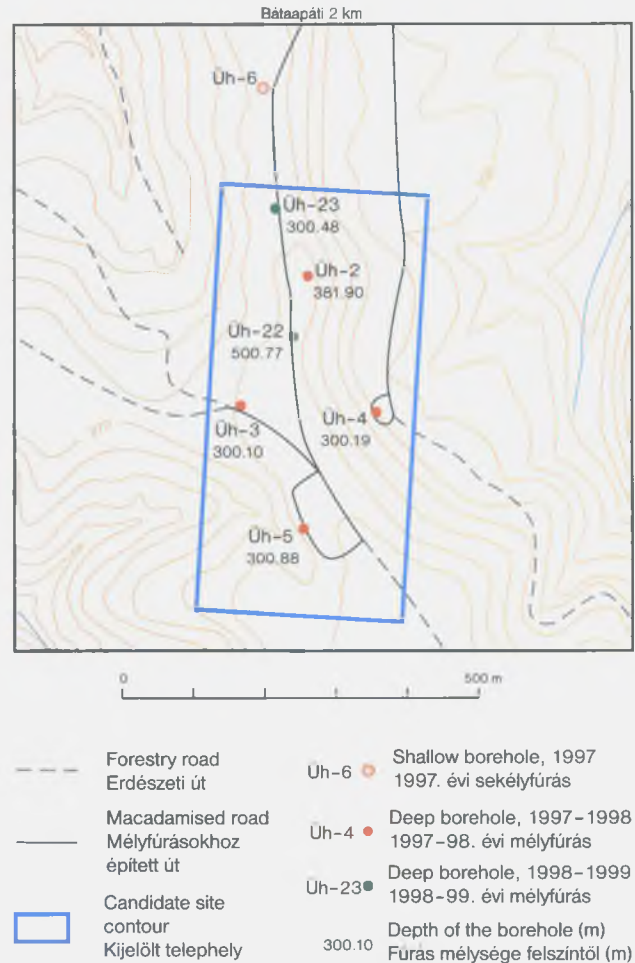


Figure 1. Location of the boreholes drilled on the Üveghuta candidate site

1. ábra. Az üveghutai mélyfúrások helyszíne

General data on deep boreholes

Table 2

Borehole		Co-ordinates (EOV)			Drilling period (month)	Top of the granite from ground elevation (m)		Water table (m bgl.)	Total depth (m)	
area	name	x	y	z		rubble	granite		dry	whole
Üveghuta	Üh-2	95,178.69	616,014.27	280.11	09/1997–02/1998	54.00	55.90	no data	55.80	381.90
Üveghuta	Üh-3	94,999.11	615,919.06	279.70	09/1997–01/1998	49.10	50.10	58.82	50.14	300.10
Üveghuta	Üh-4	94,987.55	616,111.21	246.43	09/1997–02/1998.	19.70	21.20	33.28	34.44	300.19
Üveghuta	Üh-5	94,828.32	616,006.77	281.24	09/1997–01/1998	52.50	60.50	50.44	53.48	300.88
Üveghuta	Üh-22	95,096.93	615,992.71	281.39	11/1998–03/1993	56.60	62.50	68.80	54.00	500.77
Üveghuta	Üh-23	95,275.97	615,968.97	277.19	11/1998–01/1999	59.10	60.20	65.40	59.14	300.48

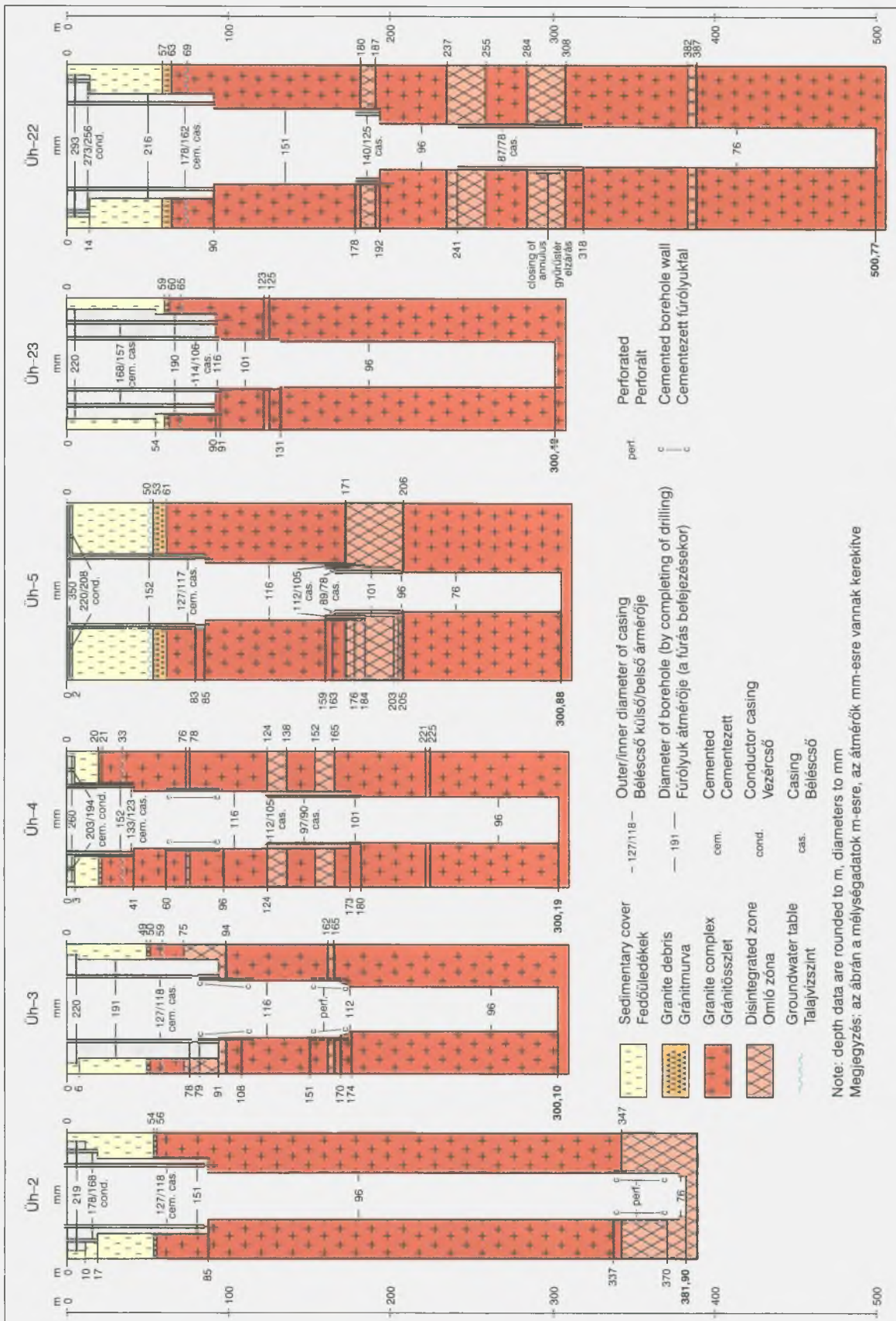


Figure 2. The structure and geological surroundings of the deep boreholes in the Üveghuta site

2. ábra. Az üveghutai mélyfúrások szerkezete és földtani környezete

borehole, and finally a drafting of the solutions for specific technical problems is given.

3.1. General characteristics of the deep boreholes

These boreholes were drilled by continuous coring. In the first interval the basic criteria were to have them circulated with clean water in order not to interfere with the borehole testing and geochemical analysis. Planned minimal core diameter down to 300 m was 96/63.6 mm (HQ), below this it was 75.8/47.6 mm (NQ). The coring was carried out with the above or larger (between 101, 110 or 116 mm) diameter, in shallow intervals partly with traditional methods, while below 100–150 m mostly with wire-line technology. In the loose covering sediments, drilling was done by tungsten carbide insert bit and into hard granite by impregnated diamond drill bits. It was only in Üh-5 and just below 202.75 m that we applied a smaller diameter (75.8 mm) than that which was originally planned. The reason for this was to avoid cementing in the fractured zones, so therefore we had another casing put in. Since the petrophysical properties of the rocks were favourable, in Üh-2 we managed to drill with the bigger (96 mm) diameter down to 364.20 m (after cementing down to 375.50 m). We drilled with this large diameter (96 mm) in Üh-22 after crossing a crushed zone, down to 318.06 m (Figure 2).

The core recovery, without the crushed intervals, almost always reached 95% (this was true sometimes even with the crush zone), with the exception of Üh-5 which stayed below (Table 3).

After drilling, we did the correct, complex geophysical measurements for the open hole segments, before the cementing and casing process. We also performed tele-acoustic measurement if the hole was drilled into hard rock. While testing the boreholes we did hydrodynamic scan tests by packer every 10 meters. First we performed pumping for a long period in order to avoid the effects of the circulated drilling water, then from the marked intervals, we collected water samples and we carried out detailed tests. In the upper portion we also did water table measurements.

Drilling for the first period began in September 1997. They were delayed, because they crossed larger and more numerous fractured zones in the granite than had been

expected. The first two Boreholes Üh-3 and Üh-5 was finished in December 1997 (if we include the testing by packer, then in 1998), while the other two, Üh-4 and Üh-2, this latter stopped at 381.90 m before reaching the planned depth, were finished in February 1998. We applied the best drilling technology to get over the crushed zones. If we did not manage to penetrate them, we used cementation or casing depending on circumstances. This had to be done after the hydrodynamic testing by packer had been carried out. Since it was impossible to guarantee that the activity of water introduction or extraction has an influence upon a neighbouring borehole, all activities in the rest of the boreholes (drilling or pumping) were stopped for the test period.

The second period drilling started in November 1998 and ended by January or late March 1999. With these boreholes, based on our experience with the first boreholes, we introduced a larger-diameter casing. All this was done after penetrating the loose sediments and after enlarging the borehole diameter. This was done in order to have different diameter casings in the later phase, when meeting difficulty during clean water circulation boreholes. With these two boreholes we expected four possible casings of different size in diameter to three permanent casing placement. Üh-23 did not cross any crushed zone with might have caused drilling problems, with the other one however (Üh-22) we were prepared for this possibility (Figure 2).

Boreholes on the hilltop cut some 50–60 m of cover sediments (soil, loess, paleosol with variegated- and red clay, granite gravel). It was only the Borehole Üh-4 on the hillside that intersected sediments about 20 m wide (Table 2). This phase was drilled dry (with conventional technology and cut with a hard metal bit) because we wanted to avoid water loss as well as soaking of the hole thus causing instability. If necessary, while drilling these several metres, we could build in conductor casing. When the hardness of the granite or the water table did not allow us to use dry technology, we changed to clean water circulation rotary drilling. After we had penetrated 10 m into hard granite we placed casing by cementation.

Below the cover sediments, each of the boreholes was drilled in granite down to the bottom depth. In these drilling intervals we used the RQD value for on-the-spot measurement of general characteristics for the fracturing/geo-

Table 3

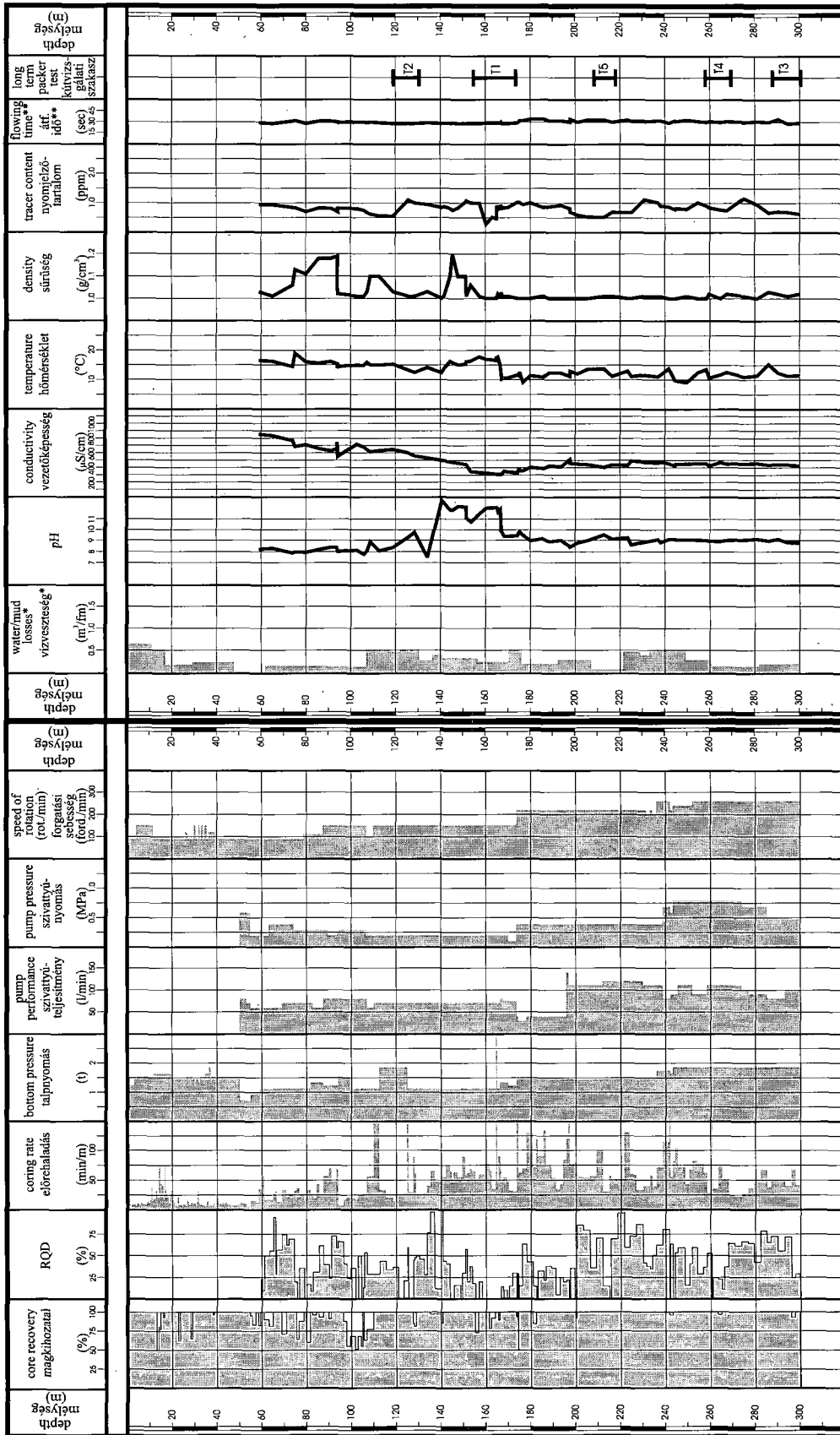
The core recovery

Borehole		Dry drilled intervals		Interval drilled by fluid flushing without the crush zones		Crush zones		Number of crush zones	Total drilled	
location	name	length	recovery (%)	length	recovery (%)	total length	recovery (%)		length	recovery (%)
Üveghuta	Üh-2	55.80	100.00	290.80	99.51	35.30	73.23	1	381.90	97.15
Üveghuta	Üh-3	50.14	97.95	228.21	96.00	21.75	91.45	2	300.10	95.99
Üveghuta	Üh-4	34.44	89.31	233.17	98.76	32.58	35.54	4	300.19	90.81
Üveghuta	Üh-5	53.48	93.46	211.98	89.67	35.42	49.68	1	300.88	85.32
Üveghuta	Üh-22	54.00	100.00	391.49	95.17	55.28	89.07	4	500.77	95.02
Üveghuta	Üh-23	59.14	99.90	237.54	97.57	3.80	88.42	5*	300.48	98.23

*The length of four zones less than one metre.

Drilling fluid parameters Üh-3
Öblítőiszap-paraméterek

Drilling parameters Üh-3
Az Üh-3 fúrás mélyítésének műszaki paraméterei



* Calculated quantity during coring — Számított mennyiség a magfúrás alatt ** Trough Marsh funnel — Marsh-ötletőren át

Figure 3. The drilling and fluid parameters of Borehole Üh-3

3. ábra. Az Üh-3 fúrás műszaki és öblítőiszap-paraméterei

mechanical properties. This will clearly indicate the fractured zones in the granite. We also registered the technical and mud parameters on diagrams. This is shown in *Figure 3* representing Borehole Üh-3.

The granite is more or less fractured. When drilling with clean water, the hole began to collapse in every borehole just above the fracturing level, so therefore collapse zones of different size occurred (Table 3). Penetrating these with the required technical specifications was usually difficult. (Collapse of these zones is due to both technical and geological reasons; drilling bit, hole diameter and flushing-fluid properties, debit, the revolution of the bit – all these have to be considered during the interpretation). The final structure of the boreholes and their relationship to the collapse zones is represented in *Figure 2*.

In the first phase boreholes we tried to solve this problem by cementing in an ultimate case. Cement slurry was placed without pressurisation along those borehole sections where clean water circulation drilling became impossible. We even repeated cementing when necessary. Later on (before carrying out hydrodynamic interference packer tests) we opened cemented intervals by perforation.

In the second phase boreholes, instead of cementing the fractured zones we penetrated them by casing and special mud usage so as not to damage the tests and water sampling. This proved to be successful with the tests, but with water sampling mud influenced certain types of analysis.

With intermediate casing, the reaming was made by roller-bit, while in the second phase by drill hammer. The latter made penetration quicker and since the reaming direction was correct, the axis of the reaming remained parallel to the original borehole axis.

Table 4 shows the chronological sequence of drilling and test phases. It is clear that no more than half of the

activity time is waiting time caused by various reasons; moreover, as for real drilling activity it is only 50% effective coring (the only exception which practically had no collapse zones was Üh-23). The rest of the activity was aimed mostly at stopping the collapse of the zones, as well as work connected to casing cementation. *Figure 4* shows the drilling schedule, specifying Üh-23 as an example.

3.2. Characteristics of boreholes

The principal goal of the boreholes was to analyse the internal structure of geological units, and to obtain information about the flow system of fissure water from the fractures of the granite basement. The drilling cores guaranteed direct knowledge of the granite structure, and indirect information was obtained by geophysical measurements. One method to get information about water-flow system, which has an important role from the point of view of repository, is the water sampling. The another ones are the several *in situ* hydrodynamic measurements. The chemical and isotope-geochemical results of water samples (one of them is the age determination) are very important information.

Nevertheless the fissure waters form a mobile medium – which is dynamic, easy to handle and forms a vulnerable spatial system – because it is affected by exterior factors during the drilling and testing (partly from the applied flushing technology due to the contamination with drilling mud and partly from the water production completed for different analyses, which generated a water flow along the borehole). Due to this effects a lot of irreversible processes took place.

Our goal was to analyse the real, “original” characteristics of the system with filtering out these external effects to gain knowledge about the real geologic framework. To do

Schedule of drilling activity (day/%)

Table 4

Borehole name	Üh-2	Üh-3	Üh-4	Üh-5	Üh-22	Üh-23
Drilling activity						
Core drilling	40.0/24.9	28.0/23.5	43.0/28.1	20.5/17.8	58/28.0	34.0/36.6
First casing (reaming, casing, cementing)	4.5/2.8	5.0/4.2	4.5/3.0	4.0/3.5	6.5/3.1	8.0/8.6
Additional activities (hole cleaning, reaming, casing, cementing etc.)	36.5/22.7	17.5/14.7	28.5/18.6	18.0/15.7	49.5/23.9	7.5/8.1
Borehole completion	2.0/1.2	2.0/1.7	2.0/1.3	2.0/1.7	2.0/1.0	2.0/2.2
Total of drilling	83.0/51.6	52.5/44.1	78.0/51.0	44.5/38.7	116.0/56.0	51.5/55.4
Waiting time						
Packer tests, (water sampling, water-table measurement)	38.0/23.6	29.5/24.7	26.5/17.3	32.5/28.2	41.5/20.1	26.0/27.9
Geophysical logging and hole monitoring	5.5/3.4	6.5/5.5	4.0/2.6	2.5/2.2	11.5/5.6	1.0/1.1
Activity in a neighbouring hole	10.5/6.5	1.5/1.3	7.5/4.9	7.0/6.1	11.0/5.3	1.0/1.1
Other type of waiting (national holidays feast, announced pauses etc.)	24.0/14.9	29.0/24.4	37.0/24.2	28.5/24.8	27.0/13.0	13.5/14.5
Total waiting time	78.0/48.4	66.5/55.9	75.0/49.0	70.5/61.3	91.0/44.0	41.5/44.6
Total drilling time	161.0/100	119.0/100	153.0/100	115.0/100	207.0/100	93.0/100

Üh-23

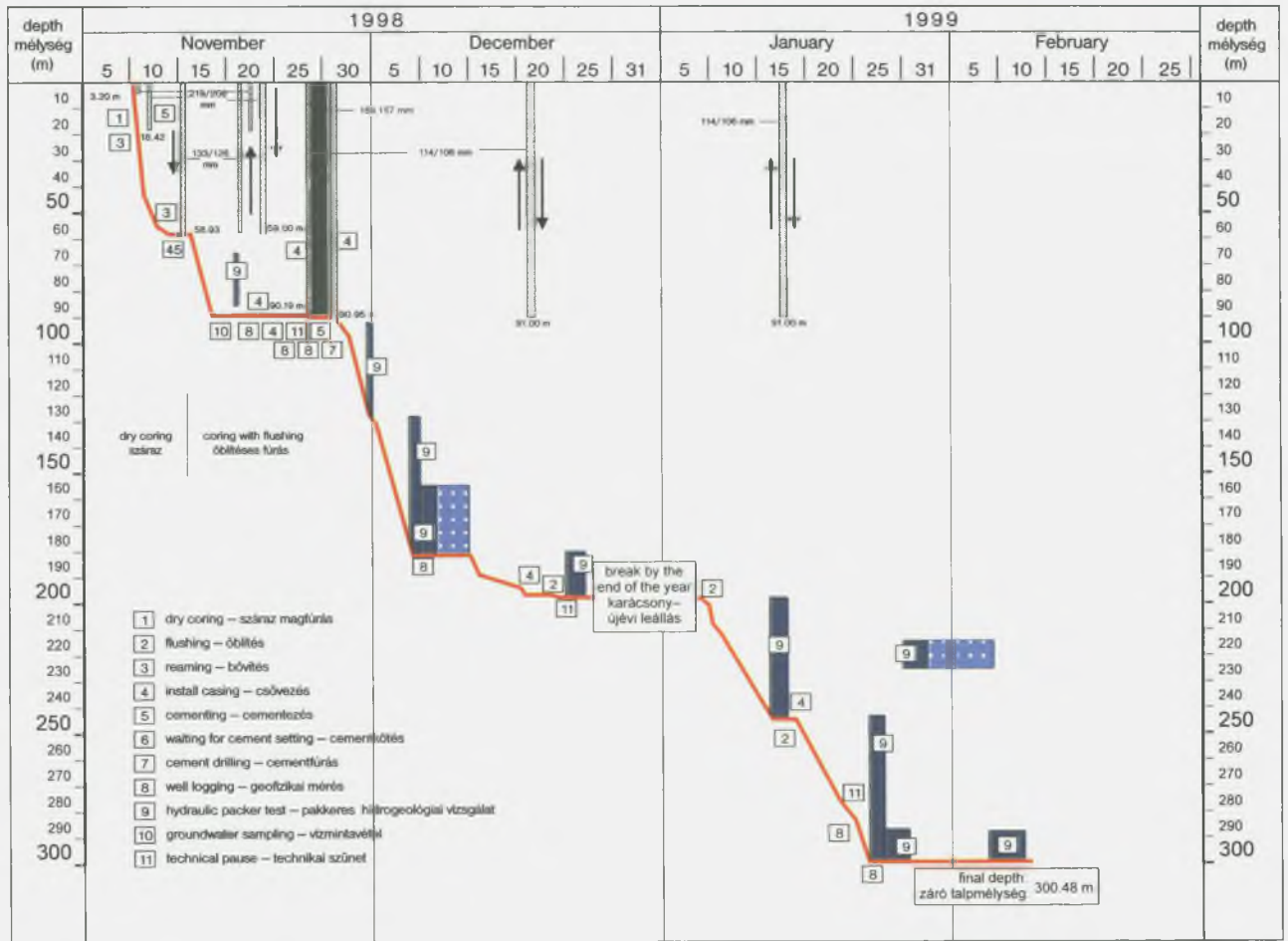


Figure 4. Time versus depth diagram of Borehole Üh-23

4. ábra. Az Üh-23 fúrás idő-mélység diagramja

this, and to minimise the external effects we avoided using drilling mud and favoured clean water flushing, using water from a pre-selected water well (with deep water table). We have traced the “technological water” (drilling fluid), by spiking it in a low concentration (1 g/t) with an easy, rapidly and simply definable fluorescent material (sodium-fluorescein, or “uranine”). We did this because during water sampling from the borehole we wanted information about the ratio of “technological” flushing water to subsurface water.

Clean water flushing was the guiding principle in the first phase of the drilling. As long as we drilled the massive granite we had no problems with the drilling technology. Depending on the number of fissures, all transitions were present from hard rock to tectonically crushed zones. In places where the number of fractures reached a certain level, cavity wash out began, depending on the drilling technology and diameter, and the flushing water was unable to transport the bigger drilling cuttings to the surface through these cavities. These loose, fissured and unstable zones

caused problems in the boreholes, from which the rock material fell down and accumulated on the bottom of the borehole, in many cases accumulating in deposits of debris several metres thick on the bottom.

We see that these are tectonic zones with fissured and fractured rocks, in which the fractures between rock fragments are filled with clay or other soft sediments like carbonates. Open fractures can be seen occasionally. The rock material continuously rolls down under the influence of mechanical and vibrational stresses, and due to the clean water flushing. At the same time we have not observed drilling-fluid loss in these zones and, according to the hydrodynamic tests, their water conductivity does not differ significantly from the intervals without any drilling problems.

Regarding the quantity of soft filling material, it is significant that the clean water flushing washes out partly or entirely the filling clay material as a result of the mechanical shearing stresses arising when drilling. As a result of

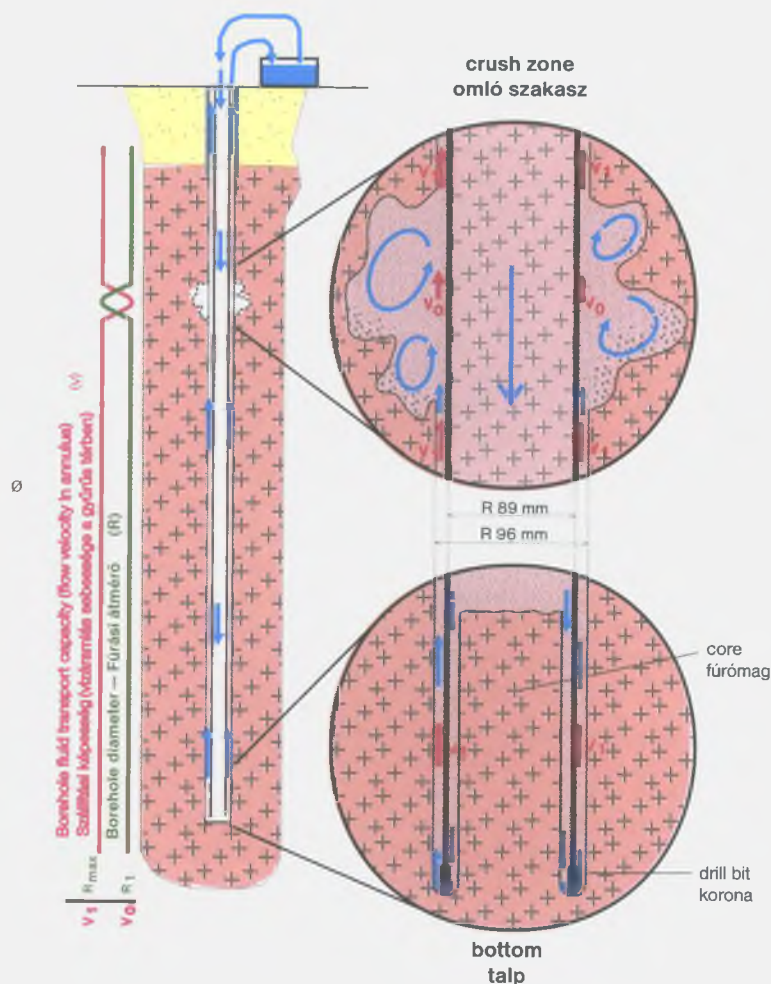


Figure 5. Sketch of the problem of core drilling with clean water flushing – accumulation of debris along crush zone

5. ábra. Az öblítés hatása a lyukfalra – a törmelék felhalmozódása az omló szakaszban

this process, the core often broke up, and all we recovered as a core was gravel like “rock debris”. During the drilling, the high flow rate of upward-moving drilling fluid is in direct contact with the hole wall, destroying these zones continuously. When a greater cavity is formed the transport capability of the water flow ceases because the velocity of the up-flowing fluid in this significantly greater space – like in the core of a cavern – decreases almost to zero and drops the transported cuttings. This is compounded by the formation of different turbulent flows in the cavern, which are opposite in direction to the updraft water flow (Figure 5). All this means that the clean water flushing could no longer transport the drilling of the diamond drill to the surface. Even if the “rolling” of caverned material in the wall hole ceases, the greater grain-size fraction from the hole wall collapsing and rolling could rise up to the top of the cavity where it remains in suspension by the flushing. The coarse fraction of drilling cuttings is suspended during flushing but during sudden, momentary cessation of flush-

ing (e.g. tool joining) re-deposits on the bottom of the hole again. This involves the risk of tool jamming and the shutting out from the borehole. This problem is simply and correctly manageable with the proper selection of the drilling mud.

In the first period of the exploration – primarily for geochemical purposes – we insisted on drilling with clean water flushing, however, when drilling through such difficult intervals we have to look for acceptable solutions. Fundamentally we have used two methods:

1. In optimal cases we could drill a given zone totally with one borehole cleaning. Then we under-reamed and cased the hole. Behind the casing the water flows further on and the casing zone – as a whole, which could not be sub-divided into more sections – remains examinable.
2. In case this solution was not possible, we applied a plug cementation on the bottom of the borehole after the hydrodynamic tests and the water sampling.

Where needed we repeated the cementation many times. The injected cement slurry incorporated the rock fragments, which could not be flushed away and filled the caverns and then becomes hard. In such a way the unstable hole wall is stabilised by the cement and concrete packing. After the cement hardens we drilled the cement plug and the borehole could be continued.

On the basis of our experience the disadvantage and the risk of the two methods sketched above is that the casing version even in short (a few metres) zones is very doubtful and ineffective. The deposition of debris on the bottom of the borehole during clean water flushing could not be treated where the rolling intervals were longer than 5 m or in case of a shorter interval, but with a zone where the cavity could develop easily. Use of cement slurry to stabilise the hole wall is a very drastic method and could cause irreversible effects from the point of view of investigation. The cement slurry penetrates to different depths, and closes the fractures or fissures, *i.e.* all the pathways of water flow, not only in vicinity of the hole wall, but also in the wider surroundings of greater fractures. We tried to artificially restore the accessibility to the rock and fissure water by perforating the cemented interval (with cumulative charges). However, we have not got any results concerning the success of this procedure, the degree of accessibility of cement column, or about the opening of rock fissures which are supported by measurements.

During the cementation (both in case of the casing column cementation or the hole-bottom plug cementation) we did not add any additives to the cement. After unfavourable cement setting experiences during the first phase we used a special aluminate cement (French made "Fondu Lafarge" cement) in the second phase for the primary cementation of the casing. The setting time of this cement is about 10 hours, which is significantly shorter than the 72 hours setting time of the "Portland" type cement used previously. Besides this it is a more stable cement, and the salts introduced with it dissolve in less amounts in water. This type of cement is widely used outside of Hungary in similar geological investigations. We used "Portland" type cement only for filling the uppermost part of annular spaces.

When drilling the first interval – using clean water flushing – we penetrated two such problematic zones on average per borehole, and in at least one case the proper stability of the hole wall could be secured only with cementation. The cementation could be replaced by casing only in the case of Borehole Üh-5 (using a smaller casing diameter than the value figuring in the technical plan of the borehole).

In the second phase of exploration we would have liked to avoid cementation and we renounced drilling with clean water as the only acceptable method. We looked for drilling mud with advantageous drilling properties for penetrating these zones, which would not cause problems from the point of view of drilling technology.

The technology which suited our special technical aims

meant using drilling mud with a unique composition. This is the Xanthan (Rhodopol) bio-polymer suggested by experts from Kummi Laboratories, Szolnok, of Mol Co. (Hungarian Oil and Gas Company). The drilling fluid made from this polymer is free from solid components, and its composition and chemical properties do not affect the geochemical investigations. On the other hand, it has all the necessary rheological properties, which guarantee the perfect handling of collapsed intervals (proper transport of drilling cutting at varying flow rates), while the drilling fluid forms a layer-like, thin film instead of thick mud cake on the hole wall. We support the wall of the borehole by filling the borehole with drilling mud, which help us to prevent the subsequent rolling and collapses. Finally, the mud can be decomposed using oxidant materials and in such a way it can be removed from the borehole. The rheological properties were set on the site using VG type viscosimeters. The drilling mud was made using the following recipe: 5 kg/m³ Rhodopol, 0.5-1 kg/m³ sodium benzoate, 0.5-1 kg/m³ amyloid. The role of sodium benzoate is to prevent biological (bacteriologic) degradation. The original function of amyloid (Poly-Star) is to control the filtering out of fluid (the water loss), but in our case it helped mostly to reveal the polymer components.

In this phase of exploration – beside the clean water flushing – other zones with technological problems occurred during penetrating the granite in Borehole Üh-22 (in Borehole Üh-23 we did not use drilling mud). The tectonic zones appeared with insignificant core loss, with 0% RQD values, with fractured, fissured rock types and with increasing bottom deposition. Of these, four zones looked impossible to drill using conventional methods: the drill cores came out in one piece from core barrel but along the countless fractures they broke into pieces in the core tray. In each of the zones we met soft argillaceous, carbonate fillings. Taking into consideration our experience from previous boreholes, we decided to use bio-polymer drilling mud. A critical point was to prevent cavity forming on the hole wall because it could cause a problem during drilling. During the penetration of these zones we had to change over to the drilling mud in the collapsing intervals. We drilled using mud from 318.06 m to the final depth of 500.77 m, in order to accelerate the finish of drilling.

We used the drilling-mud flushing so long we were not sure on the basis of drill core that we recovered if the clean water flushing would be correct and sufficient to drill the rocks further on. Before every new drilling-mud usage, we completed the hydrodynamic testing, water sampling and geophysical logging to a given depth. In every case when we drilled back into unweathered granite we went back to the clean water flushing with continuous dilution of the drilling mud. When we finished the drilling we tried to break down and remove the bio-polymer drilling mud (with the introduction of a low-content hydrogen-peroxide solution [1.4%] in the borehole and we changed the neutralised fluid with water after a four hours expiration time). We succeeded in neutralising the fluid, but after this process the hole wall

became unstable and in the zone without casing at about 380 m depth it collapsed. After cleaning the hole with new drilling mud we performed the packer tests using bio-polymer drilling fluids.

3.3. The individual characterisation of the deep boreholes

In the following we briefly describe the characteristics of drilling the individual deep boreholes, noting the main points, and their final down-the-hole equipment (Figure 2).

Borehole Üh-2 was one of the most important deep boreholes of the site (with a total depth of 381.90 m instead of the planned 500 m). The borehole advanced without any problem as deep as 346.6 m in hard rocks (without crush zones). At this depth it reached a huge crush zone, in which we could penetrate until 364.10 m with smaller and bigger hole cleanings. We decided to effectuate a hole-bottom cementation after an unsuccessful hole cleaning. Due to technical problems from the crush zones, and due to the financial constraints on eliminating these technical problems, the drilling stopped at 381.90 m after four cementation and casing trials. The tectonic zone penetrated by this borehole is the biggest from the site, and its evaluation could significantly affect the perspectives of its immediate surrounding. From the technical parameters of the borehole the core recovery was 100% till 360 m, and the RQD values also gave a favourable picture. The diagram of drill advance shows a very hard bed between 120 and 160 m (in accordance with the RQD diagram), with an advancing rate of 50 minutes/m.

The borehole was relatively stable and consistent passing over the interval below the plug cementation at 346 m. We perforated the cemented interval for final well completion. During this operation we perforated the hole wall securing cement column and the cement plug using four charges with a different phase-angle. The perforation was perpendicular to the hole axis and in a radial direction made one, at least 40 cm long, hole with a diameter of 14 mm. A direct interconnection between the borehole and the rock volume was established, separated by the cement column through these holes. This has significant role primarily in the case of rapid pressure transmission during interference tests. We have not got any directly measured data about the efficiency of the opening of the cement column with perforations. The borehole was freely accessible till 375.85 m during the interference tests.

Borehole Üh-3 was drilled with only minor difficulties down to 166.30 m. During the drilling it closed smaller tectonic zones due to the built-in casing as deep as 89.93 m. Subsequently, the lowermost 80 centimetres of casing slipped down, and to fix it we applied a hole-bottom cementation along the interval above the bottom of the casing from 107.7 m. The borehole reached a tectonic zone between 161.60 and 164.95 m. We could eliminate this zone after several drilling trials and intermediate packer tests applying hole-bottom cementation and building a technical casing in at 173.68 m. From that point the drilling advanced quickly

and without any problem to the total depth of 300.10 m. Apart from the interval between 166 and 173 m, there were no other difficulties during the drilling.

Figure 2 shows the final down-hole equipment in which the two hole-bottom cementation can be seen, which unfavourably influenced the hydrodynamic tests of the hole wall. It is worth mentioning that the core loss on the basis of the technical parameters (Figure 3) was higher in the interval between 60 and 110 m, with smaller tectonic zones than in the most problematic interval between 150 to 180 m of the borehole. The RQD values show better the crushed character of the last zone. The increasing values of pH and conductivity called our attention to the dissolution of poorly hardened cement, behind the lowermost slipped down casing (as was also demonstrated by the geophysical logging). We have not encountered this phenomenon in the other boreholes. The down-hole equipment from the borehole assured a secure accessibility. We opened the lowermost cemented part of the hole wall by perforation before carrying out the interference tests. The borehole was freely accessible after the completion of the hydrodynamic tests down to 285.5 m.

During the drilling of **Borehole Üh-4** there were only minor problems up to the first tectonic zone from 96.23 m. We could not penetrate this zone, and we used hole-bottom cementation. The advance of the drilling was good as far as the second tectonic zone (124.76 m). The drilling became slow in the crushed zone, which lasted down to 136.30 m. Hole-bottom cleaning proved unsatisfactory to drill ahead, so we built in technical casing. Then we succeeded to drill ahead with some difficulties, but finally we reached the depth of 176.56 m. At this point the drilling tool remained in the hole and the wall above collapsed. We reamed the hole using bentonite mud for fishing, and after reaming we built another technical casing string in. After that we drilled the hole ahead as deep as the total depth of 300.19 m. The drilling problems proved continuous during the drilling of the interval between 90 and 180 m. After the hole-bottom cementation of the interval above 96 m we had to leave the interval between 120 and 180 m cased with final down-hole equipment. The drilling speed increased only below 250 m, since in the highly fractured rock only the wire-line tool with HQ diameter was appropriate for advancing, and we succeeded to drill ahead at the technical edge of drilling ability.

The borehole was freely accessible till 185.5 m before interference tests, and with building drilling tools in and using bio-polymer drilling fluid we could properly clean and make the hole accessible. The hole became reliably accessible down to 297.7 m.

During the drilling of **Borehole Üh-5** – after the interval penetrated in dry conditions – a quartz dyke and an argillaceous tectonic zone was hit on the top of granite. We reached a depth of 85.29 m with the alternation of dry and flushed intervals. We could hardly advance in the fractured and fissured zone down to 182.5 m, below the built in and cemented casing at 82.50 m. At this depth – after comple-

tion of packer tests – we built a technical casing of 114–112 mm in till 175.59 m. Advancing with difficulties in the zone and building the casing in we reached a depth of 202.72 m. At this point we built a 89 mm casing in, and drilled ahead with a diameter of 75.8 mm down to the total depth of 300.88 m. We built the casing out – with exception of the lowermost interval, which secured the stability of collapsing hole wall – and in such a manner that we could guarantee a free hole wall on the uppermost intervals for the packer tests. The diameter of the borehole from 202.72 m was 75.8 mm. This did not favour the packer tests, but had the great advantage that we did not have to cement the hole. In such a way with building a technical casing with a diameter of 89 mm we could penetrate the tectonic zone and we could leave the casings as lost casing string in the hole at the worst, wasted, unstable intervals. The core recovery to a lesser extent, the ROD values to a greater extent reveal the tectonic zone between 170 and 206 m. We experienced water loss in the hole before casing the interval between 71 and 90 m, and during drilling the zone with the main problem between 180 and 190 m.

We could make the hole accessible before interference tests by cleaning the interval between 235.2 m and the total depth of 300.36 m and using bio-polymer drilling fluid.

Borehole Üh-22 was drilled in dry conditions, with a tungsten-carbide insert bit and with a single-wall core barrel down to 54.00 m. The borehole was drilled further on – after reaming and building the technical casing string in – with flushing, diamond core bit, double-wall core barrel and traditional technology down to 89.58 m. We built a final casing and we cemented after reaming. From 89.58 m we drilled with HQ diameter (96 mm) and tool and wire-line coring technology down to 318.06 m. We succeeded in solving the crush zone problems with clean water flushing down to 198.91 m. At this depth the continuous collapsing of the interval between 179.5–187.0 m became unmanageable. We tried to use the bio-polymer drilling mud at this point for first time. After cleaning and drilling ahead we went back to the clean water flushing at 213.29 m until the cleaning proved to be unsuccessful at 246.15 m due to a crush zone from 236.6 m, and it became necessary to use again the drilling mud. We cased at this point after reaming the upper crush zone with technical casing string down to 191.78 m in order to prevent the problems occurring with clean water flushing drilling (while keeping the possibility to effectuate the packer tests in the intermediate interval). After a successful borehole cleaning and drilling ahead to 256.51 m we drilled again with water flushing till 279.59 m, when due to the intensive collapsing of the interval between 236.6–254.6 m water-flushing drilling became impossible. After repeated borehole cleaning and drilling ahead we changed to water flushing drilling at 282.04 m, which proved to be good down to 289.80 m. Debris started to fall in the hole from this point, not only from the upper interval, but beginning from the 283.5 m depth. Using a new drilling fluid and working up the debris we drilled till 318.06 m in order to by-pass the zone which ranged to

308.3 m. Then we cased the hole with technical casing string. Before changing to drilling mud we made the hydrodynamic investigation with scan (short-duration) tests at every occasion possible up to the above-mentioned interval, and occasionally with detailed (long-duration) tests and water sampling. To eliminate the effects which might hinder the performance of the possible subsequent zones, the borehole was drilled from 318.06 m to the total depth of 500.77 m using drilling mud, NQ diameter (75.8 mm) and tool (with wire-line technology). The debris of the tectonic zone penetrated between 381.5–386.5 could be treated with drilling mud during the drilling. We changed the drilling mud to water again when we reached the total depth of 500.77 m.

At well completion we planned to exclude the collapse intervals with casing before the forthcoming hydrodynamic tests (we made an effort that the length of the casing interval should be as short as possible at zone exclusion with the casing string). We initially pulled out the technical casing string built in down to 318.00 m, but it broke off at 231.76 m. After pipe-cutting trials during the fishing attempts, the interval between 240.70–318.00 m remained cased further on. The final down-hole equipment was established with the cutting at 178.00 m of 140 mm casing string built in till 191.78 m (and with pulling of the upper part out). Before the subsequent hydrodynamic investigations (interference tests) we closed the annular space which remained behind the casing between 240.70–318.00 m (for individual investigation of the lowermost interval). To do this we perforated the intervals between 289.0–286.0 m and closed the annular space with bentonite at the bottom and cement at the top (see section 3.4.2.). In such a way we made the hydrodynamic investigation possible, along with water sampling of the borehole interval behind the casing string between 288.52–318.75 m, from the cement plug and casing shoe.

Borehole Üh-23 was drilled in dry conditions, with a tungsten-carbide insert bit and with a single-wall core barrel to 59.14 m. The borehole was drilled to 90.04 m with flushing, diamond core bit and double-wall core barrel and traditional technology after reaming in dry condition and building the technical casing string in. We built a final casing and cemented after reaming with hammer drill from 90.04 m to 130.57 m using traditional technology (during reaming a minor problem occurred, because we had to subsequently straighten out the wall of the borehole). We drilled ahead from this point with HQ diameter and tool, and with wire-line coring tool till 300.48 m. Between 90.04 and 300.48 m, the drilling process was interrupted after every 40–50 m of progress in order to perform short-duration slug tests. This borehole was the only one which did not penetrate collapse zones of significant thickness. During the drilling we had no technical problems. The stable wall made it possible for the hole to stay open during all the tests further on in the whole granite interval.

3.4. Solving individual technical problems

Individual technical problems arose during the drilling activity, which we could solve with fishing, pipe cutting and annular space closing.

3.4.1. Fishing

Minor fishing jobs have occurred in each borehole during coring when the HQ drilling string had been broken, but the broken string could be recovered quickly using fishing tap at every turn and without any problem.

The more significant fishing jobs which lasted a few days were the followings: At reaming Borehole Üh-3 the drill collar remained in the hole at a depth of 140 m and it could be saved only after a few day attempts. The stopping of Borehole Üh-2 was linked to a fishing, which became necessary when a casing remained in the hole. In case of Borehole Üh-22 we could not pull out a technical casing jammed in the borehole. Due to this problem we could not test directly the excluded interval of the borehole further on.

3.4.2. Pipe cutting and closing the annular space

We drilled two times the provisional technical casing built in Borehole Üh-22 to exclude a collapse zone and to make it possible to investigate the intervals above it.

We would have liked to have left down one interval of the technical casing built at 318.0 m. During pulling out, the technical casing was broken at 233 m and part of casing remained in the hole. We drilled the part remaining in the hole at 240.7 m, but we did not succeed in cementing after drilling the deeper intervals (the broken debris caught the casing string). In such a way we excluded two collapse zones with the same casing string. To make the individual packer test of the two zones we closed the annular space behind the casing. This closing was a difficult technical operation for the small diameter, because at a depth of 290 m we had to close a very narrow, 7 mm annular space behind the casing string. We set an artificial hole bottom up after perforating the casing at the interval between 286 and 289 m and we injected bentonite into the annular space. The aim of applying bentonite was to hold the cement slurry until it hardened. After that we injected cement slurry in the casing, which through the perforations, excluded the annular space. Then we drilled the cement plug. Closing of the annular space was successful, and we could make the individual packer tests of the intervals.

Of the upper technical casing of 140/125 mm, we left the interval between 178.0–191.78 m down the borehole to protect the borehole from the collapse zone from 179.5–187.0 m. To do this we had to drill the casing at 178 m.

4. Drilling experience

So far in this granite exploration area there have been 7 vertical continuous core boreholes drilled between 300–500 m bottom depth, including Üh-1 drilled in 1996,

and which is situated 1.5 km SW from the radioactive waste disposal site. Each of them was drilled in a similar geological environment. Under the loose cover sediments and altered granite we drilled into hard and massive granite, crossing fracture zones at various depths. In the beginning we did not have sufficient information about the general characteristics of these rocks, how easily they could be drilled, or the forthcoming problems. We didn't know the most suitable methods, tools, and materials – all these had to be identified step by step (even foreign experience from Switzerland, Finland, Sweden could just partly be applied because of the different structure of the granite). During the work performed so far we have collected a lot of technical experience of drilling, which is valid for the whole exploration area and holds good as knowledge or conclusions for any future work.

We found that drilling by dry technology without any flushing of the loose cover sediments or the altered granite zone was most effective, and it should also be reamed. Circulation applied too soon will moisten the borehole wall making it unstable, so it will be difficult to handle with a danger of collapse. This method was only applied during exploration in 1998–99, but the idea proved correct. With a slower, dry technology, drilling proceeded at a reasonable rate, and when followed by a dry reaming by casing the dry borehole, we were able to exclude the whole loose sediments in Borehole Üh-23 as compared to Üh-22 where we applied clean water flushing drilling technology too early and without casing. With the latter it took one week longer to exclude the loose sediments and the altered granite zone casing by cementation.

For any kind of borehole, cementing must be done with the proper type and previously tested cement. We encountered a lot of difficulties when we used standard, commercial "Portland" cement. Neither the strength nor the setting time of the cement gave consistent results. The French made "Lafarge" type aluminate cement worked well in Boreholes Üh-22 and Üh-23, but the price is ten times higher than the Hungarian one. Nevertheless, it always worked according to the given parameters.

It was usually impossible to drill the whole borehole by clean water flushing down to the planned bottom depth (except for Üh-23). Drilling mud which could be recycled proved a good solution during the drilling of problematic, collapsing zones. With a proper combination of the two technologies (the clean water and bio-polymer based mud flushing) both the reliability of testing can be assured, and the proper conditions for drilling maintained (as with Borehole Üh-22).

Wire-line coring technology proved to be a good method when drilling deeper than 100 m. In this case a suitable bit had to be used. When using an impregnated diamond bit of hardness 9, the rocks can be easily drilled, but even this bit proved to be inefficient in some cases when the interval was harder, and we had to use the same type of bit with hardness 10 or 12.

When drilling in granite the reaming was properly car-

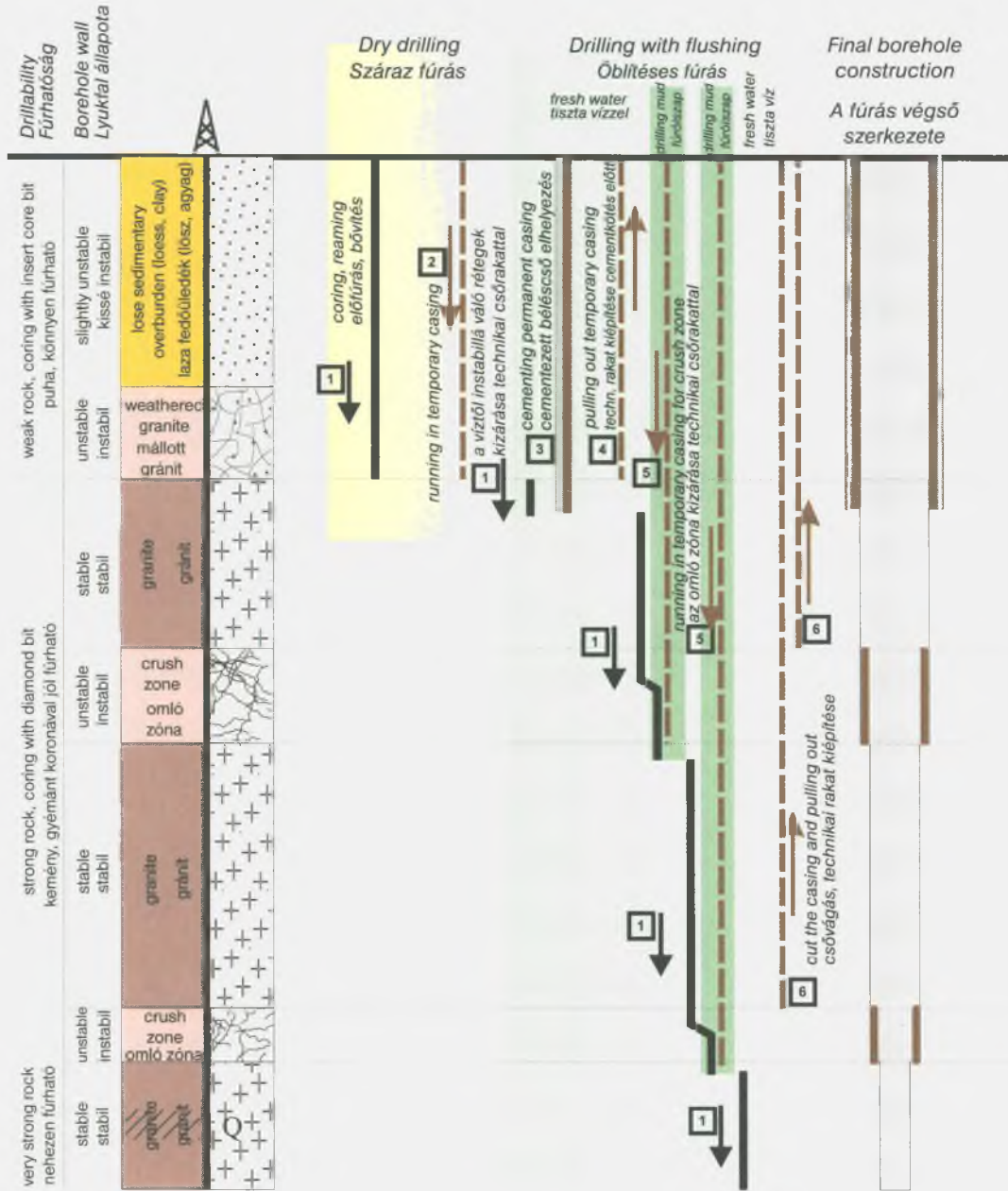


Figure 6. The drilling model based on the experience from Üveghuta

6. ábra. A kutatófúrások mélyítésének modellje az üveghutai tapasztalatok alapján

ried out by hammer drill. The accidental loosening of the granites along the borehole did not present any problem. During hydrogeological tests the packer seal was as good as in the boreholes drilled by coring. When using them we have to carefully direct the tool along the axis.

It is advisable to use casing instead of cement slurry in order to stabilise borehole wall, however, there is a risk that the casing will not follow the proper path or get stuck, broken or sheered on fixing (as happened with Üh-22). Nevertheless, this is the most positive method for the test-

ing process. Both for casing and for joining the string of pipes only anti-clockwise threading was permitted. If needed we are prepared to use a foolproof method to sleeve the annular space behind the casing (Üh-22).

In order to reach the final completion of the borehole, the good solution is to place the casing embedded according to a sequence of decreasing diameter (in the manner of a “telescope”). Nevertheless, when starting drilling, only the statistical data are available for the number of the intervals to be cased, so preparation and material are only based

on this number (in our case it was only 3 casings). If the number of intervals is just one more than that (as it happened in Üh-22), the system will not work. Therefore, it would be preferable if we were able to carry out casing by the same diameter, and this in reliable technical condi-

tions, with the least possible intervention or restriction of the packer tests.

Figure 6 displays the model of drilling we created by summing up the experience gained on the exploration area so far.

References

- BALLA, Z., 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARSÍ, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997-1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARSÍ, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG, L., and TUNGLI, GY., 1998: Mélyfúrások (in Hungarian: Deep boreholes). In: BALLA et al. 1998: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG, L., and TUNGLI, GY., 1999: Fúrási tevékenység (in Hungarian: Drilling activity). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. – *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 minőségbiztosítás). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 317–332.

KUTATÓFÚRÁSOK MÉLYÍTÉSE AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELYEN – PROBLÉMÁK ÉS TAPASZTALATOK

GYALOG LÁSZLÓ*, TUNGLI GYULA**

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

** Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Az üveghutai körzetben 1997–1999 között összesen 24 db 15–83 m-es sekély- és 6 db 300–500 m-es mélyfúrás mélyült.

Mind egyik mélyfúrás 20–60 m fedőüledék alatt gránitösszletben haladt, amelyben repedezett zónák is előfordultak. A fúrásokban pakkeres hidrodinamikai tesztek és vízmintavételek történtek. Ezek zavartalan elvégzéséhez a követelmény a tiszta vízzel való fúrás volt. A nagyobb repedezett zónákat viszont nem lehetett ezzel a módszerrel harántolni, így ezek átfúrása nehézséget jelentett.

Az első négy mélyfúrásában ezt a problémát cementezéssel próbáltuk megoldani, ami csak részben volt sikeres. Ekkor a tiszta vízzel való előrehaladás lehetetlenné válásakor tamponcementezést használtunk, szükség esetén ezt megismételtük. Később (a pakkeres hidrodinamikai interferenciatesztek végzése előtt) a cementezett szakaszokat perforálással nyitottuk meg. A második ütem két új mélyfúrásában a repedezett zónákat cementezés helyett iszap használatával fúrtuk át és a lyukfalat veszített rakat felhasználásával biztosítottuk. Mind az iszap kiválasztásával, mind az alkalmazás során arra törekedtünk, hogy az iszaphasználat a kütteszketet és a vízmintázásokat a legkevésbé zavarja. Ez a tesztek esetében teljes mértékben sikeres volt, míg a vízminták egyes elemzéseinél nem tudtuk kiszűrni az iszap hatását.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok telephelyének kutatása részletes fúrásos tevékenységgel Üveghuta térségében, Bataapáti község területén 1997-ben kezdődött (BALLA 2000).

A potenciális befogadó gránitösszlet bonyolult belső szerkezete, hasadékvízrendszere nehezen ismerhető meg. Többnyire vastag (20–60 m) laza üledékekkel fedett és a felszínen is csak csekély számú, kis területű kibúvásban található (völgytalpon és völgyoldalak alján), így földtani és vízföldtani tanulmányozására célszerűen a kutatófúrások adtak lehetőséget. Ez az alább ismertetett, viszonylag kis számú függőleges harántolás biztosította, hogy a potenciális befogadó területen a képződményről különböző mélységekben földtani és vízföldtani információkhoz jussunk.

A területen sekély- és mélyfúrások mélyültek. A sekélyfúrások célja a gránitösszlet beszivárgási és feláramlási területeinek megismerése és vizsgálata volt, a mélyfúrások a potenciális telephely megismerését célozták. 1997-ben, a telephely kijelölése során a környezet vízföldtani megismerése céljából 7 *sekélyfúrást*, a kijelölt telephely kutatásának első szakaszában további 8 *sekélyfúrást* és 4 fúráspárt, valamint 1997–98-ban 4 *mélyfúrást* mélyítettünk (GYALOG, TUNGLI 1998). Külön mélyült 1998-ban még egy (domboldali) *sekélyfúrás*. A második szakaszban, a telephely PHARE támogatású kutatásához (BALLA 2000) kapcsolódóan 1998–99-ben további 2 *mélyfúrást* létesítettünk (GYALOG, TUNGLI 1999).

A fúrásokat a kővágószőlősi Rotaqua Kft. és a balatonalmádi Geoprosper Kft. mélyítette, többfajta típusú fúrógéppel (a mélyfúrások géptípusai: Üh-2 – ZIF-650, Üh-3 – UKB-500, Üh-22 – UKB-500 és Ingersoll Rand T4W,

Üh-4, Üh-5 és Üh-23 – Wirth B1A), a tervezett mélységeknek és a műszaki elvárásoknak megfelelően. A mélyfúrásokhoz megkezdésük előtt az állandó megközelíthetőség érdekében makadámút épült, a fúrási területek is zúzottkő borítást kaptak.

Valamennyi fúrást állandó terepi műszaki ellenőrzés felügyelte (Golder Associates [Magyarország] Kft.), a sekélyfúrásokat napi, a mélyfúrásokat folyamatos, éjjel-nappali helyszíni műszaki ellenőri jelenléttel, állandó terepi irodával, az 1996. évi kutatásnál már alkalmazott módszerekkel (TUNGLI, GYALOG 1997). A műszaki ellenőrzés koordinálta valamennyi, a fúrásokhoz kapcsolódó terepi munkát is. A fúrásoknál zajló valamennyi tevékenységről részletes napi-jelentések és összefoglaló dokumentumok készültek. A mélyfúrásoknál az öblítővizet folyamatosan megjelöltük nyomjelző folyadékkal, melynek beállított koncentrációját naponként háromszor ellenőriztük. (A vízmintavételt megelőző vízkimelés során a nyomjelző tartalom csökkenését, vagyis közvetetten a technológiai víz arányát tudtuk konkrét értékekkel jellemezni.) Az öblítőfolyadék egyéb paramétereit is (pH, vezetőképesség, átfolyási idő Marsh-tölcséren, hőmérséklet, sűrűség) rendszeresen mértük, valamint folyamatosan figyelemmel kísértük a fúrásműszaki paramétereket (előrehaladási sebesség, talpnyomás, öblítőszivattyú teljesítménye és nyomása). A kemény magokról még a magládába helyezésük előtt átnézetes közetmechanikai minősítést adtunk (RQD közetmechanikai minősítés DEERE szerint: a magkihozatalon belül a 10 cm-t meghaladó ép magok hosszának aránya a fúrt szakasz hosszához).

Az alábbiakban először a sekély-, majd a mélyfúrásokat jellemezzük, ezután fúrási tapasztalatainkat ismertetjük, végül összesítést adunk.

A telephely-kijelölés és telephelykutató sekélyfúrásainak áttekintő táblázata

Fúrás		Koordináták			Mélyítés és kútkiépités (hónap)	Egyes szakaszok talpmélységei (m)			Összeteteje (m)		Talajvízszint (m)
helye	jele	X EOV	Y EOV	Z balti		száraz szakasz	magfúrás	teljes fúrás	gránit-murva	gránit	
A telephely-kijelölés sekélyfúrásai											
<i>Fúrások dombtetőkön</i>											
Üveghuta	Üh-6	95 446,45	615 952,16	276,21	1997. 05.	60,45	80,00	82,50	57,2	60,45	76,55
Üveghuta	Üh-7	95 188,98	615 488,13	269,92	1997. 04-05.	55,00	69,00	71,55	46,6	55,7	nem érte el
Üveghuta	Üh-8	94 545,68	615 300,21	270,13	1997. 05.	46,35	65,00	78,00	40,3	48,3	64,84
<i>Fúrások völgytalpakon</i>											
Üveghuta	Üh-11	96 169,42	614 933,78	157,48	1997. 05-06.	4,80	15,00	15,50	5,5	8,4	0,46
Üveghuta	Üh-12	95 797,88	616 869,72	162,08	1997. 06.	5,10	15,10	17,80	3,5	5,1	2,96
Üveghuta	Üh-13	95 205,38	615 032,78	178,34	1997. 05.	7,19	16,00	17,05	8,1	10,8	2,69
Üveghuta	Üh-14	94 668,40	614 894,53	184,74	1997. 05-06.	3,60	15,00	17,00	1,4	3,9	0,90
A telephelykutató sekélyfúrásai											
<i>Fúrás párok</i>											
Mórág	Mó-5	99 049,51	617 766,84	123,50	1997. 07.	7,00	50,00	50,00	9,0	14,1	3,13
Mórág	Mó-5A	99 047,53	617 763,18	123,54	1997. 07.	3,00	-	15,70	=Mó-5		2,90
Mórág	Mó-6	95 954,00	617 843,23	140,52	1997. 07-08.	13,50	50,00	50,00	-	12,8	1,62
Mórág	Mó-6A	95 948,80	617 841,86	140,68	1997. 07-08.	10,70	-	15,50	=Mó-6		2,30
Üveghuta	Üh-18	96 946,21	616 455,02	156,75	1997. 08.	12,00	50,00	50,00	9,5	17,0	0,38
Üveghuta	Üh-18A	96 945,01	616 451,34	156,82	1997. 08.	3,00	-	20,20	=Üh-18		1,02
Üveghuta	Üh-19	95 436,79	614 656,18	166,46	1997. 08.	8,70	50,00	50,00	7,5	9,3	1,21
Üveghuta	Üh-19A	95 433,91	614 657,72	166,52	1997. 08.	3,00	-	13,60	=Üh-19		1,38
<i>Fúrások völgytalpakon</i>											
Mórág	Mó-4	97 488,50	620 259,72	108,91	1997. 09.	6,30	23,20	25,07	1,2	5,3	5,86
Üveghuta	Üh-9	99 084,95	616 528,98	130,32	1997. 09.	8,90	15,00	17,13	9,3	9,6	1,29
Üveghuta	Üh-17	97 791,05	616 125,87	138,99	1997. 07-08.	16,00	30,20	31,00	9,1	16,0	1,25
Üveghuta	Üh-20	94 808,05	616 491,37	220,33	1997. 07-08.	8,00	30,20	30,70	3,4	7,9	9,89
<i>Fúrások völgyoldalakban</i>											
Mórág	Mó-3	97 151,97	618 300,61	167,27	1997. 08-09. és 11.	19,00	40,50	44,00	16,8	35,5	12,60
Üveghuta	Üh-15	94 254,40	615 220,63	201,05	1997. 08.	10,70	30,00	31,50	7,0	10,7	4,60
Üveghuta	Üh-16	96 052,84	616 046,49	211,07	1997. 08-09.	12,50	33,60	42,00	4,5	12,8	22,25
Üveghuta	Üh-21	93 886,72	614 760,93	249,53	1997. 08.	21,10	30,10	41,00	15,0	28,1	32,46
Üveghuta	Üh-24	95 474,74	614 840,20	190,51	1998. 08.	17,10	60,2	60,2	12,6	16,0	nincs adat

2. Sekélyfúrások

A sekélyfúrások eleinte a telephely kiválasztását segítették a dombtetők fedőüledékeinek és a völgytalpak feláramlásainak megismerésével. Később a fúrások célja a már kiválasztott telephelyen és annak tágabb környezetében az áramlási viszonyok megismerése volt. A fúrás párokkal két különböző mélységű szintet vizsgáltunk. Valamennyi fúrást megfigyelőküttá képeztük ki, a kútkiépités általában műanyag szűrőcsővel, kavicsolással történt. Néhány fúrás eseté-

ben a felső szakasz beléscsővel való kizárása mellett nyitott lyukszakasszal maradt a kút. A fúrások legfontosabb adatait az 1. táblázat mutatja.

3. Mélyfúrások

Az első 4 mélyfúrás (1997 szeptembere és 1998 februárja között) a telephely-kijelölés során kiválasztott telephely 600×300 m-es területén, egy időben kezdve, egymással

A mélyfúrások főbb adatai

Fúrás		Koordináták (EOV, balti)			Mélyítés ideje (hónap)	Összlet teteje felszíntől (m)		Talajvíz felszintő l (m)	Fúrasi hossz felszíntől (m)	
helye	jele	x	y	z		murva	gránit		száraz	teljes
Üveghuta	Üh-2	95 178,69	616 014,27	280,11	1997. 09.–1998. 02.	54,00	55,90	*	55,80	381,90
Üveghuta	Üh-3	94 999,11	615 919,06	279,70	1997. 09.–1998. 01.	49,10	50,10	58,82	50,14	300,10
Üveghuta	Üh-4	94 987,55	616 111,21	246,43	1997. 09.–1998. 02.	19,70	21,20	33,28	34,44	300,19
Üveghuta	Üh-5	94 828,32	616 006,77	281,24	1997. 09.–1998. 01.	52,50	60,50	50,44	53,48	300,88
Üveghuta	Üh-22	95 096,93	615 992,71	281,39	1998. 11.–1999. 03.	56,60	62,50	68,80	54,00	500,77
Üveghuta	Üh-23	95 275,97	615 968,97	277,19	1998. 11.–1999. 01.	59,10	60,20	65,40	59,14	300,48

* nincs adat

párhuzamosan mélyült (1. ábra). A négy fúrás két háromszöget képezett. A telephely hosszabbik tengelyvonalára került az 500 m-re tervezett (végül 381,90 m befejező mélységű) Üh-2 jelű fúrás, a háromszögek másik 3 csúcsán mélyültek a 300 m-es fúrások (Üh-3, Üh-4 és Üh-5).

A telephelykutatás második szakaszában, 1998 novemberre és 1999 márciusa között további két mélyfúrás lemélyítésére került sor, 500 (Üh-22), illetve 300 m (Üh-23) talpmélységig, a telephely továbbkutatása céljából. Az új fúrásokat az Üh-2-től DDNy-ra és ÉÉNy-ra kb. 100–100 m-re tűztük ki (1. ábra).

Az üveghutai kutatási területen mélyült mélyfúrások összefoglaló adatait a 2. táblázat mutatja.

A második fúrasi szakasz befejezése után mind a hat fúrólukban interferenciás kútvizsgálatok történtek (jeladás az Üh-22, észlelés a többi öt lyuk 25, pakkerekkel elválasztott szakaszán). A több mint egy évvel korábban befejezett első négy fúrás alsó szakaszai kisebb-nagyobb mértékben beomlottak, ezért azokat a vizsgálatok előtt ki kellett tisztítani. A vizsgálatok befejezése után hosszú távú pakkeres megfigyelő monitoringrendszerrel telepítettünk a fúrások egy részébe.

A legoptimálisabb megoldás az lett volna, ha a fúrások mélyítési technológiája nyomán nem merülnek föl a tervezett mintázásokat, illetve vizsgálatokat befolyásoló folyamatok. A jelenlegi magfúrás-mélyítési gyakorlat a granitoid képződményekben azonban az öblítéses rotary fúrás. A fúrasi technológiának vizsgálatokra, mintázásokra kiható következményeit akkor tudjuk a legalacsonyabb szinten tartani, ha tiszta vizes öblítést alkalmazunk. Az üveghutai területen lévő magfúrásokat nem tudtuk így, tiszta vízzel problémamentesen a tervezett talpmélységig lefúrni. Az összes hagyományos technológiai fogás azonban a fúrasi előrehaladás érdekét veszi elsősorban figyelembe, és nem számol a vizsgálhatóságot, megismerést befolyásoló hatásokkal. Ezért tartjuk lényegesnek annak a törekvésnek bemutatását, hogy hogyan jutottunk el a tiszta vizes fúrás (a vizsgálhatóságot legkevésbé befolyásoló technológia) lehetetlenné válása után a lehető legkevesebb kompromisszum árán a tapasztalataink szerint megfelelő megoldáshoz.

Az alábbiakban először a mélyfúrások általános jellemzőit, ezután a fúrások mélyítésének sajátosságait ismertetjük, majd egyedi jellemzést adunk a mélyfúrásokról, végül vázoljuk az egyedi technikai problémák megoldását.

3.1. A mélyfúrások általános jellemzői

A mélyfúrások végig magvétellel mélyültek. Az első szakasz fúrásaiban alapkövetelmény volt, hogy a kútvizsgálók és a geokémiai elemzések zavartalansága érdekében az öblítés tiszta vízzel történjen. A tervezett minimális fúrasi, ill. magátmérő 300 m-ig 96/63,6 mm (HQ), ez alatt 75,8/47,6 mm (NQ) volt. A magfúrás a fenti vagy ennél nagyobb (101, 110 illetve 116 mm-es) átmérővel történt, kisebb mélységekben részben hagyományos, kb. 100–150 m alatt túlnyomórészt gyorsmagszedős („wire-line”) rudazattal és technológiával. A laza fedőledékben keményfémbeütés, a kemény gránitban impregnált gyémántkoronával fúrtunk. A tervezettnél kisebb (75,8 mm-es) átmérőt csak az Üh-5 jelű fúrásban alkalmaztunk 202,72 m alatt (ennek az volt az oka, hogy a zúzott zónában a talpcementezést elkerülendő még egy beléscsórakatot építettünk be). Az Üh-2-ben, mivel a kőzet fúrhatósági viszonyai és állékonysága lehetővé tették, 364,20 m-ig (majd a cementezés utáni továbbfúrás során 375,50 m-ig), az Üh-22 fúrásban egy omló zóna harántolása után 318,06 m-ig fúrtunk a nagyobb (96 mm-es) átmérővel (2. ábra).

A magkihozatal az omló szakaszok nélkül szinte valamennyi fúrásban elérte a 95% értékeket (többségükben még az omló zónákkal együtt is), csak az Üh-5-ben maradt kisebb alatta (3. táblázat).

A fúrások mélyítése során minden csövezés, cementezés előtt a szabadon álló rész komplex geofizikai mérését elvégeztük, valamint – amennyiben kemény kőzetből állt a lyukfal – akusztikus lyuktelevíziós mérés is történt. A kútvizsgálatok során kb. 10 m-es egyedi szakaszokon pakkeres hidrodinamikai gyorsteszteket végeztünk. Ezek alapján kijelölt intervallumokban hosszú idejű tesztek és vízmintavételek (előttük hosszú idejű vízkiemeléssel a fúrás által bevitt víz hatásának kiküszöbölése céljából) történtek. A felső szakaszon a talajvízszint-méréseket is végeztünk.

Az első szakasz mélyfúrásai 1997 szeptemberében kezdődtek. Időtartamuk meghaladta a tervezettet, mivel a gránitösszletben az előzetesen vártnál több és nagyobb omló zónát harántoltak. Az első két fúrás (Üh-3 és Üh-5) 1997 decemberében (illetve a pakkeres vizsgálatokkal együtt 1998 januárjában), míg a másik kettő (Üh-4 és a termélység elérése előtt, 381,90 m-ben leállított Üh-2) 1998 februárjában fejeződött be. Először minden esetben megpró-

A mélyfúrások magkihozatala

Fúrás		Száras fúrási szakasz		Öblítéses fúrási szakasz omló zónák nélkül		Omló zónák		Omló zónák száma	Teljes fúrás összesen	
helye	jele	hossza	magkihozatal (%)	hossza	magkihozatal (%)	hossza összesen	magkihozatal (%)		hossza	magkihozatal (%)
Üveghuta	Üh-2	55,80	100,00	290,80	99,51	35,30	73,23	1	381,90	97,15
Üveghuta	Üh-3	50,14	97,95	228,21	96,00	21,75	91,45	2	300,10	95,99
Üveghuta	Üh-4	34,44	89,31	233,17	98,76	32,58	35,54	4	300,19	90,81
Üveghuta	Üh-5	53,48	93,46	211,98	89,67	35,42	49,68	1	300,88	85,32
Üveghuta	Üh-22	54,00	100,00	391,49	95,17	55,28	89,07	4	500,77	95,02
Üveghuta	Üh-23	59,14	99,90	237,54	97,57	3,80	88,42	5*	300,48	98,23

*Az Üh-23-ban 4 zóna vastagsága nem érte el az 1 m-t

báltunk az omló zónákon a fúrás technika szóba jöhető lehetőségeit felhasználva átjutni. Ha ez nem sikerült, a konkrét körülmények függvényében döntöttünk beléscsövezés vagy cementezés mellett. Ezt viszont meg kellett, hogy előzze az addigi szakasz pakkeres hidrodinamikai vizsgálata. Mivel a vizsgálatok során nem volt kizárható, hogy az egyik fúrólukban történő tevékenység (pl. vízbevitel vagy vízkivétel) hatása hidrodinamikailag érzékelhető a szomszédos lyukakban, a megbízható eredmények érdekében a tesztek idejére minden (fúrási, szivattyúzási) tevékenységet leállítottunk a többi fúrásnál.

A második szakasz mélyfúrásai 1998 novemberében indultak, és 1999 januárjában, illetve március végén fejeződtek be. E szakasz fúrásai esetében – az első szakasz fúrásainak tapasztalatai alapján – a laza üledékek átfúrását követően (a lyuk felbővítése után) az előző szakaszhoz képest nagyobb átmérőjű beléscsövet helyeztünk el, hogy több beléscsórakat álljon rendelkezésünkre a tiszta vízöblítéssel előrehaladási nehézségeket okozó szakaszok átfúrásához. E két fúrás esetében három tartalék csórákattal, így négy lehetséges átmérővesztéssel számoltunk. Itt az egyik fúrás (Üh-23) nem harántolt fúrás technikai problémát jelentő omló zónát, a másikban (Üh-22) viszont kihasználtuk ezt a lehetőséget (2. ábra).

A tetőn levő mélyfúrások 50–60 m fedőüledéket (talaj, lösz-összlet paleotalaj szintekkel, tarka- és vörösgyag, gránitmurva) harántoltak, csak a domboldalon mélyült Üh-4-ben volt 20 m körüli ezek vastagsága (2. táblázat). Ezt a szakaszt túlnyomórészt száraz fúrási technológiával (hagyományos ki- és beépítéssel, keményfémbetűs koronával) fúrtuk, a lyukfal átázásának és instabillá válásának, valamint a vízvesztések elkerülése céljából. Az első néhány m-ben, ha szükséges volt, vezércsövet építettünk be. Amikor a kőzet keménysége vagy a talajvízszint miatt a fúrást szárazon már nem tudtuk folytatni, tértünk át az öblítéses, rotary rendszerű fúrára, majd a kemény gránitba kb. 10 m-es szakaszon fúrtunk bele, és a felső laza szakaszt felbővítés után csöveztük ki (a csövet palástcementezéssel rögzítettük).

A fedőüledékek alatt valamennyi fúrás talpig gránitösszletben haladt. Ezekben a fúrás szakaszokon a töredezettség áttekintő, terepi gyors mérésére az RQD értéket használtuk. Ez jól mutatja az egyes töredezett zónákat a gránit-

összletben. A fúrások jellemzésére a műszaki ellenőrzés során mért műszaki és öblítőiszap-paramétereket diagramokban is ábrázoltuk. Ezt az Üh-3 fúrás példáján mutatjuk be (3. ábra).

A gránitösszlet a legnagyobb részén többé-kevésbé repedezett. A tiszta vízzel való fúrás mellett egy-egy repedezettségi szint felett a lyuk fala szinte mindegyik fúrásban omlani kezdett, kisebb-nagyobb omló zónák fordultak elő (3. táblázat). Ezek átfúrása a kívánt műszaki feltételek mellett általában nehézségeket jelentett. (A zónák omlása természetesen nemcsak földtani, hanem műszaki okoktól – fúrószerszám, lyukátmérő, öblítőfolyadék minősége, sebessége, fúrógép fordulatszáma stb. – is függ, így nem interpretálhatók az utóbbiak figyelembevétele nélkül.) A fúrások kialakított végső szerkezetét és kapcsolatát az omló zónákkal a 2. ábra mutatja be.

Az első szakasz fúrásaiban ezt a problémát végső esetben cementezéssel próbáltuk megoldani. Ekkor a tiszta vízzel való előrehaladás lehetetlenné válásakor tamponcementezést használtunk, szükség esetén ezt megismételtük. Később (pakkeres hidrodinamikai interferenciatesztek végzése előtt) a cementezett lyukfalszakaszokat perforálással nyitottuk meg.

A második szakasz fúrásaiban a repedezett zónákat cementezés helyett beléscsövezéssel és speciális iszap használatával fúrtuk át úgy, hogy minél kevésbé ártsunk a teszteknek és a vízmintázásnak. Ez a tesztek esetében sikeres volt, a vízmintázásnál egyes elemzéseket befolyásolt az iszap használata.

A köztés beléscsövezés esetén a bővítés görgős vésővel, illetve a második ütem fúrásaiban fúrókalapáccsal történt. Ez utóbbi gyorsabb előrehaladást tett lehetővé, és mivel megfelelő megvezetést alkalmaztunk, a bővítés tengelye az eredeti fúrás tengelyben maradt.

A fúrási és vizsgálati szakaszok időbeli bontását a 4. táblázat mutatja. Ebből látható, hogy a teljes tevékenységnek kb. a felét teszi ki a különböző eredetű várakozás, és a valódi fúrási tevékenységnek is csak mintegy 50%-a a tényleges előrehaladást jelentő magfúrás (ez alól csak a gyakorlatilag omló zóna nélküli Üh-23 fúrás jelentett kivételt), a többi tevékenység a fúrást stabilizáló első, palástcementezett beléscsőhöz kapcsolódó munkák mellett elsősorban az

omló zónák felszámolására irányult. A fúrási tevékenységet idő–mélység diagramon is ábráztuk, amit az Űh-23 fúrás példáján mutatunk be (4. ábra).

3.2. A fúrások mélyítésének sajátosságai

A mélyfúrásoknak a földtani képződmény belső szerkezetének tanulmányozása és a gránitösszlet repedéseiben lévő hasadékvíz áramlási rendszerének megismerése volt a legfontosabb feladata. Az összlet belső szerkezetének közvetlen megismerését a fúrómag biztosította, a közvetett megismerés pedig a geofizikai méréseket jelentette. A lera-kó szempontjából kiemelt fontosságú vízármlási rendszer megismerésének egyik módszere a vizek mintázása, a másik pedig többféle „in situ” hidrodinamikai mérés volt. A vízmintáknak mind a vízkémiai, mind az izotópgeokémiai (köztük kormeghatározási) eredményei nagyon lényeges információk. A hasadékvizek azonban mobil közegű, dinamikus, könnyen manipulálható, sérülékeny térbeli rendszert alkotnak, amelyet már mind a kutatófúrás mélyítése, mind annak vizsgálata során jelentős külső hatások érnek (egyrészt az alkalmazott öblítéses fúrási technikából adódóan az öblítőfolyadékkal való érintkezés révén, másrészt pedig a különféle vizsgálatokhoz szükséges víztermeléssel, a fúrólyuk által lehetővé tett vízmozgással). E hatások nyomán a rendszerben vissza nem fordítható folyamatok is beindulnak. A mi célunk az volt, hogy lehetőleg kiszűrve ezeket a hatásokat, a rendszer valódi, „eredeti” tulajdonságait vizsgáljuk, hiszen célunk éppen ennek a földtani képnak a megismerése. Éppen ezért – a külső hatások minimalizálása érdekében – kerültük az öblítőiszap alkalmazását, és a tiszta vizes öblítéshez is ennek az elvnek megfelelően csak egy előre kiválasztott (mélységi vízbázisú) vízkútból származó vizet használtunk. Az összes „technológiai vizet” (öblítőfolyadékot) nyomjeleztük, azaz nagyon kis (1 g/t)

koncentrációban egy könnyen, gyorsan és egyszerűen meghatározható fluoreszkáló anyaggal (nátriumfluoreszcein, köznapi nevén uranin) festettük meg. Erre elsősorban azért volt szükség, hogy a fúrólyukból történő vízmintázás során képünk legyen a technológiai öblítővíz rétegvízhez viszonyított arányáról.

A mélyfúrások első szakaszában a tiszta vizes öblítés volt a fő vezérelv. Mindaddig, amíg masszív gránitot fúrunk, nem jelentkezett probléma a fúrási technológiában. A gránitban a kőzetrepedések számától függően azonban a masszív, kemény kőzettípustól a tektonikailag zúzott zónákig minden átmenet megtalálható volt. Ahol a gránit repedezettsége egy bizonyos szintet meghaladott, ott az adott fúrási technológia és lyukátmérő függvényében megindult a kavernaképződés, és a kavernákon át az öblítővíz már nem volt képes a felszínre szállítani a durvább szemcséjű furadékat. A fúrásokban éppen ezek a laza, repedezett, pergő zónák okoztak problémát, amelyekből a kőzetanyag a lyuktalpra került és ott fölgyülemlt, esetenként több méternyi törmelék lyuktalpi ülepedésként jelentkezve.

Tapasztalatunk szerint ezek általában olyan töredezett, repedezett kőzetanyagú tektonizált zónák, amelyben a kőzetdarabok közötti vékony repedéseket agyag vagy más puha, pl. karbonátos kőzetanyag töltötte ki. Nyitott repedés elvtve található. A lyukfalból ezeken a helyeken a mechanikai, vibrációs igénybevétel és a tiszta vizes öblítés hatására folyamatosan pereg a kőzetanyag. Ezekben a zónákban ugyanakkor általában nem tapasztaltunk jelentős öblítővíz-veszteséget, és a kűtvizsgálatok szerint vízvezető képességük nem különbözik jelentősen a fúrástechnikailag problémamentes szakaszokétól.

Ha a puha kitöltő anyag mennyisége jelentős, akkor a fúráskor, kőzetroncsoláskor fellépő mechanikus, nyíró erők hatásai mellett a tiszta vizes öblítés részben vagy egészében kimossa az agyagos kitöltőanyagot. Ennek következté-

4. táblázat

A fúrási tevékenység időbeli bontása (nap/%-ban)

Fúrás jele	Űh-2	Űh-3	Űh-4	Űh-5	Űh-22	Űh-23
Fúrási tevékenység						
Magfúrás	40,0/24,9	28,0/23,5	43,0/28,1	20,5/17,8	58/28,0	34,0/36,6
Első bélésű (bővítés, csövezés, cementezés)	4,5/2,8	5,0/4,2	4,5/3,0	4,0/3,5	6,5/3,1	8,0/8,6
Köztes tevékenységek (lyuktisztítás, bővítés, csövezés, cementezés stb.)	36,5/22,7	17,5/14,7	28,5/18,6	18,0/15,7	49,5/23,9	7,5/8,1
Lyukbefejezés	2,0/1,2	2,0/1,7	2,0/1,3	2,0/1,7	2,0/1,0	2,0/2,2
Fúrás összesen	83,0/51,6	52,5/44,1	78,0/51,0	44,5/38,7	116,0/56,0	51,5/55,4
Várakozás						
Pakkeres teszt, vízmintavétel, vízszintmérés	38,0/23,6	29,5/24,8	26,5/17,3	32,5/28,2	41,5/20,1	26,0/27,9
Lyukgeofizika és lyukszeizmika	5,5/3,4	6,5/5,5	4,0/2,6	2,5/2,2	11,5/5,6	1,0/1,1
Tevékenység más lyukban	10,5/6,5	1,5/1,3	7,5/4,9	7,0/6,1	11,0/5,3	1,0/1,1
Egyéb várakozás (ünnepek, bejelentett leállások stb.)	24,0/14,9	29,0/24,4	37,0/24,2	28,5/24,8	27,0/13,0	13,5/14,5
Várakozás összesen	78,0/48,4	66,5/55,9	75,0/49,0	70,5/61,3	91,0/44,0	41,5/44,6
Teljes fúrási idő	161,0/100	119,0/100	153,0/100	115,0/100	207,0/100	93,0/100

ben a fűrómag szétesik, és magként egy murva állagú „kőzetdarálékot” kapunk. A továbbfűrés során az öblítés nagy sebességű fölfelé tartó vízárnya a továbbiakban is állandóan közvetlenül érintkezik a lyukfállal, így tovább bontja ezeket a zónákat. Egy nagyobb üreg (kaverna) kialakulásakor pedig ezen a szakaszon megszűnik a vízárny szállító-képessége, mert a föláramlás sebessége a lényegesen nagyobb térben, a kaverna magjában szinte nullára lecsökken, és elejti a szállított furadékokat. Ezt tetézi az is, hogy az üregben a fölszálló áramlás ellen dolgozó különféle turbulens áramlások is kialakulnak (5. ábra). Mindez azt eredményezi, hogy ha a kikavernásodott szakaszon meg is szűnne a lyukfal további „pergése”, a tiszta vizes öblítés legfőljebb a gyémántkorona furadékát tudná a felszínre szállítani, az omlásból vagy pergésből származó nagyobb szemcseméretű frakciót pedig legfőljebb csak a kavernáig lenne képes fölemelni és ott az öblítés alatt lebegtetve tartani. Az öblítés alatt lebegtetett állapotba került, a lyuktalpon fögylémlő furadék durva frakciója az öblítés hirtelen – akár pillanatnyi – leállása (pl. szerszámtoldás) esetén a lyuktalpra ülepedik vissza, ami a szerszámszorulás és a lyukból való kizáródás veszélyével jár. Ez a probléma megfelelő fűróiszap megválasztásával jól és egyszerűen kezelhető.

A kutatás *első szakaszában* – elsősorban geokémiai megfontolásból – ragaszkodtunk a tiszta vizes öblítéshez, azonban így egy-egy ilyen szakasz harántolásakor mindig egyedi megoldással kellett próbálkoznunk.

Alapvetően két megoldási változatot használtunk:

1. Optimális esetben az adott zónát lyuktisztítással sikerült teljesen átfűrnünk, ezután a fűrészt fölbővítettük, majd kicsőveztük. A cső mögött a víz továbbra is közlekedik, így a csővezetett zóna – egy tovább nem szakaszolható egységként ugyan – de vizsgálható maradt.
2. Amennyiben a fenti megoldás nem volt lehetséges, a kűtvizsgálatok és a vízmintázás után a lyuktalpon tamponcementezést alkalmaztunk, szükség esetén a cementezést akár többször is megismételve. A bejuttatott cementtej magába foglalja a tiszta vízzel kiöblíthetetlen közettörmelékét és kitölti a kikavernásodott üreget, majd megköt. Így ezzel a cement-, ill. betontöredékekkel stabilizálja a pergő lyukfalat. A cement megkötése után a képződött cementdugót átfűrjük, és a fűrólyuk tovább mélyíthető.

Tapasztalataink szerint mindkét vázolt megoldásnak komoly hátránya, ill. kockázata volt: a csővezetéses változat még viszonylag rövid (pár méteres) zóna esetében is nagyon bizonytalan kimenetelű és csak csekély eredménnyel biztatott, hiszen tiszta vizes öblítéssel 5 m-nél hosszabb pergő szakasz vagy akár ennél rövidebb, de könnyen kavernásodó zóna esetében a fellépő lyuktalpi ülepedést már nem lehetett kezelni. A cementtejjel történő lyukfalstabilizálás alkalmazása pedig vizsgálati szempontból nagyon drasztikus és visszavonhatatlan beavatkozás. A cementtej különböző mélységig hatol be és zárja el a repedéseket, hasadékokat, azaz a vízmozgás minden útját nem csak a fűrés falán, hanem a közetrések esetleg tágabb környezetében

is. A cementezett szakasz perforálásával (kumulatív töltekekkel való átlövésével) megpróbáltuk mesterségesen helyreállítani a hozzáférést a közethez és hasadékvizéhez. Arról azonban, hogy ez miként sikerült, milyen mértékben tudtuk átjárhatóvá tenni a cementzárást, vagyis megnyitni a repedéseket, nincs mérésekkel alátámaszható eredményünk.

Cementezés esetén (béléscső palástcementezésekor és lyuktalp [tampon]-cementezésnél egyaránt) a cementhez nem adtunk adalékanyagot. Az első szakasz kedvezőtlen cementkötési tapasztalatai után a második szakaszban egy különleges aluminátcementet („Fondu Lafarge” francia cement) használtunk a béléscsövek elsődleges cementezésére (ennek kötési ideje kb. 10 óra, ami lényegesen rövidebb a korábban használt portlandcement min. 72 órás idejénél, emellett kémiaiailag stabilabb tulajdonságokkal rendelkezik, tehát kisebb mértékben oldódnak be a vízbe a cementtel bevitt sók; ezt a cementfajtát külföldön többféle rendszeresen használják hasonló célú földtani kutatás során). Portlandcementet csak a gyűrűstér legfelső szakaszának feltöltésére használtunk.

Az első szakasz fűrésainál a területen fűrésenként átlagosan két ilyen – tiszta vizes öblítésnél problémát jelentő – zónát harántoltunk, és a tiszta vizes öblítés mellett ebből legalább az egyik esetében csak cementezéssel lehetett a fűrólyuk megfelelő állékonyosságát biztosítani. Csak az Üh-5 fűrésben sikerült béléscsővezéssel (és ehhez a tervezettnél kisebb lyukátmérő alkalmazásával) kiváltani a cementezést.

A *második kutatási szakaszban* el akartuk kerülni a cementezést, ezért lemondtunk a mindenáron tiszta vízzel történő fűrésről, és a fűrés technikailag nehézséget okozó zónák harántolásához megfelelő tulajdonságú fűróiszapot kerestünk.

A speciális műszaki célú technológia egyedi összetételű fűrés folyadék alkalmazását kívánta meg. Ezt a Mol Rt. – Kummi szolnoki laboratóriumának szakemberei által javasolt Xanthan (műszaki nevén Rhodopol) biopolimer használatával értük el. Az ebből készült iszap szilárdanyagtól mentes, emellett a geokémiai kiértékelést a legkevésbé zavaró összetétellel és kémiai jellemzőkkel rendelkezik. Másrészről mindazokkal a reológiai tulajdonságokkal bír, amelyek biztosítják az omló szakasz kezelhetőségét (megfelelő furadékszállítási képesség változó áramlási sebesség mellett), miközben vastag iszaplepenyt nem, csak egy vékony filmszerű réteget képez a lyukfalon. A fűrólyuk iszappal történő föltöltésekor pedig mintegy „megtámasztjuk” a lyukfalat is, ami hozzásegít a további pergés, omlás megszűnéséhez. Végül az iszap oxidálóanyagok segítségével lebontható, így a fűrólyukból eltávolítható. A reológiai tulajdonságokat a helyszínen VG típusú viszkozitásmérővel állítottuk be. Az iszap az alábbi „recept” alapján készült: 5 kg/m³ Rhodopol, 0,5-1 kg/m³ nátriumbenzoát, 0,5-1 kg/m³ keményítő. A nátriumbenzoát funkciója a biológiai (bakteriológiai) bomlás megakadályozása, a keményítő (Poly-star) eredeti feladata a folyadékkiszűrődés (vízleadás) szabályozása, esetünkben azonban főként a polimer komponensek kimutathatóságát segítette.

Ebben a szakaszban a tiszta vizes öblítés mellett a grá-

nitban fűrástechnikai problémát okozó zónák csak az Ūh-22 fűrásban jelentkeztek (az Ūh-23 fűrásban iszap-használatra nem került sor). A tektonikus zónák jellemzően csak kis magvesztéssel, 0%-os RQD értékkel, repedezett, töredezett kőzettípusokkal és növekvő lyuktalpi ülepedéssel jelentkeztek. Közülük négy zóna jelentett hagyományos eszközökkel kezelhetetlen nehézséget: a fűrómagok a magcsőből még egyben „jöttek ki”, de a számtalan repedés mentén azonnal, már a magvályuban „szétestek”. Mindegyik zónában találkoztunk puha, agyagos, karbonátos kitöltéssel is. A korábbi fűrások tapasztalatai alapján 1-2, a lyuktalpi ülepedés földolgozására tett sikertelen próbálkozás után döntöttünk a biopolimeres iszap használatáról. Szempont volt az is, hogy lehetőleg elkerüljük a lyukfal kavernásodását, hiszen ez problémát jelentett volna a továbbfűrás során. Ezen zónák harántolásakor kellett áttérnünk a fűróiszap használatára az omló szakaszokon, végül a fűrás befejezésének gyorsítása érdekében 318,06 m-től a fűrás talpáig (500,77 m-ig) is iszappal fűrtünk.

Az iszapöblítést mindaddig alkalmaztuk, amíg a fűrómag alapján meg nem bizonyosodtunk arról, hogy a kőzet fűrásához a továbbiakban a tiszta vizes öblítés is megfelelő és elegendő lesz. Minden egyes újabb iszaphasználat előtt elvégeztük az adott mélységig a kűtvizsgálatokat, a vízmin-tázást és a geofizikai méréseket. Mindegyik alkalommal, ahogy ismét űde gránitot fűrtünk, fokozatos hígítás után iszapcserével visszaálltunk tiszta vizes öblítésre. A fűrás befejezésekor terv szerint megkíséreltük a biopolimer alapú iszap kémiai lebontását és eltávolítását (kis [1,4%] koncent-rációjú hidrogén-peroxidos oldat fűrólyukba juttatásával, majd négy órás reakcióidő eltelte után a közömbösített öb-lítőfolyadék tiszta vízre cserélésével). A lebontás sikerült, de azt követően a lyukfal instabillá vált, és a 380 m-nél levő nem csővezett omló zónánál a fűrás „összecsúszott”. Így az újabb, iszappal történt lyuktisztítás után a további pakkeres vizsgálatokat is biopolimeres közegben végeztük el.

3.3. A mélyfűrások egyedi jellemzése

Az alábbiakban röviden ismertetjük az egyes fűrások mélyítésének legfontosabb eseményeit, sajátosságait, valamint végleges kűtkiképzésüket. (2. ábra).

Az Ūh-2 fűrás volt a terület talán legfontosabb fűrása (500 m-es tervezett mélység mellett 381,90 m-es talpmélységgel). Kemény kőzetben (omló zónák nélkül) problémamentesen haladt kb. 346,6 m-ig. Ekkor egy nagy omló zónába jutott, amelybe 364,10 m-ig tudott kisebb lyuktisztításokkal lejutni. Akkor sikertelen lyuktisztítások után a lyuktalpcementezés mellett döntöttünk: Négyszeri cementezés után, majd beléscső beépítésével végül 381,90 m-ben, még mindig az omló zónában a zóna műszaki nehézségei és ezek felszámolásának pénzügyi vonzata miatt állt le a fűrás. Ez a tektonikai zóna a területen a legnagyobb ilyen harántolás, ezért megítélése jelentős mértékben befolyásolja a közvetlen környezetének perspektíváit. A fűrás műszaki paraméterei közül a magkihozatal 360 m-ig gyakorlatilag 100% volt, de az RQD értékek is igen kedvező képet mu-

tattak. Az előrehaladás diagramja különösen a 120–160 m közötti szakaszon mutatott igen kemény összletet (az RQD diagrammal összhangban), 50 perc/m előrehaladással.

A fűrás az alsó, 346 m alatti tamponcementezett szakaszától eltekintve megbízhatóan stabil, állékony volt. Végző kialakításához az elcementezett szakaszt megnyitottuk perforálással. A perforálás során folyóméterenként 4 eltérő fázisszögű töltettel átlóttuk a lyukfalat biztosító cementkérget, ill. cementdugót. Az átlövés a fűrási tengelyre merőlegesen, sugárirányban legalább 40 cm hosszú 14 mm átmérőjű furatot képezett. Ezekon a furatokon közvetlen összeköttetés létesült a fűrólyuk és a cementezéssel elzárt kőzettest között, aminek az interferenciás vizsgálatok esetében a gyors nyomásterjedésben lehet elsősorban szerepe. A perforálásos cementmegnyitás eredményességéről közvetlen mérési adatokkal nem rendelkezünk. Az interferenciás kűtvizsgálatok alatt a fűrólyuk megbízhatóan szabadon átjárható volt 375,85 m-ig.

Az Ūh-3 fűrás kisebb nehézségekkel mélyült 166,30 m mélységig. Közben kisebb tektonikai zónákat zárt el a 89,93 m-ig beépített első beléscső. Később a beléscső alsó darabja 80 cm-t lecsúszott, ennek rögzítésére a beléscső talpa alatt kezdődően talpcementezést végeztünk a 107,7 m fölötti szakaszon. A továbbfűrás 161,60–164,95 m között tektonikai zónát ért, amelyet 173,68 m-nél köztes pakkeres kűtvizsgálatok és továbbfűrási próbálkozások után talpcementezéssel és védőcső (technikai rakat) beépítésével tudtunk csak kiküszöbölni. Innen problémamentesen, jó ütemben fejlődött be a fűrás 300,10 m-es befejező talpmélységig. A 166–173 m közötti szakaszon kívül a fűrás mélyítése során jelentős nehézség nem volt.

A fűrás végző szerkezetét bemutató ábrán (2. ábra) látható, hogy a két talpcementezett zóna mekkora részén befolyásolta kedvezőtlenül a hidraulikai vizsgálatok számára a lyukfalat. A műszaki paraméterek közül (3. ábra) a magkihozatalnál érdekesség, hogy a 60–110 m közötti szakaszon a kisebb töréses zónáknál több a maghiány, mint a fűrás fő nehézségét jelentő 150–180 m közötti szakaszon. Az RQD értékek már jobban mutatják ez utóbbi zónának erősen zűzött voltát. A fűrásban a pH és a vezetőképesség jelentős megnövekedése figyelmeztetett arra, hogy a beléscsőszakat alsó csővének lecsúszása után (mint azt a lyukgeofizikai mérés kimutatta) a mögötte levő, gyengén kötött cement oldódhatott ki. Ezt a jelenséget más fűrásnál nem észleltük. A fűrásban kialakított lyukszerkezet tartósan megbízható átjárhatóságot biztosított. A lyukfal alsó elcementezett szakaszát perforálással nyitottuk meg az interferenciás kűtvizsgálatok előtt, ezután a fűrólyuk szabadon átjárható volt 285,5 m-ig.

Az Ūh-4 fűrás mélyítése során 96,23 m-ig, az első tektonikai zónáig csak kisebb problémák adódtak. Ezt a zónát már nem tudtuk harántolni, így talpcementezést alkalmaztunk. A következő tektonikai zónáig (124,76 m) jó, majd a zűzött zónában 136,30 m-ig lassú volt az előrehaladás. Újra kevés volt a talptisztítás a zóna átfűrásához, beléscsövet (technikai rakatot) építettünk be, mellyel nehézségekkel ugyan, de sikerült a továbbfűrás 176,56 m-ig. Ekkor egy fű-

rószerszám lent maradt a lyukban, és a fölötte levő lyukfal beomlott. A mentéshez bentonitos iszappal bővítettük fel a fűrőlyukat, majd bővítés után az újabb technikai rakatot építettünk be. Ezt követően a lyukat a befejező talpmélységig, 300,19 m-ig mélyítettük le. A fúrás során 90–180 m között szinte folyamatosan jelentkeztek a fűrési nehézségek. Ezért kellett a 96 m fölötti szakasz talpcementezése után a 120–180 m-es szakaszt a végső lyukszerkezetnél is csövezve hagyni. Az előrehaladási sebesség csak 250 m alatt nőtt meg, mivel itt az erősen repedezett kőzetben a HQ átmérőjű gyorsmagszedős szerszám volt a legmegfelelőbb eszköz az előrehaladásra, amivel szinte a fűrhatóság határán, még éppen sikerült az előrehaladást biztosítani.

A fúrás az interferenciás vizsgálatok előtt csak 185,5 m-ig volt átjárható, ezért fűrőszerszám beépítésével és biopolimeres öblítőiszap alkalmazásával lehetett csak megfelelően kitisztítani és átjárhatóvá tenni. Végül 297,7 m-ig vált megbízhatóan átjárhatóvá.

Az **Üh-5 fúrás** mélyítése során, a szárazon fűrt szakasz után, a gránit tetején egy kvarctelért és alatta agyagos vetőzónát harántoltunk, majd száraz és öblítéssel szakaszok váltakozásával jutottunk el 85,29 m-ig. A 82,50 m-ig beépített, majd cementezett beléscső alatt 182,5 m-ig nehezen haladtunk a repedezett, töredezett zónában. Ennél a mélységnél pakkeres vizsgálatok után 175,59 m-ig 114–112 mm-es technikai rakatot építettünk be. A zónában továbbra is nehezen haladva, a beléscsövet is utána süllyesztve értük el a 202,72 m-t. Ekkor 89 mm-es beléscsövet építettünk be, és 75,8 mm átmérővel fűrtünk a befejező talpmélységig, 300,88 m-ig. A beléscsőrakokat kiépítettük – alsó szakaszuk kivételével, amely az omló szakaszokon biztosította a lyukfal stabilitását –, és így tudtunk szabad lyukfalakat biztosítani a felsőbb szakaszokon a pakkeres vizsgálatok részére. A fűrőlyuk átmérője így 202,72 m-től 75,8 mm lett. Ez a pakkeres vizsgálatoknak nem kedvezett ugyan, viszont azzal a nagy előnnyel járt, hogy nem kellett cementeznünk. Így még egy (89 mm-es) beléscsőrakot beépítve át tudtunk jutni a tektonikus zónán, és a csöveket vesztett rakatként bent hagytuk a legrosszabb állagú, instabil szakaszokon. A magkihozatal kisebb mértékben, az RQD értékek pontosabban mutatják a 170–206 m közötti tektonikai zónát. A fűrőlyukban nagyobb vízvesztés az első csövezés előtt, 71–90 m között, valamint a fő problémát jelentő zónánál, 180–190 m között volt.

A fűrást az interferenciavizsgálatok előtt 235,2 m-től a talpmélységig, 300,36 m-ig lyuktisztítás után biopolimeres öblítőiszappal tudtuk átjárhatóvá tenni.

Az **Üh-22 fúrás** 54,00 m-ig szárazon, keményfémbeütés koronával és szimplafalú magcsővel, majd bővítés és technikai rakat beépítése után 89,58 m-ig öblítéssel, gyémántkoronával és duplafalú magcsővel, hagyományos technológiával mélyült. Bővítés után végleges beléscsőrakatot építettünk be és cementeztünk. 89,58 m-től már HQ (96 mm-es) átmérővel és szerszámmal, gyorsmagszedős („wire-line”) technológiával mélyült tovább a fúrás 318,06 m-ig. 198,91 m-ig sikerült tiszta vizes öblítéssel a fellépő omlási problémákat megoldani, de ennél a mélységnél a 179,5–187,0 m

közötti szakasz folyamatos omlása már nem volt kezelhető. Ekkor próbáltuk először a biopolimer iszap használatát. A sikeres lyuktisztítás és továbbfúrás után 213,29 m-nél álltunk vissza a tiszta vizes fűrásra, amíg a következő, 236,6 m-től omló zóna tisztítása 246,15 m-nél ismét eredménytelennek bizonyult, s újra iszap használata vált szükségessé. Ekkor a felső omló szakaszt – felbővítés után – technikai rakattal 191,78 m-ig kicsöveztük, hogy a későbbiekben a vízzel fűraskor ne okozzon nehézséget (de a köztes szakasz pakkeres mérési lehetősége még megmaradjon). A sikeres lyuktisztítás és továbbfúrás után 256,51 m-től fűrtünk ismét vízöblítéssel 279,59 m-ig, amikor a 236,6–254,6 m közötti szakasz intenzív omlása miatt ismét lehetetlenné vált a vízzel fúrás. Az újabb lyuktisztítás és továbbfúrás után 282,04 m-nél álltunk ismét vissza vízzel való fűrásra, amely ekkor csak 289,80 m-ig sikerült. Ettől kezdve nemcsak a felső, hanem a következő, 283,5 m-től kezdődő zóna törmelége is omlani kezdett a lyukba. Az újabb iszaphasználattal az omladékfeldolgozás után 318,06 m-ig fűrtünk, hogy biztosan kikerüljünk a 308,3 m-ig terjedő zónából, majd eddig le is csöveztük a lyukat ideiglenes technikai rakattal. A fenti szakaszig minden alkalommal, mielőtt áttértünk volna iszap használatára, elvégeztük a lyuk hidrodinamikai vizsgálatát gyorsesztekkel, valamint esetenként hosszú idejű tesztekkel és vízmintázással. Ezután az esetleges későbbi zónák teljesítményt akadályozó hatásának elkerülése érdekében 318,06 m-től a talpig, 500,77 m-ig iszappal, NQ (75,8 mm-es) átmérővel és szerszámmal (gyorsmagszedős technológiával) mélyült le a fúrás. A mélyítés közben a 381,5–386,5 m között harántolt tektonikai zóna omladékát az iszappal kezelni lehetett. A befejező talpmélység (500,77 m) elérése után az iszapot ismét vízre cseréltük.

A kútkiképzés során az omló szakaszokat a további vizsgálatok előtt csövezéssel terveztük kizárni (a csőrakatos zónakizárás során arra törekedtünk, hogy a csövezett szakaszok hossza a lehető legkisebb legyen). Ehhez először a 318,00 m-ig beépített technikai rakatot akartuk kiépíteni, de az 231,76 m-ben elszakadt. A mentési kísérletek során csövágási próbálkozások után a 240,70–318,00 m-es szakasz továbbra is csövezve maradt. Ezután a 191,78 m-ig beépített 140 mm-es rakat elvágására (majd a felső rész kiépítésére) került sor 178,00 m-ben, így alakult ki a végleges lyukszerkezet. A későbbi hidrodinamikai vizsgálatok (interferenciás tesztek) elvégzése előtt a 240,70–318,00 m között maradt csőrakot mögötti gyűrűstér elzárásához (az alsó szakasz független vizsgálatához) a 289,0–286,0 m közötti szakaszokat perforálva, a mögötte levő gyűrűsteret alul bentonittal, fölötte cementtel elzártuk (l. a 3.4.2. fejezetben). Így vált lehetővé a 288,52–318,75 m közötti szakaszon a rakat mögötti, a cementzárás és a csősaru közötti fűrőlyukszakasz hidrodinamikai vizsgálata és vízmintázása.

Az **Üh-23 fúrás** 59,14 m-ig szárazon, keményfémbeütés koronával és szimplafalú magcsővel mélyült. Ezután a szárazon fűrt bővítést és a beléscső (technikai rakat) beépítését követően, 90,04 m-ig öblítéssel, gyémántkoronával és duplafalú magcsővel, hagyományos technológiával mélyült a fúrás. Fűrőkalapácsos bővítés után végleges beléscsőraka-

tot építettünk be és cementeztünk (a bővítés során kisebb probléma lépett fel, a lyuk falát utólag ki kellett „egyeneseíteni”). 90,04 m-től 130,57 m-ig hagyományos technológiával, majd innen már HQ átmérővel és szerszámmal, gyorsmagszedős („wire-line”) technológiával mélyült tovább a fúrás 300,48 m-ig. 90,04–300,48 m között 40–50 m-enként álltunk meg, és végeztük el a pakkeres hidrodinamikai gyorseszteket. Ezen kívül a fúrás közben, illetve befejezése után hosszú idejű tesztek és vízmintázások, valamint komplex mélyfúrás-geofizikai és akusztikus lyuktelevíziós mérések történtek. Ez a fúrás volt az egyetlen, amely nem harántolt jelentős vastagságú omló zónát, és így nem merült fel a gránitösszlet harántolása során semmilyen technikai probléma. A stabil lyukfal lehetővé tette, hogy valamennyi további vizsgálat során az üde gránit teljes harántolásában nyitott fűrőlyuk maradjon.

3.4. Egyedi technikai problémák megoldása

A fúrási tevékenység során egyedi technikai problémák merültek fel, amelyeket mentéssel, valamint csővágással és gyűrűstérelzárással oldottunk meg.

3.4.1. Mentések

Kisebb-nagyobb mentések (a HQ csőszakadást követően) a magfúrás közben mindegyik fúrásnál előfordultak, de a megszakadt csőszakadatot mentőtörrel minden alkalommal gyorsan, problémamentesen sikerült kimenteni.

A jelentősebb, több napig tartó mentések az alábbiak voltak. Az Üh-3 fúrás bővítésekor a súlyosbító rúd maradt lenni a fűrőlyukban 140 m mélységben, és csak több napi próbálkozás után sikerült kimenteni. Az Üh-2 fúrás leállítása egy szükségessé vált mentéshez, közvetlenül egy mentendő beléscsődarabhoz kapcsolódott. Az Üh-22 fúrásban pedig a lenni szorult technikai csőszakadatot nem tudtuk kiemelni, aminek következtében a fűrőlyuk ezen elzárt szakaszát nem lehetett a továbbiakban közvetlenül vizsgálni.

3.4.2. Csővágás és gyűrűstérelzáras

Az Üh-22 fúrásban kétszer vágunk el beépített ideiglenes technikai rakatokat egy-egy omló zóna kizárása és a feltehető szakaszok vizsgálhatósága érdekében.

A 318,0 m-ig beépített technikai rakatnak egy szakaszát akartuk csak bent hagyni. A kiépítés során a rakatnak a 233 m alatti része bent szakadt. A bent maradt részt 240,7 m-ben elváltuk, de a mélyebb szakaszokon már nem sikerült a vágás utáni csőmentés (az omló zóna törmeléke megfogta a csőszakadatot). Így itt két omló zónát zártunk el egyazon csőszakadattal. A két zóna önálló pakkeres vizsgálatához a cső mögött elzártuk a gyűrűsteret. Az elzárás a kis átmérők miatt bonyolult technikai művelet volt, mivel 290 m mélyen, a csőszakadatot mögötti igen keskeny, 7 mm-es gyűrűsteret kellett elzárni. A beléscső 286–289 m közötti perforálása után kb. 291 m-ben létrehoztunk egy mesterséges talpat, majd a gyűrűstérbe bentonitot juttattunk. Ennek feladata volt a cementtej megtartása annak megszilárdulásáig. Ezután juttattuk le a beléscső belsejében a cementtejet, amely a

perforált lyukakon keresztül a gyűrűsteret is elzárta, majd a csőben a cementdugót kifürtük. A gyűrűstér zárása sikeres volt, a cső mögötti szakaszok pakkeres vizsgálatát külön-külön el tudtuk végezni.

A felső, 140/125 mm-es technikai rakatból a 178,0–191,78 m közötti szakaszt hagytuk a fűrőlyukban a 179,5–187,0 m-ben lévő omló zóna védelmére, ehhez a csövet 178,0 m-ben kellett elválnunk.

4. A fúrás mélyítések tapasztalatai

Az üveghutai gránit kutatási területén eddig (az 1996-ban a telephelytől 1,5 km-re DNy-ra mélyült Üh-1 fúrással együtt) összesen hét függőleges, 300 és 500 m közötti talpmélységű magfúrás mélyítettünk, valamennyit fúrás-technikai szempontból hasonló földtani szelvényben: a laza fedőüledékek és mállott gránit zónája alatt kemény, masszív gránitot fürtünk, amelyben helyenként töréses zónákat harántoltunk. A munkák kezdetekor nem volt elegendő tapasztalatunk a kőzetanyag tulajdonságáról, fűrőhatóságáról, az összes várható problémáról, nem tudtuk, melyek a legmegfelelőbb módszerek, eszközök, anyagok, ezeket mind fokozatosan ismertük meg (a külföldi – svájci, finnországi, svédországi – tapasztalatok a gránitösszlet eltérő szerkezete miatt csak részben voltak itt hasznosíthatók). Az eddigi tevékenység alatt összegyűlt egy olyan csokorra való fúrás-technikai jellegű tapasztalat és ismeret, amelyből már az egész kutatási területre érvényes és a további munkálatok során megszívlelendő tanulságokat vonhatunk le.

A fedő laza üledéket és a mállott gránit zónáját szárazon, öblítés nélkül célszerű fúrni és fölbővíteni. A túl korán alkalmazott öblítés ugyanis csak elzárja a lyukfalat, aminek következtében állékonysága megszűnik, a lyukfal omlik, nehezen kezelhetővé válik. Ezt az elvet csak az 1998–1999. évi kutatás során alkalmaztuk, de az elképzelés beigazolódt: a lassabb, az ésszerű lehetőség határáig tartó száraz fúrással és szárazon történő bővítéssel, majd a száraz fűrőlyuk lecsövezésével ki tudtuk zárni a teljes laza fedőt az Üh-23 fúrásban, szemben az Üh-22-ben túl korán és beléscső nélkül alkalmazott öblítéses fúrással. Az utóbbinál összességében egy héttel tovább tartott a laza üledékek és a mállott gránit zónájának cementezett beléscsővel történő kizárása.

A fűrőlyukban bárminemű cementezéshez megfelelő minőségű, kipróbált cementet kell használni. A korábbi kutatások során használt, kereskedelmi forgalomban kapható építési portlandcementtel sok volt a probléma mind a kötési minősége, mind a kötési idő elhúzódása miatt. Helyenként megfelelően, másutt megmagyarázhatatlanul viselkedett. Az Üh-22 és Üh-23 mélyítése során használt (a magyar cementhez képest közel tízszeres árú) francia „Lafarge” típusú alumínátcement bevált. Mindenütt úgy „működött”, amint az megadott paraméterei alapján elvárható volt.

A fúrás a tervezett talpmélységig lejuttatni a tiszta víz öblítéssel általában nem lehet (kivéve az Üh-23), de az

omló, fűrástechnikailag problémát okozó zónákra a visszaoldható fűróiszap alkalmazása megfelelő megoldás. A kétfajta (tisztá vízzel és biopolimer alapú fűróiszappal történő) öblítés megfelelően megválasztott kombinációjával biztosítani lehet mind a vizsgálhatóság, mind a fűrés megfelelő feltételeit (amint az az Üh-22-ben történt).

A gyorsmagszedős („wire-line”) technológia jó módszernek bizonyult a 100 m-nél nagyobb mélységek esetén, megfelelő korona alkalmazásával. 9-es keménységű impregnált gyémántkoronával a kőzet általában jól fűrhető, de egyes nagyobb keménységű szakaszokon ez a korona nem felelt meg a célnak. Itt keményebb (10-es, 12-es) impregnált gyémántkoronát használtunk.

A gránitban a bővítés megfelelő eszközének bizonyult a fűrókalapács. Nem jelentett problémát a kőzet esetleges föllazulása a fűrólyuk mentén: a kútvizsgálatok során hasonló minőségű zárást sikerült biztosítani a pakkerekkel, mint a magfűréssel fűrt lyukfal esetén. Használatakor ügyelni kell a megfelelő központosításra, a szerszám megvezetésére.

A lyukfalszilárdító tamponcementezés helyett inkább béléscsővezést kell alkalmazni, jóllehet ennek is megvan az

a veszélye, hogy a rakat nem megy le a helyére, illetve kiépitéskor megszorul, elszakad, elnyíródik (mint az Üh-22-ben is történt). Mégis a vizsgálatok szempontjából ez a kedvezőbb módszer. A béléscsővezéshez és célszerűen a technikai rakatokhoz is csak balmenetes csőrakatokat szabad használni. Szükség esetére van kipróbált módszerünk a csőrakat mögötti gyűrűstér zárására (Üh-22).

A fűrésok végső szerkezetének kialakításához megfelelő megoldás a különböző zónák „teleszkópos” rendszerben (egyre csökkenő átmérőkkel) történő kicsővezése. Azonban a fűrés indításakor csak statisztikailag ismerjük a csővezendő zónák számát, így erre tudunk műszakilag fölkészülni (mi 3 csővezéssel számoltunk). Ha akár csak eggyel több zóna van (mint az Üh-22-ben volt), a rendszer már nem működik. Célszerű lenne, hogy azonos átmérőben is tudjunk műszakilag megbízhatóan, de a vizsgálatok szempontjából a legkisebb beavatkozással és műszaki korlátozással járó csővezést végezni.

Az eddigi fűrés tapaszlatok alapján összeállítottuk a kutatási területen a fűrésmélyítés tapasztalati modelljét (6. ábra).

CAINOZOIC SEDIMENTARY COVER OF THE EASTERN PART OF MÓRÁGY HILLS

LÁSZLÓ KOLOSZÁR, ISTVÁN MARSI and GÉZA CHIKÁN

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

Keywords: granites, Hungary, lithostratigraphy, loess Neogene, Quaternary, residual clays, paleosol, sedimentary cover, Southeastern Transdanubia

Detailed geological mapping carried out since 1996 in the eastern part of the Mórág Hills has led to a number of new results concerning the stratigraphy and evolutionary history. Using and re-examining all archived geological data available from the area, we outline the superficial and subsurface extent, stratigraphic position, thickness, characteristic facies, lithology as well as age of the Neogene and Quaternary sedimentary cover of the granites. While summarising Neogene sequences, we describe six formations based on their different sedimentary environment.

The stratigraphic position, lithology and age of the granite rubble and Tengelic Red Clay Formation formerly unknown in the region is covered in detail. A theoretical stratigraphic column is also outlined to describe the Paks Loess Formation using data from the Mórág Hills and Tolna Hegyhát Hills, defining and characterising its lithological units. In terms of genetic features, the fluvial, colluvial, deluvial and proluvial sequences are presented separately.

In the chapter summarising the evolutionary history we give a detailed analysis of the various phases – Middle Miocene transgression, Late Pannonian sedimentation, post-Pannonian terrestrial sedimentation, loess accumulation – describing in more detail different facies characteristics within specific phases, the sedimentary environments and related processes.

1. Introduction

The exploration aimed at siting the repository for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste in granites has concentrated recently on the eastern part of the Mórág Hills. This paper evaluates the geological data of the Cainozoic cover in the 100 km² surroundings of the potential repository site (*Figure 1*).

In this region Palaeozoic and Mesozoic rocks are covered by Neogene and Quaternary sequences. The waste should be disposed of in the crystalline basement. Nevertheless, classification and description of the sedimentary cover would also be of crucial importance for learning the geological as well as palaeogeographic setting and history of the evolution of the area. The interpretation covers the examination of spatial distribution and composition of overlying beds, and a detailed presentation of the weathering crust developed on the granitoids. The classification of Quaternary sediments in formations and complexes as well as the correlation of horizons of different complexes are especially important.

Due to the very poor exposure of the area the stratigraphic interpretation is based essentially on the geological data of deep boreholes and well logging. Aerial images were also evaluated for delineating the areal extent of colluvial, deluvial and proluvial-deluvial sediments.



Figure 1. General sketch of the Üveghuta study area

1. ábra. Az üveghutai kutatási terület áttekintő vázlata

2. Geographic position

The study area covers approximately 10×10 km. It is situated in Southeastern Transdanubia, basically in the county of Tolna and subordinately in Baranya. Its NW, NE, SW and SE corners are near the villages of Cikó, Alsónána, Feked, and it lies south of Báticasék, east of Leperdpusztá. Geographically, the study area lies across the boundary of the Baranya and Tolna Hills medium land units, in the region of the Szekszárd and Geresd Hills (MAROSI and SOMOGYI 1990). Due to the fact that the most important rock of the area – granite – is associated with the name Mórágý, the Mórágý Hills has been introduced in geological literature as the term of the small land unit including the study area.

The area comprises a hilly land forming the SSE foreland of the Mecsek Range. It is characterised by relatively large differences in altitude. Its highest and lowest points are 302 m and 90 m asl., respectively. The site is in the central part of this area. It can be described by a number of geomorphologic features, like relatively dense and deep erosion valleys transformed by derasion and slides, flat and wide derasion valleys, gullies, small loess highlands preserved from denudation, narrow intra-valley hills, some small alluvial fans formed at the foot of slopes, degradation and aggradation slopes and other features of sliding and mass movements (SÍKHEGYI 1998). The most important elements of the drainage network belong to the catchment area of the Karasica, Lajvér, Csele and Rák streams. The most important part of the area is under forestry, the lesser part under agricultural cultivation. In gentler slopes, intra-valley hills and uplands, hornbeam-oak, Turkey oak and pine tree biotopes can be found.

3. History of geological research

The history of geological research of the area is closely associated with the research history of the most typical outcropping geological sequences – granite, Mesozoic rocks and loess. This paper summarises only the results related to the investigation of Cainozoic sequences.

The geological research of Miocene sequences of the area is associated with the geological mapping of the Mecsek Range and its surroundings, and the prospection of the Hidas Brown-coal Basin. FÖLDI (1966) and HÁMOR (1964, 1970) played a leading role in this work. The detailed, 1:10,000-scale mapping of the Mecsek Range also provided major input to the area. The map sheet Ófalu and its explanatory notes have been published (HETÉNYI *et al.* 1976). Partly the former geological survey, and partly the industrial research into the ceramic clay deposit in Báticasék contributed to the understanding of Pannonian sediments. Several studies on Pannonian sequences were completed in the Department of Geology and Palaeontology of the József Attila University of Sciences in Szeged (SZÓNOKY 1996, SZÓNOKY *et al.* 1992, 1993, 1999, LENNERT 1985).

Compared to their thickness and extent, for a long time Quaternary sediments received comparatively little attention from experts surveying the area. Though the geological map of VADÁSZ (1935) is a drift map, Quaternary sediments are comparatively poorly classified. The drift map was not considered by the detailed geological mapping of Mecsek Range as a map version. Nevertheless, MOLDVAY (1964, 1966) classified Quaternary sediments of the area within the framework of this study. The most exhaustive data on Quaternary sediments can be found in the final report of the radioactive waste repository planned near Ófalu (JUHÁSZ 1989). In the 1990's the Department of Geology and Palaeontology of the József Attila University of Sciences in Szeged launched a study of the geochemical features of the loess sequence in South-eastern Transdanubia. Some of the processed sections are in the area of the Mórágý Hills (HUM and FÉNYES 1995, HUM 1997). Some of the results from this investigation were published by KÓKAI (1997) in a work summarising the results of the previous research. The stratigraphy and correlation of Quaternary sediments in the immediate, 1 km² surroundings of the Üveghuta candidate site are summarised in another publication (KOLOSZÁR and MARSÍ 1999).

4. Stratigraphy and correlation of the neogene and quaternary sedimentary cover

In order to extend the correlation of sedimentary cover concerning their layers, sequences and formations beyond the direct surroundings of the candidate site, we used not only drilling data near Üveghuta, but to a certain extent also information of all other, archived boreholes drilled in the area. In this respect we re-examined first of all the section of mapping boreholes made between 1988–90 by the Department of Southern Transdanubia of the Geological Institute of Hungary near Mórágý Hills, and survey boreholes of MÁFI in its research campaign for the later abandoned Ófalu waste repository site. Related results of laboratory analyses were also re-evaluated. Additionally, in order to reveal important diagnostic features in the composition of overlying beds – first of all Tengelic clay and loess sequence – we also used data from Boreholes Udvari-2A (KOLOSZÁR 1997), Diósberény-1A (MARSÍ 1997) and Tengelic-2 (HALMAI *et al.* 1982), the first two drilled in the Tolna Hegyhát Hills and the latter in the Southern Mezőföld (central east Transdanubia), respectively.

Based on the large and somewhat complex database we made a sophisticated comparison based on uniform criteria of each separate layer described in the field in 55 boreholes, followed by a correlation with similar beds from other boreholes. In the Cainozoic cover 10 main units were identified in the boreholes. Their variations from borehole to borehole were also evaluated (MARSÍ 2000a).

During the field study of palaeosols we documented their visual features. Based on this data, additional results of laboratory analyses allowed us to make a soil genetic

qualification and classification of units identified in the field. Following the method applied for recent soils in genetic soil mapping, palaeosols have been classified according to their features in the field in A, B and C levels from top downwards (VÁRALLYAY and FÓRIZS 1966). Additionally, Á (transitional), and J (juvenile) levels as well as I (inverse or re-deposited) sections of palaeosols have also been distinguished (MARS 2000b). While processing data and qualifying palaeosols we applied Hungarian as well as the international classification criteria outlined by STEFANOVITS *et al.* (1999).

Concerning the age of overlying beds, the scale approved by the Hungarian Stratigraphic Committee (HSC) was used. In this respect both Lower and Upper Pannonian sedimentary sequences are assigned to Miocene. The guidelines of the HSC and the Geological Institute of Hungary were adopted for the chronostratigraphic classification of Quaternary sequences as well. Consequently, the lower boundary of Quaternary has been drawn at 2.4 M years (CSÁSZÁR 1997). Furthermore, the boundary between Lower and Middle Pleistocene has been based on the boundary between the corrected Matuyama- Brunhes palaeomagnetic chrons at 0.78 M years (BERGGREN *et al.* 1995). Polarity zones of palaeomagnetic measurements have also been identified with the same (BERGGREN *et al.* 1995) polarity time scale.

4.1. Miocene sequences

Cainozoic sedimentation started in Middle Miocene in the study area. In a chronostratigraphic and lithostratigraphic sense the sedimentary sequences represent two and three units, respectively.

4.1.1. Karpatian Stage: Budafa Formation – gravel, sand with gravel

This is the oldest Cainozoic sequence known in the area. It is restricted to the western part. The boreholes Cikó-4 and Cikó-5 intersected it in the southern part of the Hidas Basin, while it also occurs in exposures NW of Feked. Its thickness does not exceed 10 m. These ill-bedded fluvial sediments including gravelly sand, sandy gravel and occasionally some boulders, are composed partly of granitoid gravel typical for the denudation foreland of the range, partly by well rounded gravel of the metamorphite complex south of the related area, and subordinately by Permian rhyolite (quartz porphyry) gravel. Apart from predominant quartz, weathered feldspar and pale biotite can also be found among the finer constituents. In exposure the sequence is yellow to brownish yellow, whereas the layers recovered in boreholes are rather grey. They are essentially loose, and free of fauna. They are underlain throughout the whole area by basement sequences.

4.1.2. Badenian Stage: Pécsszabolcs Limestone Formation – “Lower Lajta Limestone”

In contrast to its name, instead of limestone this sequence is composed of clastic components. It is restrict-

ed to the NW and SE corners of the area. Its most typical occurrence was found in Borehole Mőcsény-IV where the sequence starts with boulders resting on the basement and comprising debris of local rocks. Grain size progressively decreases further up the profile. In its higher level some other debris from the foreland can be observed as well, such as Mesozoic limestone gravel. Grain size continues to decrease further up the profile and the grains are cemented by a carbonate matrix. The sequence becomes greenish grey to greenish yellow, while finer grains are composed of rock debris, quartz and feldspar, formed essentially through the physical disintegration of gravel. It is a hard rock with an uneven fracture. In boreholes it is less than 10 m thick, though thicker occurrences can be assumed in the SE part of the area near Bátaszék, although it was not cut by boreholes there.

4.1.3. Badenian Stage: Hidas Browncoal Formation – argillaceous marl, sand, brown coal

It occurs in patches in the NW part of the study area, along the margin of the Hidas Basin. Its 5 m thick section was cut by the Borehole Mőcsény-IV. It is built up of yellow, pinkish, gravelly sandstone, including some dispersed organic matter and alternating with thin clay-marl intercalations. Apart from debris of the foreland, quartz, weathered feldspar, pale biotite and muscovite can be observed. Some of its layers are cemented by a carbonate matrix, while some others are loose. It includes a lot of eroded mollusc crusts, some which being the crests of *Congeria*-like shells.

4.2. Upper Miocene (Pannonian *s.l.*) sequences

Pannonian sediments are absent in the area of the candidate site. They are, however, present in its wider surroundings overlying partly Miocene and partly basement sequences. Like Middle Miocene sequences, in both chronostratigraphic and lithostratigraphic sense, they represent two and three horizons respectively. Their stratigraphic patterns, facies characteristics and features of the granitoid basement are of crucial importance in revealing the history of evolution of the area. Therefore we collected field data of Pannonian sediments registered during mapping campaigns and carried out stratigraphic correlations of MÁFI mapping boreholes. Altogether, the correlation involved 18 borehole profiles cutting through some Pannonian sediments, as well reaching in all but one the related underlying sequences. 15 of the boreholes also recovered the basement. The study was completed by analysing exposures of Upper Pannonian sequences.

4.2.1. Lower Pannonian Stage: Csákvár Clay-marl Formation – argillaceous marl, clay, silty clay, sand

Different sediments of this Formation can be traced along the SE margin of the study area from Kövesd to Leperdpusztá. Its 20-25 m thick exposure can be found in the clay brickyard at Bátaszék. The comparatively homogeneous sequence is essentially built up of bluish grey, often limonitic, variegat-

ed clay and argillaceous marl with some thin, coarser grained sandstone intercalations. The sediment is well-bedded, finely laminated and horizontally stratified. Excellently preserved fossils like *Congerina* and *Limnocardium*, fossilised as double shells, indicate a calm sedimentary environment.

The sequence is cut by a number of boreholes in the study area. 2.5 km west of Bátaszék some 200, 20–70 m deep boreholes were drilled in a 300×800 m area in order to determine the clay reserves for the brickyard. Only a few intersected the granite which forms the basement. The Csákvár Clay-marl Formation is partly overlain by the Miocene (Upper Pannonian) Somló Formation, partly by the Tengelic Red Clay, and by the Paks Loess Formation. The overall thickness of Pannonian sediments does not exceed 60 m.

A 92.8 m thick section of the sequence was cut by the structural exploratory Borehole Bátaszék-6 at Leperdpusztá in the southern boundary of the study area, where it overlies the Jakabhegy Sandstone Formation (Lower Triassic). The progressive thickening of the sequence to the south indicates the proximity of the basin. This is supported by the profile of Borehole Somberek-2, 8 km south of the study area. The thickness of the Somló Formation and Csákvár Clay-marl Formation here is as much as 158 m and 327 m respectively (JÁMBOR 1989). It is concluded that the SE part of the study area was occupied by the northern periphery of the ancient Miocene (Lower Pannonian) sedimentary basin, and sedimentation proceeded into a bay protruding from the south.

4.2.2. Upper Pannonian Stage: Kálla Gravel Formation – sand with gravel, sand

The last Miocene (Upper Pannonian) transgression affected the study area to a greater extent than the Lower Pannonian one, though it could not cover the whole area. Traces of flooding are missing in higher positions of the basement surface. The Kálla Gravel Formation can be identified all over the margin of the area, resting on different rock units. It is invariably discordant. Near Feked and W of the Rák Stream it overlies Budafa Formation, whereas in part of the Rák Stream valley and near Palatinca it is underlain by the Lower Jurassic Vasas Marl Formation. Again, it rests on Ófalu Phyllite Formation (Lower Palaeozoic) in the Köves Stream valley, in another part of the Rák Stream valley, and NW of Alsónána. In other parts of the study area its base is composed of the magmatic and metamorphic rocks of the Mórágý Complex (Lower Palaeozoic). It is overlain by Somló Formation.

In certain parts of the area it is composed of sediments of different grain-size patterns, indicating essentially abrasional near-shore, and shoreline sedimentary environments. In the case of near-shore sequences the predominantly well-rounded gravel and boulders comprise mostly granitoids, though near the Sub-Mecsek (Mecsekalja) Zone (in the Köves Stream valley) some Lower Jurassic rocks as well sporadic Lower Cretaceous bostonite (alkaline basalt) are

found. Abrasional shoreline sediments were mapped at two sites in the study area: in the Köves Stream valley between 200–210 m asl., and in two outcrops along the E side of Huta Stream. They are also found in the E part of Bábaapáti and in the side of the plateau above the granite pits in Kismórágý between 180–190 m asl. and 170–180 m asl., respectively (Plate 1, 1). The thickness of the shoreline, littoral Upper Pannonian sequence of beach facies is never more than a few metres in boreholes. Exposures in the range margin reveal the same facies in the area Mórágý-Bábaapáti. In valleys and gullies the Upper Pannonian sediment patches overlie the weathered surface of the basement. The gravely, arkosic sand and in its higher levels, strongly micaceous silica sand, is oxidised to a yellowish colour, and is limonitic. It is thinly-bedded, occasionally cross-bedded and medium or well sorted. Basal conglomerate and basal breccia occur only in some boreholes (e.g. Mócsény-I, Bátaszék-2).

4.2.3. Upper Pannonian Stage: Somló Formation – sand, marl, argillaceous marl, calcareous marl

Resting mostly on the sediments of the Kálla Gravel Formation, it can invariably be described by a fining-upward sequence including short, internal, oscillating semi-cycles. The arkosic beach facies with fine gravel and coarse sand typically at its base, is replaced progressively by a succession of fine sand, marl, argillaceous marl, and calcareous marl. Fine-grained strata of the Formation are well-bedded and laminated. In the absence of the near-shore facies it lies directly on the basement in Borehole Bábaapáti-VI in which the Upper Pannonian sequence starts with silt-bearing argillaceous marl. Due to their proximity to the surface the related sediments are mainly oxidised with yellow to reddish yellow colouration. Grey layers occur only at deeper levels. Concerning the mineralogical composition, there is not any notable deviations through the sequence. Components coming from the granitoid basement prevail, though minerals susceptible to argillisation are altered more than in the sediments of the Kálla Gravel Formation. Essentially, as a function of the distance from the ancient periphery of the sedimentary basin, the thickness of the sequence ranges between 0 m (Boreholes Ófalu-5, Véménd-I, Véménd-II) and almost 100 m (Borehole Mócsény-III).

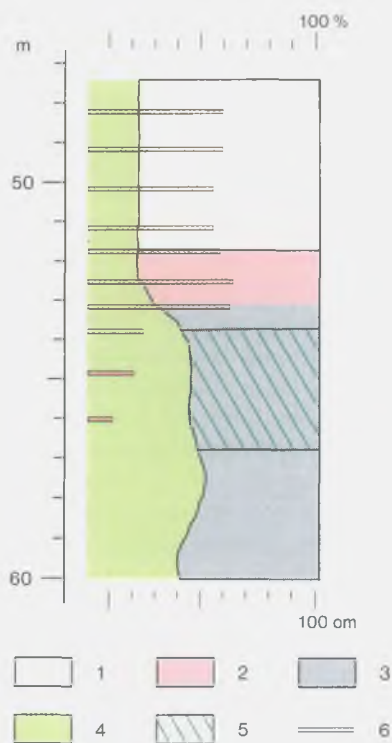
4.3. Granite rubble formed in Miocene to Pleistocene during several phases

When correlating overlying beds it is extremely important to separate rubble-bearing rocks according to their morphological position, age of accumulation, and genetic features, as well as to delineate different sequences of the area including granite rubble, red and variegated clay. Therefore the weathered overlying beds cut by boreholes were described layer by layer as a function of their lithology, genetic patterns, stratigraphic position and thickness.

Due to changes in the drilling methods, rubble and material of the sedimentary cover were frequently mixed in the profile of the Üveghuta exploratory boreholes, since

the change to flushing core drilling usually started in rubble-bearing portions. For more a precise separation of the sequence boundaries and definition of their properties, the results of well-logging in deep boreholes were used in interpretation (SZONGOTH *et al.* 1996, ZILAHÍ *et al.* 1998). Evaluation of the great number of measurements available in the area, together with borehole logs and the results of sedimentological analyses identified a characteristic drop in resistivity from the rubble sequence towards the Tengelic Clay. The longer the drop interval the longer the section of clay mixed with rubble. The interpretation clearly showed that apart from effects caused by switching drilling technology, the change in predominance between coarse-grained (rubble, sand) and clayey fractions is a natural feature related to the boundary between the rubble sequence and the Tengelic Clay Formation in the area of the Mórógy Hills. Consequently, this boundary has been drawn where the physically disintegrated granitoid becomes the predominant component of the rock, and the ratio of coarse-grained fraction drops below 75-80%. The section where the pelitic fraction becomes characteristic and then predominant up the profile has been assigned to the sedimentary cover. The boundary of the two sequences is placed at the starting point of the drop in resistivity on well-log profiles (Figure 2).

1. Apart from the rubble-bearing section of the Tengelic Formation there are two additional sequences of rubble which were later re-deposited in the area, but which have not been assigned stratigraphically to the rubble sequence. These are: Clastic beds of granitoid derived material in some valley boreholes showing markedly rounded grains and clear bedding characteristics, or of mixed composition and disturbed



stratigraphic patterns which are assigned to fluvial, proluvial sediments – e.g. some sections of the Boreholes Mórógy-6, Üveghuta-14, -18, -21, -24;

2. The rubble-bearing debris sequence affected by Pannonian abrasion which belongs to the Kálla Gravel Formation, e.g. the sections of the Boreholes Feked-I, Mórógy-IV or Véménd-I.

Beside the thickness of the formation and its stratigraphic position, the interpretation criteria also included the main types of overlying beds and the stratigraphic position of the rubble. The base of the rubble sequence is the Mórógy Complex, whereas the overlying beds can be assigned to four groups – Pannonian sediments, Tengelic sediments, loess sequences and Pleistocene fluvial, proluvial beds.

The study showed unambiguously that rubble was formed in the area in several phases. However, our present knowledge does not always allow the separation of these rock bodies in lithostratigraphic maps. Drilling data, documentation of exposures and stratigraphic pattern enabled us to distinguish three, and suggest one more variety of granite rubble formed at different times:

1. The rubble below Pannonian beds already reported in Boreholes Feked-I, Mórógy-IV and Véménd-I clearly evolved in Late Miocene;
2. Also the rubble underlying the Tengelic Formation is probably of Pliocene or Early Pleistocene age;
3. Rubble below the loess and fluvial sequence is not younger than Middle or Late Pleistocene;
4. The gravel of granite origin washed down from the region and assigned to the Budafa Formation of fluvial-deltaic facies, accumulated during the Karpatian Stage, and bears witness to the presence of ancient terrestrial granite surfaces being presumably a weathering crust.

Though the presence of a thin blanket representing the recent disintegrated weathering product of the granite basement is quite prominent in several exposures, we assume that rubble sufficiently thick for mapping had not been formed in the area during the Holocene.

Typical rubble can be found only in a few exposures. It occurs mainly along the slopes of valleys cut down in the granites. In boreholes it can be traced through the base of Tengelic Formation. Altogether, the formation was found in 34 boreholes in the study area. The greatest thicknesses were registered in Boreholes Ófalu-4 (13.9 m), Üveghuta-21 (13.1 m) and Mórógy-4 (14.2 m), whereas the average

Figure 2. Variation in the resistivity at the boundary of the Tengelic and granite rubble sequences

1 – Paks Loess Formation, 2 – Tengelic Red Clay Formation, 3 – granitic murva, 4 – agyagtartalom, 5 – normal ellenállás, 6 – technológiailag erősen keveredett fúrászakasz

2. ábra. A normál ellenállás változása a tengelici- és a murvaösszlet határán

1 – A Paksi Löss Formáció, 2 – Tengelici Vörösgyag Formáció, 3 – gránitmurva, 4 – agyagtartalom, 5 – normál ellenállás, 6 – technológiailag erősen keveredett fúrászakasz

value is generally just a few metres. Granite rubble under hilltops and hillsides indicates its pre-Pleistocene extent (Figure 3). Alluvial terrains have been separately indicated in the figure (data from valley boreholes were disregarded during compilation).

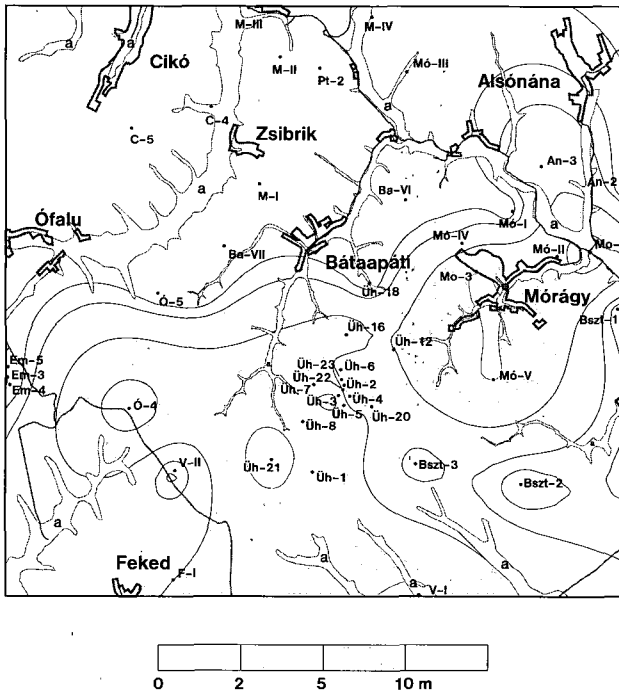


Figure 3. Thickness of the granite rubble in the Üveghuta study area under hilltops and hillsides

a = alluvial terrains, • Úh-2 = borehole used for construction and its code

3. ábra. A granitoid murva vastagsága az üveghutai kutatási területen

a = alluvialis térszínnek, • Úh-2 = szerkesztéshez felhasznált fúrás jele, száma

4.4. Pliocene–Lower Pleistocene: Tengelic Red Clay Formation – variegated clay, red clay, palaeosol

The Tengelic Red Clay Formation formed as a result of long lasting terrestrial weathering. It is a residual sediment or the product of reworking through transport over a short distance. As a function of weathering and accumulation, several variants can be distinguished as follows:

1. *Variegated clay.* Partial reworking of different underlying beds affected by long lasting terrestrial physical disintegration, chemical weathering and slow slope processes resulted in the accumulation of strongly leached, almost lime free, massive, variegated clays.
2. *Palaeosol.* Biochemical weathering played an increasing role in calm or only slowly degrading or aggrading terrains, bringing about very thick soils or more than 10 m thick soil complexes. Palaeosols can be formed both on the residual weathering products of the base rock and on its reworked material. A soil profile can be regarded to be in its “original posi-

tion”, provided the genetic horizons formed during its evolution can be recognised in the profile in the same succession as in time when they were formed, irrespective of whether the parent rock is of residual origin or was re-deposited before soil evolution. In the study area essentially lime free, strongly fractured, reddish brown and greyish brown palaeosols with abundant clay in the topsoil, as well as palaeosols with extremely argillaceous, red, lilac-red topsoil have been reported, occasionally with a thick lime enrichment in the subsoil.

3. *Red clay.* The red clay beds of the formation comprise patches of red palaeosols reworked over a short transport distance, and poorly mixed with materials of other sequences. As a result of re-deposition, genetic soil horizons cannot be recognised in them or they are not found now in their natural order of sequence. Red palaeosols in their original position and their washed out variations are frequently regarded as one unit, and identified as red clay.
4. *Variegated clay with patches of red clay.* Variegated clay with patches of red clay formed when soil particles which had been re-deposited further away than red clays, were mixed with components of strictly chemical weathering, or occasionally with parent rock material. These strata belong to the entirely re-deposited beds of the formation, though soil development could restart on their surface following deposition.
5. *Clayey rubble.* In a small area within the formation, a thin argillaceous sediment of deluvial and to a lesser extent proluvial origin was observed. It contains some poorly rounded debris which originated from the basement. These clastic layers together with the overlying sections of Tengelic Formation are also totally re-deposited sediments. Soil development could restart on its surface following deposition.

There are a number of different sequences underlying the formation, such as granite rubble or variably disintegrated portions of the Mórág Complex in the central part of Mórág Hills, Cretaceous volcanic rocks piercing through granitoids in some other places, and Ófalu Phyllite Formation NW of the Sub-Mecsek (Mecsekalja) Zone. In the periphery of Mórág Hills, Pannonian sediments are the characteristic underlying sediments. Possibly the formation directly overlies Jurassic or Miocene sediments as well, though we have not found this in the study area.

In most places the formation is covered by a given loess sequence or the product of its denudation (slope debris, sliding products). Subordinately, clastic proluvial-deluvial sediments, and occasionally recent soils can also cover the Tengelic Formation where it is exposed in higher valley slopes or in the surroundings of valley heads.

The formation is exposed exclusively in very small places in some valley slopes and in some artificial excavations. Its best exposure can be found in the eastern wall of the clay quarry of the brickyard at Bataaszék (Plate I, 2).

The sequence was recovered by 28 of the boreholes used in the stratigraphic correlation near Üveghuta, and in the nearby Boreholes Erdősmecke-3, -4.

The characteristic thickness of the formation in the boreholes in the hilltop and slopes near Üveghuta varies between 1.4–4.1 m, and does not exceed 10 m in any of them (Üveghuta-1: 8.6 m, Üveghuta-6: 6.5 m). Generally, a progressive increase in its thickness can be observed towards the margin of the hilly land where it exceeds 20 m in some boreholes (Alsónána-3: 22.4 m, Bábaapáti-VII: 24.2 m, Palatinca-2: 23.6 m, Ófalu-4: 20.8 m). The Borehole Ófalu-4 is not situated in the margin of hills. The very thick Tengelic sequence found there suggests a local subsidence of the central part of the Mórógy Hills. The rather scarce data representing thickness values in boreholes on hilltops and slopes give the best approach of the sequence's typical thickness for the area at the start of loess evolution (Figure 4). Alluvial terrains have been separately indicated in the Figure (data from valley boreholes were disregarded during compilation).

The amount of data available is insufficient to define the areal extent of each member of the formation one by one, but variable basic types are identified specifically in different borehole profiles.

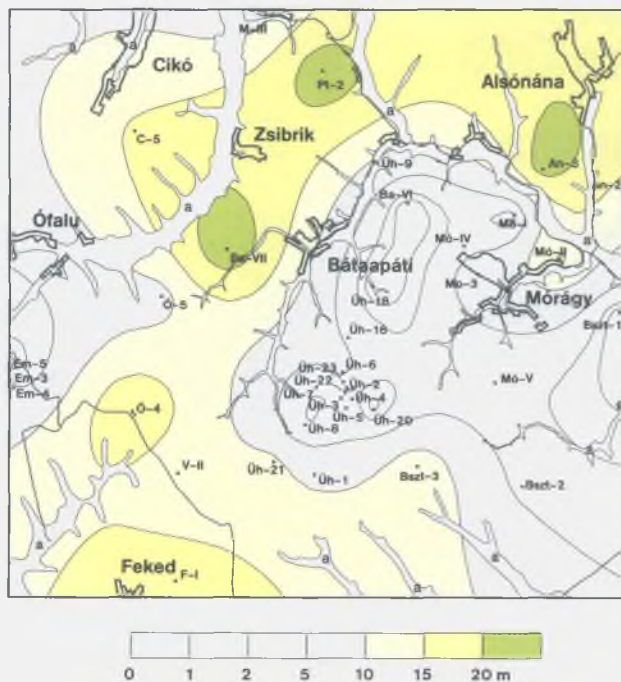


Figure 4. Thickness of the Tengelic Red Clay Formation in the Üveghuta study area

a = alluvial terrains, • Üh-2 = borehole used for construction and its code

4. ábra. A Tengelic Vörösgyag Formáció vastagsága az üveghutai kutatási területen

a = alluviális térszínek, • Üh-2 = szerkesztéshez felhasznált fúrás jele, száma

- The Boreholes Alsónána-2, Feked-I, Mórógy-II and Ófalu-4 cut through two red or reddish brown soil zones. The upper soil zone of the Borehole Mórógy-II is presumably mainly re-deposited, whereas the other ones are preserved in their original position.
- The majority of variegated clays resting on the granite basement in the immediate vicinity of the candidate site can be regarded as originating predominantly by chemical weathering, though slightly affected by soil evolution as observed in some boreholes (BALLA *et al.* 1998, KOLOSZÁR and MARSÍ 1999).
- Variegated clay formed by chemical weathering of the Pannonian base sediments was cut in boreholes Mócsény-3 and Palatinca-2 between 22.7–28.6 m and 73.8–77.7 m, respectively.
- Variegated clay with red clay patches formed by the re-deposition and mixing of chemical and biochemical products of weathering was found in several boreholes, including Bábaapáti-VII and Bátaszék-3 between 65.0–77.6 m and 36.5–38.8 m, respectively.
- Deluvial and subordinately proluvial sediments (argillaceous debris) including occasionally the material of underlying beds were cut within the Tengelic sequence in Boreholes Palatinca-2, Mórógy-2 and Cikó-V between 69.9–73.8 m, 29.4–31.9 m and 77.8–79.1 m, respectively.

Palaeomagnetic data from two boreholes were available from the study area to define the age of the sediments. According to magnetostratigraphic data from Boreholes Üveghuta-2 and -5, the thin Tengelic beds in the area of the candidate site formed between 1.77–2.02 Ma during Early Pleistocene (FÖLDVÁRI *et al.* 1999). Considering the much greater thickness of the Tengelic sequence throughout the whole study area, and its more complex pattern, accumulation of the variegated and red clay sequences started in a wider area presumably earlier than the age indicated by the correlation based on palaeomagnetic measurements. Even a Pliocene age for its lowermost part cannot be precluded. The vertebrate bone of presumably Middle Miocene age found among the samples of the Bátaszék-197 exploratory borehole in the Bátaszék brickyard quarry confirms this idea (KORDOS 1990).

There is another clue supporting this interpretation. On the basis of direct and indirect chronostratigraphic data of the Tengelic Formation in South eastern Transdanubia, and Pliocene-Pleistocene palaeoclimatic anomalies, KAISER (1999) estimated the age of the formation in the SE Transdanubian region to lie between 3.5–1.2 Ma, on the condition that the whole section is present. The fauna discovered nearby at Csarnóta in the Villány Range (KRETZOI 1956) can also give an important clue as to the age of the sequence lying on the Mórógy Hills. On the basis of the frequency of occurrence of Avricolidae and Muridae, KORDOS (1992) assigned the formation to the warm, wet climatic period prevailing in Europe between 3.1–3.0 Ma. Under the warm, wet climate similar to the present one in SE Asia, very stable, kaolinitic associations of clay miner-

TIME IDŐ (Ma)	AGE KÖR	LITHOLOGICAL UNITS - LITOLÓGIAI EGYSÉGEK						ZONAL PALEO- SOILS - ZONÁLIS PALEOTALAJOK		
		SUBHORIZONS - ALHORIZONTOK		HORIZONS HORIZONTOK		loess lössz	soil talaj			
		loess lössz	soil talaj	THEORETIC STRATIGRAPHIC COLUMN - ELVI RÉTEGOSZLOP	loess lössz				soil talaj	
0.01	Upper - Felső	Paks Loess Formation - Paksai Löss Formáció	Young loess series - Fiatal löszsorozat	Upper sequence - felső részlet	HL	H1 H2		L1	H	Chernozem-like paleosols - Caernozjom-jellegű paleotalajok
				Lower sequence - alsó részlet	BDL	BD1 BD2		L2	MF	
0.125	Middle - Középső	Paks Loess Formation - Paksai Löss Formáció	Young loess series - Fiatal löszsorozat	Upper sequence - felső részlet	PhL	Ph1 Ph2		L3	BD	Forest steppe (Chernozem-brown forest soil) type paleosols - Erdősteppes (csernozjom barna erdőtalaj) típusú paleotalajok
				Lower sequence - alsó részlet	PDL	PD1 PD2		L4	BA	
0.78	Lower - Alsó	Paks Loess Formation - Paksai Löss Formáció	Old loess series - Idős löszsorozat	Upper sequence - felső részlet	PhL	Ph1 Ph2		L5	MB	Brown forest type paleosols - Barria erdőtalajtípusú paleotalajok
				Lower sequence - alsó részlet	PDL	PD1 PD2		L6	Ph	
~1.2								L7		
								L8	PD	Mainly medium to coarse grained paleosols - főleg közepes és nagy szemű talajkomplexumok
								L9	PDK	
								L10	Pv1	
								L11	Pv2	
								L12	Pv3	

Figure 5. Major features of the Paks Loess Formation in the region of Mórág and Tolna Hegyhát Hills

Horizons. Soil horizons: H = Humic horizon, MF = Mende Upper soil complex, BD = Basaharc Double soil complex, BA = Basaharc Lower soil complex, MB = Mende Basal soil complex, Ph = Paks sandy soil complex, PD = Paks Double soil complex, PDK = Paks-Dunakömlőd soil complex, Pv1 = Paks red soil complex 1, Pv2 = Paks red soil complex 2, Pv3 = Paks red soil complex 3. Loess horizons: L1-L2 = loess horizons, (L7 = "pale loess horizon"). **Sub-horizons.** Soil sub-horizons: H1 = Humic sub-horizon 1, H2 = Humic sub-horizon 2, BD1 = Basaharc Double 1 sub-horizon, BD2 = Basaharc Double 2 sub-horizon, Ph1 = Paks sandy soil 1 sub-horizon, Ph2 = Paks sandy soil 2 sub-horizon, PD1 = Paks Double 1 sub-horizon, PD2 = Paks Double 2 sub-horizon. Loess sub-horizons: HL = Loess dividing humic horizon, BDL = Loess dividing Basaharc Double soil complex, PhL = Loess dividing Paks sandy soil complex, PDL = Loess dividing Paks Double soil complex ("thin loess")

5. ábra. A Paksai Löss Formáció kifejlődése a Mórág-rög és a Tolnai-Hegyhát térségében

Horizontok. Talajhorizont: H = Humuszhorizont, MF = Mende Felső talajkomplexum, BD = Basaharc Dupla talajkomplexum, BA = Basaharc Alsó talajkomplexum, MB = Mende Bázis talajkomplexum, Ph = Paksai homokos talajkomplexum, PD = Paks Dupla talajkomplexum, PDK = Paks-Dunakömlőd talajkomplexum, Pv1 = Paksai vörös talajkomplexum 1, Pv2 = Paksai vörös talajkomplexum 2, Pv3 = Paksai vörös talajkomplexum 3. **Lösshorizontok:** L1-12 = löszhorizontok, (L7 = „fakó löszhorizont”). **Alhorizontok.** Talaj-alhorizontok: H1 = Humuszos alhorizont 1, H2 = Humuszos alhorizont 2, BD1 = Basaharc Dupla 1 alhorizont, BD2 = Basaharc Dupla 2 alhorizont, Ph1 = Paksai homokos talaj 1 alhorizont, Ph2 = Paksai homokos talaj 2 alhorizont, PD1 = Paks Dupla 1 alhorizont, PD2 = Paks Dupla 2 alhorizont. **Löss-alhorizontok:** HL = Humuszhorizontot tagoló lösz, BDL = Basaharc Dupla talajkomplexumot tagoló lösz, PhL = Paksai homokos talajkomplexumot tagoló lösz, PDL = Paks Dupla talajkomplexumot tagoló lösz („vékony lösz”)

als formed in the Villány Range. In the Mórág Hills the Tengelic Red Clay Formation sediments studied included predominantly montmorillonitic clays. Hence it seems very likely that all related sequences of the formation originated after the extinction of the Csarnóta fauna. Consequently, its age range can be estimated between 1.77 and 3 Ma.

4.5. Pleistocene: Paks Loess Formation – loess, slope loess, palaeosol

Naming conventions of loess sediments are quite different in geology and geography, making their correlation rather difficult. In geological terms the whole loess sediment is assigned to one unit called the Paks Loess Formation by the Hungarian Stratigraphic Committee (CSÁSZÁR 1997). Classification of its individual series and sequences within the formation was carried out by geographers. One of the latest versions of this classification can be found in the work of PÉCSI (1995).

Based on the data of 60 thoroughly documented boreholes and several exposures, we elaborated the theoretical stratigraphic column of the loess sequences in the region of the Tolna Hegyhát Hills and Mórág Hills (Figure 5).

Lithological units of the stratigraphic column were constructed and compared from formation down to sub-horizons. Additionally, geological and geographic units were unified. After PÉCSI (1995) the formation was subdivided into an Old and Young Loess Series which were further classified into a top and bottom sequence. Naming conventions used by PÉCSI (1995) have also been applied for distinguishing palaeosol horizons (palaeosol complexes). Loess horizons were indicated by numbers. Chronostratigraphic data displayed on Figure 5 were provided by palaeomagnetic measurements (MÁRTON 1998). During the compilation of the figure the magnetostratigraphic correlation of the principal Quaternary sections in Southeastern Transdanubia was also taken into account (KOLOSZÁR and LANTOS 2000). While assigning palaeosol and loess horizons to different sequences, palaeosols and their parent loess horizons have been integrated into one sequence. Hence the bottom and top levels of the sequences are marked by a loess and a palaeosol horizon (except for the recent soil). This subdivision indicates clearly that palaeosols formed during the breaks or stagnant phases of loess accumulation on the previously deposited loess. This column shows a good correlation with the classification of PÉCSI (1995).

The typical feature of the formation in the area is that the zonal palaeosol horizons (reflecting climatic effects) within each sequence developed under the same mesoclimate, *i.e.* they represent identical climate-zonal soil types. At the same time, palaeosols of the specific sequences differ from each other in their type (STEFANOVITS *et al.* 1999). In contrast to other sequences, there is no difference between the Old and Young Loess Series in the character of sedimentation.

32 of the boreholes selected for the stratigraphic correlation cut a section of the loess sequence. Its thickness varies

in widely, the highest value being recorded in Borehole Cikó-5 (63.1 m). It exceeds 50 m in 6 boreholes. Of them Üveghuta-2 and -22 are near the possible site, whereas the other ones (*e.g.* Alsónána-2, Bábaapáti-VII) were located in the marginal region of the hills. The completed thickness map of the loess sequence reflects the overall thickness of the loess deposited in the area (Figure 6). Alluvial terrains have been separately indicated in the Figure 6 (data from boreholes in valleys and in zones affected by sliding were disregarded during compilation).

In the study area the loess succession is underlain predominantly by the Tengelic Red Clay Formation. Additionally, 4 boreholes intersected Pannonian sediments (Bábaapáti-VI, Mórág-I, Mőcsény-I and Mőcsény-II). The overlying beds are represented mainly by Holocene soil or sediments of variable origin affected by areal and linear erosion as well as sliding.

The most important features of the formation are loess and palaeosol horizons. It is somewhat rare to find that the loess succession is built up of pure loess beds. For this reason the commoner reworked, re-deposited, fluvio-aeolian or structurally transformed varieties are also assigned to the loess sequences. Sediments in some larger valley slopes affected by mudflow or solifluction have also been grouped into the Paks Loess Formation, since they can be interpret-



Figure 6. Thickness of the Paks Loess Formation in the Üveghuta study area

a = alluvial terrains, • Üh-2 = borehole used for construction and its code

6. ábra. A Paksi Lősz Formáció vastagsága az üveghutai kutatási területen

a = alluviális térszínek, • Üh-2 = szerkesztéshez felhasznált fúrás jele, száma

ed as the valley margin facies of the loess and palaeosol sequences of the formation. An interesting feature of solifluction sediments in this area is that the same soil development processes took place on both the micro-stratified parent rock and simultaneously deposited typical loess. Within the entire profile the overall thickness of palaeosols and typical loesses is of the same order of magnitude, but different slope loesses and solifluction sediments can also play a major role.

4.5.1. Lower-Middle Pleistocene: Old Loess Series, lower sequence

Some 22 of the boreholes which cut the sequence have been used in the overall interpretation. Thickness values are rather low, exceeding 5 m in 13 boreholes, but none of them reached 10 m. The highest value (9.6 m) was registered in the Borehole Erdősmecke-4. In the vicinity of the Üveghuta area a maximum value of 7.4 m was recorded in Borehole Üveghuta-3. Concerning the spatial variation of the oldest loess sequence, it is thicker in the W part of the study area and on some hilltops in an uplifted geomorphological position – like in the area of the candidate site – as well as in the NW foreland, whereas in the E and central parts, and in the vicinity of Boreholes Üveghuta-1, Feked-I, Véménd-I and Bátaszék-3 it is thinner or completely missing.

In the main part of the area the characteristic features of the sequence are essentially in agreement with its properties in the direct vicinity of the proposed site. Tengelic Red Clay Formation is usually overlain by 0.5–1.0 m thick “thin loess”, except for Borehole Erdősmecke-4 where it is thicker than in general (2.9 m). The sediment is ochre-yellow to brownish yellow, bearing grey manganese spots and dirty white calcareous patches and veins. It is a clayey silt of high lime content, only slightly compacted, with a porous internal structure. It is the oldest sediment cut by boreholes of the area belonging to the loess sequence, and can be correlated with the loess sub-horizon (PDL) lying between the Paks Double (PD) fossil soil complex.

The PD1 palaeosol is characterised by a bright brick-red colour. It has an argillaceous topsoil, friable structure, a susceptibility to swelling and a thick, frequently cemented lime bench in its subsoil. In its A and B horizons the profile includes sporadic, 1–2 mm black manganese-dioxide pisoids. In these profiles it is hard, tough, resistant, and strongly compacted. Disintegrated clay with calcareous concretions and clayey calcareous concretions occur in C horizons. Two soil levels are located in the level of the PD fossil soil complex in Boreholes Alsónána-2, Mórágý-III and Palatinca-2. In the absence of palaeomagnetic data it is unclear whether the PD1 soil sub-horizon is better developed in these boreholes or whether the PD2 sub-horizon occurs there as well.

The sequence is underlain by the basal sediments of the loess sequence. It is covered by the upper part of the Old Loess Series in all but one borehole. The exception is Borehole Üveghuta-4, in which the direct overburden has slid down along the PD1 soil.

4.5.2. Middle Pleistocene: Old Loess Series, upper sequence

The sequence was cut in 27 boreholes. The greatest thickness (22.0 m) was recorded in Borehole Ófalu-5 and it exceeded 10 m in 19 other boreholes. Comparing the extent of the two sequences of the Old Loess Series it is apparent that the upper part of the Old Loess (except for the Erdősmecke boreholes) is thicker in the same areas as the lower one.

Boreholes drilled on hilltops and hillsides indicate a rather homogeneous origin of the sequence throughout the whole study area. One of the best markers of the Loess Formation, the “pale loess horizon” (L7) lies at its bottom. The data from the marginal area demonstrates that its thickness is not always “exactly” 5 m thick, like in the surroundings of the candidate site. This homogeneous horizon can be easily traced everywhere. It is pale yellow, with grey manganese-dioxide spots and dirty-white calcareous patches. It is a slightly argillaceous silt with some calcareous veins and patches. Loess is subdivided by several levels of calcareous concretions. These are between 1–10 cm, and are hard, beige coloured, with a crystalline texture and splintery fracture. In thicker concretion-bearing horizons loess limestone occurs as well.

The fossil brown forest soil complex formed above the loess horizon is present in each borehole crossing the complex. Its thickness ranges between 3–6 m. (Paks Sandy Soil Complex = Ph). Considering the Loess Formation as a whole, it is the most complex fossil soil. There are mainly two soil sub-horizons superimposed on each other with easily distinguishable origins. In Boreholes Üveghuta-7 and Üveghuta-3 even three soil sub-horizons were observed lying on top of each other. Additionally, in Borehole Üveghuta-22 another sub-horizon (Ph1, Ph2) was documented above the double soil sub-horizon which was affected by brown forest soil development, and formed from a parent material of re-deposited loess (PhL). This part of the Old Loess Series shows similar patterns in Borehole Cíkó-5. The fossil soil is reddish brown, dark brown, bearing reddish brown to black 1–2 mm spots of manganese dioxide, and in horizon B dirty white, calcareous spots. It is a strongly compacted, tough, resistant argillaceous silt including calcareous veins and patches of manganese dioxide. The distinguishable levels are homogeneous and massive.

Loess lying on the soil complex is yellow to dark yellow, with dirty white calcareous veins and patches (L6). It frequently contains dispersed dark, brownish grey, 1–2 mm manganese-dioxide spots. It is a slightly micaceous silt, with a few dispersed calcareous spots. Local, 1–3 cm thick fine stratification and stripes of solifluction origin demonstrate the reworked character of the sediment. Otherwise, the loess is homogeneous and massive. It is a rather strongly compacted, well-sorted, weakly porous sediment sporadically containing some tiny mollusc shell fragments.

The A horizon of the uppermost 3–5 m thick fossil brown forest soil horizon of the sequence (Mende Basal Soil

Complex = MB) is usually reddish brown to dark brown or dark brown to tobacco-brown in some profiles, with black manganese-dioxide spots and patches. It is a hard, tough, homogeneous, massive silty clay to argillaceous silt. In some boreholes (e.g. Üveghuta-7) even two fossil soil horizons can be observed superimposed on each other.

The upper sequence of the Old Loess Series is of wider extent than the lower one. Its boundary is almost parallel with that of the lower one. The Series is underlain in 21 boreholes by the lower part of the Old Loess Series, by the Tengelic Red Clay Formation in 5 boreholes (Alsónána-3, Üveghuta-1 and 6, Feked-I, Mórágý-II), and by the Upper Pannonian sequence in Borehole Mórágý-I. In 25 boreholes it has the same overburden namely the lower part of the Young Loess Series, whereas in Boreholes Mőcsény-I and Véménd-II the overburden is represented by Pleistocene-Holocene deluvium and the upper part of the old loess which can be traced on the surface.

4.5.3. Middle-Upper Pleistocene: Young Loess Series, lower sequence

Some 29 boreholes cut the lower sequence of the Young Loess Series in the study area. It is the thickest sequence within the entire Loess Formation. Its maximum thickness has been recorded in Borehole Mőcsény-II (30.6 m) and it exceeded 20 m in another 5 boreholes. The sequence with an average thickness of 20-30 m extends in the N and NW parts of the study area to the vicinity of the Boreholes Palatinca-2, Mőcsény-II. Its smaller and slightly thinner but on average still almost 20 m thick sections make up uniform bodies in the area of the candidate site, and in the vicinity of Boreholes Mórágý-I, Mórágý-IV, Alsónána-3. It is thinner than average or missing completely both in the main valleys and the Erdősmecke area.

A 4-7 m thick loess horizon can be found at the bottom of the sequence (L5). Three fossil Chernozem brown forest soil complexes can be distinguished above (Basaharc Lower = BA, Basaharc Double = BD, Mende Upper = MF), partly subdivided by loess horizons (L4, L3) or occasionally superimposed on each other. Where the three Chernozem brown forest soil complexes of the sequence are superimposed on each other (e.g. in Borehole Üveghuta-7) the upper loess horizons are missing.

Horizon A of the fossil soil complexes is basically tobacco-brown, brownish grey to greyish brown, rarely reddish brown (Boreholes Üveghuta-5, Mórágý-V). Dirty white calcareous veins and dark grey manganese patches are characteristic. It can be regarded as a homogeneous, massive, micaceous clayey silt. In contrast to its surroundings, some more leached rusty brown soils can be observed in the stratigraphic level of the Chernozem brown forest soil horizons of Borehole Üveghuta-5. This variation can be explained by local paleo-environmental differences, i.e. by differences in local morphology or degree of exposure, more wet micro-environment, longer lasting soil development in certain areas or the presence of some coarser-grained parent materials.

The occurrence of deluvial-solifluctional sequences across a greater area is a new aspect of the lower sequence of the Young Loess Series, when compared to its features in the direct vicinity of the candidate site. This profile can be regarded as a disturbed, micro-stratified part of the sequence frequently containing eroded soil-related material. It is interesting to note that despite its disturbed structure this part of the sequence was subjected to the same degree of soil development as typical loess horizons. The 2-3 fossil Chernozem brown forest soil which evolved on loess horizons with solifluction-type profiles can be correlated with the BA, BD and MF soil complexes. We succeeded in identifying two major, similar zones characterised by sediments of the above origin, namely in the surroundings of Boreholes Mőcsény-II, -III and Mórágý-I, -II, -IV. In Borehole Mőcsény-II the whole sequence is of deluvial-solifluctional origin, whereas in Mőcsény-III its middle and upper sections are represented by re-deposited loess. In the Mórágý area the middle and upper part of this same sequence in Borehole Mórágý-I is composed of slope-loess. At the same time in Boreholes Mórágý-II and Mórágý-IV almost the whole sequence is deluvial, and in its upper part solifluctional.

The sequence is underlain chiefly by the upper part of the Old Loess Series (25 boreholes). In two boreholes (Mőcsény-III, Bátaszék-3) it rests directly on the Tengelic Formation, whereas in Boreholes Mőcsény-II and Üveghuta-24 it overlies Pannonian sediments and granite rubble. In 23 boreholes the formation is covered by the upper sequence of the Young Loess Series, while in 5 boreholes it underlies younger Pleistocene-Holocene sediments. In Borehole Mőcsény-III it is exposed on the surface.

4.5.4. Upper Pleistocene: Young Loess Series, upper sequence

The youngest loess sequence was found in 23 boreholes. The greatest thickness (20.5 m) was recorded in Borehole Cíkó-5. In five boreholes (Alsónána-2, Alsónána-3, Bábaapáti-VII, Bátaszék-2, Mórágý-V) its thickness ranges between 15-20 m. It indicates that the thickest beds of the upper sequence of the Young Loess Series can be observed in the NW, NE and SE margins of the study area. At the same time, this sequence covered only by thin layers occurs in the central third of the area, and in the valley of the Lajvér Stream.

Thicker units of the sequence are chiefly built up of a humic horizon (H). Its upper part is occasionally divided by two humic sub-horizons (H1, H2). The sub-horizons are grey, brownish grey, fossil, Chernozem-like soils, basically without any accumulation zone. Loess is pale yellow with white calcareous dots and veins (L1, L2, HL). It can be characterised as a slightly micaceous silt with sporadic mollusc shell fragments, calcareous veins and roots, and burrows. It is poorly compacted, porous, homogeneous, massive and massive, showing stable soil mechanical properties with a prismatic structure.

In all boreholes cutting through this loess sequence it

rests on the lower part of the Young Loess Series. In three boreholes the youngest loess sequence is directly exposed on the surface, whereas in 20 boreholes it is covered by Holocene soil or some other Upper Pleistocene or Holocene sediments.

4.6. Middle and Upper Pleistocene to Holocene: fluvial sequence – sand with gravel, sand, silt, debris

In contrast to the surrounding geographical land units (Völgység, Tolna Hegyhát Hills), thick fluvial sequences of regional extent, regarded as the heteropic facies of the Loess Formation, are missing in the Pleistocene succession in the investigated part of the Mórág Hills. At this time the predominant process of loess development was dissected only with some minor valley fill.

Stratigraphic proof concerning the age of fluvial sediments is only available in some sections of the Lajvér Stream, and near Kismórág and Rozsdásserpenyő. In this area the few m thick, intermediately rounded, ill-sorted, cross-bedded, lenticular sequence of sandy gravel is overlain by Upper Pleistocene loess. Of them in Kismórág and Rozsdásserpenyő the contact of terrace sediments and loess can be studied in exposure. This contact seems to be rather smooth in there. Morphologic studies confirmed this notion indicating namely that the area of exposures is outside the region affected by proven sliding (MARSÍ 1998). Small terrace fragments preserved in higher position in valley margins formed in Late Pleistocene or a little earlier. Their base cannot be studied in exposures and there were not any boreholes in the area hitting undoubtedly the terrace-morphologic level either. Morphologically proven terrace sediments can be observed in the valley of Rák Stream as well.

Terrace morphology hinting indirectly Pleistocene time has not formed in the other big valleys of the area (*e.g.* Huta Valley, Mézskemence Valley, valley of Köves Stream *etc.*). Thickness of fluvial sediments penetrated there can achieve even 5-10 m. They proved to be excellent parent rocks for the sequence of a well-developed soil cover. Consequently, we suggest that only the uppermost, thin part of the fluvial sequence in main valleys has to be assigned to Holocene, the remaining greater part formed in Middle and Late Pleistocene. The majority of fluvial sediments in the area are narrow valley fills. Explicit floodplain levels are missing in most valleys. Terraced valleys as well as some sections of Huta and Mórág Streams can be regarded as exceptions from this rule.

In most cases the fluvial succession rests on the basement or occasionally on washed-down granite gravel. Its poorly or intermediately sorted profile is composed of upward-fining-debris, gravelly sand, sand. The floodplain overburden is represented chiefly by silt.

The poorly stratified, occasionally cross-bedded sediments of the sequence are light grey, yellowish grey, brownish grey and they become finer upward the profile. The poorly rounded debris particles measure between 0.5–10 cm. They are chiefly composed of granitoid rocks. Sand parti-

cles include quartz deriving from the disintegration of the crystalline basement as well as K-feldspar, plagioclase, biotite and amphibole. The material of argillaceous silt and sandy silt derives essentially from the denudation of loess.

Terraces are covered by meadow soils of Chernozem-like characteristics, whereas raw, humic and alluvial meadow soils formed on alluvial sediments. Terrace soils can be interpreted as more developed than the very young soils of floodplains, since soil development started earlier on terraces.

The thickness of recent sediments is restricted mainly to 1-5 m. This value is typical for the majority of boreholes completed in the study area.

4.7. Upper Pleistocene - Holocene: slide deluvial sequences – argillaceous silt, silt

In this group we combine loess varieties reworked in slopes through aerial erosion and slide sediments. The conditions under which the specific stratigraphic units accumulated have remained unchanged from the Late Pleistocene up to present.

The deluvial sequence comprises clay, sand and debris lenses, and thin beds, and shows disturbed characteristics. Its material is mainly eroded loess mixed occasionally with granite rubble or debris. It has a light greyish yellow, yellowish brown colour. It usually shows a disturbed structure, it is unbedded, occasionally broken by poorly, thin-bedded, lenticular intercalations. Slumped loess blocks are lithologically indistinguishable from their intact varieties. The first can be distinguished by the disturbed structure and morphological patterns (MARSÍ 1998).

Different varieties of slope sediments characterise the gentle slope terrain sections of valley slopes and of the surroundings of valley heads and saddles. The most important sliding belts can be observed on the slopes of main valleys. In the study area they can be found in the Huta Valley, Nagymórág Valley and Éva Valley. Slope sediments are chiefly underlain by loess, and occasionally by basement granitoid, granite rubble or variegated clay sequences. Slope sediments can rest directly on Pannonian beds as well, basically in the margin of the hilly land or in greater valley slopes (Boreholes Báticasék-1, Véménd-I). According to drilling data the thickness of the sequence can approach as much as 15-20 m (12.8 m and 14.5 m in Boreholes Üveghuta-4 and Mőcsény-I, respectively). On the basis of the extent and morphology of landslides, the thickness of the reworked sequence can even exceed these values in the study area.

Some of the typical sediments underlying slide sediments and serving as a sliding plane are certain clay and clay-marl beds of the Pannonian sequence. Such a slide can be seen in the Kövesd clay quarry of the brickyard at Báticasék, triggered artificially by exploitation works (Plate I, 3). Argillaceous palaeosol horizons in the loess sequences can also serve as sliding planes for slope sedimentation. In Borehole Üveghuta-4 and its surroundings the sliding plane is formed by the PD1 palaeosol sub-horizon.

These sequences are covered by recent soil. Young deluvial and strongly disturbed sections of slid sediments are overlain occasionally by so-called slope sediment soil containing a mixed humic level of variable thickness. At the same time, young forest soil varieties formed on consolidated slope sediments and less disturbed surfaces of slides, whereas specifically developed forest soils of the area have been preserved on the best protected parts of slides, like brown forest soil, Chernozem brown forest soil and brown forest soil with clay illuviation.

4.8. Holocene beds

Proluvial sequences of subsidiary and tributary valleys, and of seasonal streams as well as sediments derived from linear transport accumulated mainly in dry valleys and gullies, join to form fluvial beds. Generally they are only some m thick, and together with young floodplain sediments and recent soils represent the youngest sequences of the area.

4.8.1. Proluvial, proluvial-deluvial sequences – clayey silt, silt, sand

They are dirty, greyish yellow, or yellowish brown. They usually show a disturbed structure, are unbedded, and occasionally with poorly, thin-bedded, lenticular intercalations. Their composition depends mainly on the underlying beds. They form chiefly through the erosion of loess, comprising a sediment mixed occasionally with granite rubble or debris. Lithologically, it is argillaceous silt, silt, sand, sometimes debris, or sand with rubble.

The sequences are most typically underlain by loess. In the neighbourhood of dry valleys, where the main valley cut down as deep as the granitoids, its base can be the crystalline basement itself, or even granite rubble or variegated clay sequence and Pannonian sediments in the margin of the hilly land.

4.8.2. Recent soil

Proluvial-deluvial sequences are overlain by recent soil. Lower sections of dry valleys are covered by pure alluvial soils.

The predominant, zoned, recent soil of the area is a Chernozem brown forest soil, whereas brown forest soil and brown forest soil with clay illuviation become increasingly typical in the interior of the hilly land and towards the Mecsek Range. Instead of Holocene sediments the base of zoned soils is the Paks Loess Formation and the older overlying beds.

5. Cainozoic geological history

The sedimentary setting, erosion and neotectonic cycles as well as valley and soil development in the area is reported by MARSÍ (2000b) in this volume. The presentation of the features of the evolution history is substantially supported by data published there.

The Tertiary evolutionary history of the area started with

a long denudation period. The morphological setting developed in the surroundings of Mecsek Range by the beginning of Miocene was quite different from the current situation: the southern foreland was uplifted, whereas one part of the range became a sedimentary basin into which coarse-grained clastic sediments were transported by streams coming from the south. One of the transport channels of gravel derived mainly from Mesozoic rocks of Villány Range-like metamorphic rocks, Palaeozoic rhyolite and granite can be traced west of the study area. In the area itself denudation of granite was the prevailing process. The first *Karpatian* clastic sediments whose remnants can be observed in the SW and NW parts of the area were presumably transported in the same stream beds. As a result of Badenian transgression the mouths of these streams shifted progressively to the south. Therefore, Badenian marine sediments can already be found in the Hidas Basin and the SE foreland of the range bearing some paralic coal fields of low quality. Later the area was slightly uplifted, as indicated by the lack of *Sarmatian* sediments.

The next transgression of the area took place in Late Miocene. Low-lying parts of the planar surface characterised by a variable morphology were almost entirely inundated by the *Pannonian* inland sea during transgression. Weathering of granite and accumulation of granite rubble proceeded on land before flooding presumably under a Mediterranean climate. Weathering continued under a semi-arid climate on surfaces free of water (KAISER 1997) after the transgression, at the end of the Late Pannonian.

At the beginning of flooding terrestrial weathering products formed earlier in the area were mainly reworked by the inland sea. Therefore the base of the Pannonian sequence is composed almost invariably of fresh granitoid free of weathering. Residual weathering products could only be subordinately preserved even on land protected from erosion. According to geological and palaeomorphological data, the study area had become a calm archipelago with occasional swampy bays by the end of Late Pannonian (Late Miocene). The eroded, granite land was elevated some tens of metres from this level. The majority of the products of weathering could easily be washed down from the small land mass and could also be integrated into the material of the Kálla Formation.

On the basis of the geological data available, the highest, central part of the Mórágý Hills was an island with an ENE-WSW axis in Late Pannonian (Late Miocene) which also includes the surroundings of the repository site. The currently traceable shoreline is indicated by an abrasional conglomerate. This conglomerate, together with a beach facies which shows a transition toward fine-grained sediments of the interior of the basin are restricted to a very narrow strip, indicating prolonged stable conditions following the single-phase transgression. The wave zone of the ancient shoreline can be traced in several exposures such as in the valley of the Köves Stream, and in many sites between Kismórágý and Bátaapáti, southward from the Huta Stream and Lajvér. Drilling data do not indicate any

major change in the shoreline, while field data suggest the formation of a raised beach. Abrasional sediments can be traced from the upper reaches of the Köves Stream toward the quarries at Kismórág, lying in a progressively lower position. The difference in altitude between the E and W parts is about 20-25 m. In agreement with the data from interpreted cross-sections, it is probably the result of the subsequent tilting of the area (MARSÍ 2000b).

The position of the overlying beds in the central part and foreland of the Mórág Hills indicates that the Mórág basement block, having been eroded throughout the entire Tertiary period up until the Late Pannonian (Late Miocene) sub-stage, was uplifted as a uniform block together with its surroundings from its Pannonian-type sedimentary environment at the *end of the Miocene* and *beginning of the Pliocene*. This event terminated the lacustrine, inland-sea sedimentation period.

The sedimentary environment changed fundamentally after the Pannonian in the *Pliocene* and *Early Pleistocene*. A terrestrial sequence was initiated starting with another phase of accumulation of granite rubble followed by the deposition of the Tengelic Formation. We suggest that regionally there was a partial overlap in the time span between the accumulation of Tengelic Formation and granite rubble. In some places the first one started to form earlier than elsewhere, where the accumulation of granite rubble proceeded up until the first appearance of the Tengelic Formation. The erosional regime can be followed in the study area from Late Miocene until 3.0 M years ago, resulting in strong discordance. According to drilling data some hiatuses can be observed even within the formation.

Erosional cycles occurring during the Pliocene and Early Pleistocene in the surroundings of the Mórág Hills can presumably be regarded as minor phases of uplift associated with the main structural events and subsequent denudation of the terrain that was insufficient to destroy the weathering crust. Consequently, as a result of the hills and the foreland belonging to the same structural unit, and the small difference in morphological level, this denudation could not cause the erosion of the thick sedimentary sequences from the central part of the area. Debris occurs at the basis of the Tengelic Red Clay Formation or within the formation in several boreholes cut in the foreland, but its thickness remains between 10–20 cm and it is basically represented by some single debris layers.

By analogy with the wider surroundings of the area, a semi-arid Mediterranean climate prevailed during the Late Pliocene that was broken from the beginning of the Pleistocene by more and more distinct cooler periods. In global terms this change is quite prominent *e.g.* in China, where red clay deposition was replaced by loess accumulation approximately 2.5 M years ago (RUTTER *et al.* 1990). In Hungary until the beginning of regional loess accumulation 1.0-1.2 M years ago deposition of red and variegated clay prevailed. A characteristic loess profile can be found in Dunaföldvár (PÉCSI and PEVZNER 1974). The evolution of the Tengelic Red Clay Formation in the area of the

Mórág Hills can be described as repeated periods of long-lasting terrestrial weathering, soil development and slow denudation. Due to small differences in relief and long semi-arid periods, surface wash was controlled by erosional processes accompanied first of all by the accumulation of slope sediments. The typically thicker occurrence and presence of more palaeosol horizons in the foreland supports this idea. Montmorillonites are the predominant clay mineral in the samples related to the Tengelic Clay Formation bearing witness to a semi-arid climate. The effect of cooling down periods from the beginning of the Pleistocene could not be recognised by the current research. Argillisation and soil development on the basement and the overlying beds proceeded under the same climatic conditions across the area. Induced by the complex and very long weathering period, and independent of the character of parent rock, sediments of high clay content formed under climatic effects which were considerably enriched in barely disintegrated quartz (MARSÍ 2000b). A mainly dry, Mediterranean-type soil development took place in the upper part of the weathering crust which lasted several tens of thousands of years or even one hundred thousand years (RETALLACK 1990). In higher terrains, red to reddish brown complexes divided by calcareous strips and layers formed, while in lower terrains, brown, greyish brown, easily fracturing soils were formed. These soil types may reflect the fluctuation of slightly wetter and drier climatic periods. These sediments can be found on the surface in one exposure in the brickyard at Bátaszék.

Towards the end of the Early Pleistocene there was a considerable change in the climate of the area similar to the whole Southeastern Transdanubia. Consequently, around 1.0-1.2 M years ago semi-arid weathering and soil development, as well as accumulation of variegated and red clays were replaced by loess deposition for progressively longer periods. Loess horizons formed in cooler stages, whereas inter-stages (until the accumulation of the upper soil sub-horizon of the PD soil complex) were characterised by renewed development of red, Mediterranean-type soils, like those prior to the loess accumulation. One of the best examples of this process is presented by the profile of the Borehole Ud-2A (KOLOSZÁR 1997).

Another erosional phase started in the Mórág Hills approximately 1.77 M years ago and lasted for about one million years, *i.e.* it was still active at the beginning of loess accumulation. In the surroundings of the repository only the bottom "root zone" of the Formation was unaffected by this erosion. Not even the older members of the loess could accumulate there. Sedimentation replaced erosion only during the accumulation of the upper sequence of the Old Loess Series. The PD1 palaeosol is the oldest sediment within the Paks Loess Formation which could be identified in the majority of boreholes.

Another change in climate occurred around seven hundred thousand years ago. Accumulation of loess or slope loess in cold stages was followed by brown forest soil development in inter-stages, indicating not the previous dry,

Mediterranean climate, but a wet, mild climate instead. Two main related horizons formed in the area (Ph, MB).

According to the geological compilation cross-sections, neotectonic movements started in the area during the Middle Pleistocene in the boundary of the Old and Young Loess Series. It might have resulted in an upending of the structural unity of the area, manifested by the 35–55 m uplift of the central block as compared to the foreland. The uplift in the Eastern part was 20–25 m less than that in the West (MARSÍ 2000b). Intense valley incision was triggered by enhanced relief energy generated by the uplift. Resulting erosion reached as deep as the basement. Exposure of the basement in the slopes of the main valleys can be regarded as one of the consequences of the uplift. These places – first of all in inter-stages – gave just another opportunity for a new cycle for the accumulation of granite rubble. Prominent fluvial sedimentation, together with the development of zones affected by sliding and slumping induced by the progressive backward incision and widening of the valleys, could start finally after valley development, following some presumed structural changes.

The morphology of the Mórág Hill indicates that the orientation of the valley network was basically controlled by the dip of the topography. Sections of main valleys deviating from the general morphological dip might have been influenced by the structure of basement rocks as well as by their loosened belts, structural directions and foliation planes. The valley network formed essentially at its present site. This idea is proven by the fact that none of the boreholes penetrated hilltops or hillside buried valley fills.

Apart from the accumulation of typical loess, the deposition of slope loess also played a major role in the middle and upper parts of the lower sequence of the Young Loess Series. Additionally, solifluction was also prominent, especially in the margin of the uplifted block. The climate of inter-stages became slightly drier during the deposition of this sequence resulting in the accumulation of forest steppe-type soils in the area.

Accumulation of the upper sequence of the Young Loess Series enhanced the relief energy of the region again inducing new phases of erosion in the Late Pleistocene and Holocene. Climate in the inter-stages became slightly more drier than during the soil development cycles in its underlying complex. In the main part of the area the sequence can be characterised by Chernozem-like soils with poorly developed profiles. Chernozem brown forest soil was prominent in the area during the Holocene, indicating again a wetter and milder climate.

6. Acknowledgements

We would like to express our special thanks to Zoltán Balla, the chief of the Űveghuta survey for giving us the opportunity to take part in the research during the past years. We thank him for his professional assistance and the critical scrutinising of our summary reports. Field reconnaissance of archive boreholes cut in the study area was facilitated by the OTKA (National Scientific Research Fund) T 025202.

References

- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARSÍ, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erómuvi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Űveghuta 1997–1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BARABÁS, A., LENNERT, J., HUM, L., and SZÓNOKY, M., 1992: A Mórág-rög délkeleti előtere felső-pannóniai képződményeinek fejlődéstörténete és mollusca faunája (in Hungarian, with English summary: Development and Mollusc fauna of the Upper Pannonian (s. l.) formations in the Southeastern foreland of Mórág Hill). – *Űslénytani Viták* 38, pp. 21–26. Budapest.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C., and AUBRY, M.-P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., HARDENBOL, J., (editors): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. – *Society for Sedimentary Geology Special Publication* 54, pp. 129–212.
- CSÁSZÁR, G., (editor) 1997: *Basic lithostratigraphic units of Hungary, Charts and short descriptions* (Magyarország Litostratigráfiai Alapegységei, Táblázatok és rövid leírások). – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 114 p.
- FÖLDI, M., 1966: A hidasi terület földtani felépítése (in Hungarian, with German summary: Geologischer Bau des Gebietes von Hidas (Mecsekgebirge)). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 93–111.
- FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., and LANTOS, M., 1999: Tanulmány a Tengelici Formáció és a lösz-összlet műszeres ásványtani vizsgálatának eredményeiről és magnetosztatográfiai értékeléséről (in Hungarian: Report on the results of instrumental mineralogical study and palaeomagnetic evaluation of Tengelic Formation and loess series). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., and LANTOS, M., 1999: Tanulmány a Tengelici Formáció és a lösz-összlet műszeres ásványtani vizsgálatának eredményeiről és magnetosztatográfiai értékeléséről (in Hungarian: Report on the results of instrumental mineralogical study and palaeomagnetic evaluation of Tengelic Formation and loess series). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HALMAI, J., JÁMBOR, Á., RAVASZ-BARANYAI, L., and VETŐ, I., 1982: A Tengelic-2 fúrás földtani eredményei (in Hungarian: Geological Results of the Borehole Tengelic-2). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 65, pp. 11–116.

- HÁMOR, G., 1964: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata (in Hungarian, with German summary: Untersuchungen an miozänen Bildungen des östlichen Mecsek-Gebirges). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről (1)*, pp. 109–117.
- HÁMOR, G., 1970: A kelet-mecseki miocén (in Hungarian with German summary: Das Miozän des östlichen Mecsek-Gebirges). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 53 (1)*, 484 p.
- HETÉNYI, R., FÖLDI, M., HÁMOR, G., NAGY, I., BILIK, I., and JANTSKY, B., 1976: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Ófalu* (in Hungarian: Explanatory notes to the Geological Map of the Mecsek Mountains. Series 1:10,000. Sheet Ófalu). – *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, 74 p., Budapest.
- HUM, L., 1997: Paleoenvironmental changes and geochemistry of loess and paleosols in SE-Transdanubia, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement Band 110*, pp. 69–83.
- HUM, L., and FÉNYES, J., 1995: The geochemical characteristics of loesses and paleosols in the South-Eastern Transdanubia (Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, XXXVI*, pp. 89–100.
- JÁMBOR, Á., 1989: A Somberek-2 fúrás terepi rétegsora (in Hungarian: Preliminary geological log of Borehole Somberek-2). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JUHÁSZ, J., (editor) 1989: Összefoglaló jelentés az ófalui tervezett radioaktív hulladéktároló telep kutatásáról (in Hungarian: Summary report on the exploration of the planned radioactive waste repository at the village of Ófalu). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KAISER, M., 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement Band 110*, pp. 1–14.
- KAISER, M., 1999: Jelentés a Tengelic Formáció rétegtani helyzetének vizsgálatáról (in Hungarian: Report on the study of stratigraphic position of Tengelic Formation). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KÓKAI, A., 1997: Geological evaluation of the borehole Üveghuta-1 (Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 59–75.
- KOLOSZÁR, L., 1997: Geological evaluation of the Udvari-2A borehole (Az Udvari-2A fúrás földtani értékelése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 149–158.
- KOLOSZÁR, L., and LANTOS, M., 2000: DK-dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztatográfiai korrelációja (in Hungarian, with English summary: Magnetostratigraphic correlation of Quaternary sequences of SE Transdanubia). – *Földtani Közlöny* (in prepar.)
- KOLOSZÁR, L., and MARSÍ, I., 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei (in Hungarian, with English summary: The Quaternary sequences of the hilly country nearby Üveghuta (eastern part of the Mórággy Hills)). – *Földtani Közlöny 129 (4)*, pp. 521–540.
- KORDOS, L., 1990: Jelentés a Bátaszék-197 fúrásból előkerült ősgérces maradványról (in Hungarian: Report on fragments of a paleovertebrate found in Borehole Bátaszék-197). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KORDOS, L., 1992: Villányi-hegység, Csarnóta, pliocén ősgérces lelőhelyek (in Hungarian: Villány Hills, Csarnóta, localities with Pliocene paleovertebrata). – *Magyarország geológiai alapszelvényei*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KRETZOI, M., 1956: A Villányi-hegység alsópleisztocén faunái (in Hungarian, with German summary: Die altpleistozänen wirbeltier Faunen des Villányer Gebirges). – *Geologica Hungarica 27*, pp. 7–123.
- LENNERT, J., 1985: A bátaszéki téglagyár felsőpannoniai képződményei Mollusca-faunájának vizsgálata (in Hungarian: Investigation of the mollusc fauna from Upper Pannonian sediments of the Bátaszék brickyard). – *Manuscript*, József Attila University, Library of the Geological and Palaeontological Department, Szeged.
- MAROSI, S., and SOMOGYI, S., (editors) 1990: *Magyarország kistájainak katasztere, I–II* (in Hungarian: Catalogue of minor land units of Hungary). – *A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet kiadványa*, Budapest, p. 1023.
- MARSÍ, I., 1997: Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole (A Diósberény-1A fúrás földtani értékelése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 159–171.
- MARSÍ, I., 1998: A kutatási terület morfológiai értékelése, 1:20 000 (in Hungarian: Geomorphological assessment of the area explored). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARSÍ, I., 2000: A fedőösszletek rétegtani korrelációs adatai Üveghuta térségében (in Hungarian: Data on stratigraphic correlation of sedimentary cover of the Üveghuta area). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARSÍ, I., 2000: Formation of overlying beds and factors determining their characteristics in the eastern part of Mórággy Hills (A fedőösszletek felépítését befolyásoló folyamatok a Mórággyi-rög K-i részén). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MÁRTON, P., 1998: Jelentés az udvari (U-2A) és a diósberényi (Db-1A) fúrású szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről (in Hungarian: Report on the results of palaeomagnetic measurements of Boreholes Udvari (U-2A) and Diósberény (Db-1A)). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MOLDVAY, L., 1964: Adatok a Mecsekhegység és péremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához (in Hungarian with German summary: Beitrag zur Untersuchung der Quartärtektonik des Mecsek-Gebirges und seines Randgebietes). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, pp. 105–109.
- MOLDVAY, L., 1966: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsekhegységben és a magyar középhegységekben (in Hungarian, with German summary: Probleme der quartärzeitlichen tektonischen Entwicklung im Mecsekgebirge und Ungarische Mittelgebirge). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 209–217.
- PÉCSI, M., 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. – *Loess inForm 3*, pp. 23–30.
- PÉCSI, M., and PEVZNER, M. A., 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben (in Hungarian, with English summary: Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary). – *Földrajzi Közlemények 22 (3)*, pp. 215–224.
- RETALLACK, G. J., 1990: *Soils of the Past: An Introduction of Paleopedology*. – Allen & Unwin, London, 520 p.
- RUTTER, N., DING, Z., EVANS, M. E., and WANG, Y., 1990: Magnetostratigraphy of the Baoji, loess-paleosol section in the north-central China Loess Plateau. – *Quaternary International 7–8*, pp. 97–102.
- SÍKHEGYI, F., 1998: A negyedidőszaki képződmények fotogeológiai kiértékelése az Üveghutai terület téli repülésén (1998. március) (in Hungarian: Photogeological evaluation of

- Quaternary sediments of the Üveghuta area in winter fly, March 1998). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- STEFANOVITS, P., FILEP, GY., FÜLEKY, GY., 1999: *Talajtan* (in Hungarian: Pedology). – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 470 p.
- SZONGOTH, G., BUCSI SZABÓ, L., KASZA, Z., MÉSZÁROS, F., RIGLER, GY., and TONKA, P., 1996: Az Üveghuta-1 fúrás mélyfúrás-geofizikai mérései és kiértékelése (in Hungarian: Well-logs and interpretation of Borehole Üveghuta-1). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZÓNOKY, M., 1996: *Negyed és fiatal harmadidőszaki rétegsorok üledéktani és malakológiai fácieselemzései az öskörnyezeti változások megismerése céljából. Összefoglaló kandidátusi tézisek* (in Hungarian: Sedimentological and malacological analysis of Quaternary and young Tertiary sequences to study palaeo-environmental changes. Doctoral theses). – JATEPress, Szeged, 30 p.
- SZÓNOKY, M., KORDOS, L., MAGYAR, I., MAKÁDI, M., and MÜLLER, P., 1993: *Kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztályának 1993. június 17-18-i terepbejárásához* (in Hungarian: Guide to the excursion of Palaeontological-Stratigraphical Section of the Geological Society of Hungary, 17-18 June, 1993). – Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, Budapest, 24 p.
- SZÓNOKY, M., LENNERT, J., SZUROMI-KORECZ, A., GULYÁS, S., SHATILOVA, I. I., SÜTŐ-SZENTAI, M., GEARY, D. H., and MAGYAR, I., 1999: The Lake Pannon fossils of the Báticasék brickyard. – *Acta Geologica Hungarica* 42 (1), pp. 67-88.
- VADÁSZ, E., 1935: A Mecsekhegység (in Hungarian: The Mecsek Mountains). – *Magyar Tájak Földtani Leírása I.*, Stádium Sajtóvállalat Részvénytársaság, Budapest, 180 p.
- VÁRALLYAY, GY., and FÓRIZS, M., 1966: A helyszíni talajfelvételezés módszertana. In: SZABOLCS, I., (editor): *A genetikus üzemi talajterképezés módszerkönyve* (in Hungarian: Manual for pedological mapping). – Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest, pp. 19-165.
- ZILÁHI-SEBESS, L., SZONGOTH, G., KASZA, Z., and TÓTH, I., 1999: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás. A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94. Correlation of the sedimentary overburden of the granite and possibilities for correlation within the granite complex based on geophysical logging). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

Plate I – I. tábla

1. Abrasional shoreline gravel in the E part of Bátaszék – Abráziós partszegélyi görgeteg Bábaapáti K-i részén
2. E wall of the Kövesd clay quarry in the brickyard at Bátaszék – A bátaszéki téglagyár kövesdi agyagbányájának K-i fala
3. Sliding plane in the Kövesd clay quarry in the brickyard at Bátaszék – Csúszási felület a bátaszéki téglagyár kövesdi agyagbányájában

(Picture taken by: I. MARSI 1997)



1.



2.



3.

A MÓRÁGYI-RÖG KELETI RÉSZÉNEK KAINOZOOS FEDŐKÉPZŐDMÉNYEI

KOLOSZÁR LÁSZLÓ, MARSÍ ISTVÁN, CHIKÁN GÉZA

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

A Mórággyi-rög keleti részén 1996 óta végzett részletes földtani kutatás számos új eredményt hozott rétegtani és fejlődéstörténeti vonatkozásban. Dolgozatunkban a terület összes korábbi földtani adatát is felhasználva és újraértékelve áttekintjük a térség neogén és kvarter fedő képződményeinek felszíni és felszín alatti elterjedését, rétegtani helyzetét, vastagsági viszonyait, közettani kifejlődését, fáciesét és korát. A neogén képződmények összefoglalásánál hat formációt jellemezünk az üledékképződési környezetük alapján.

Részletesen tárgyaljuk a területen korábban ismeretlen gránitmurva és Tengeliczi Vörösgyag Formáció települési helyzetét, kifejlődési típusát és korát. Elvi rétegoszlopot közlünk a Paksi Löss Formáció kifejlődéséről a Mórággyi-rög és a Tolnai-Hegyhát adatai alapján, definiálva és jellemezve litológiai egységeit. Genetikai szempontból különválasztva ismertetjük a folyóvízi, a csuszamlásos, a deluviális és a proluviális összleteket.

A fejlődéstörténeti összefoglalásban részletesen elemezzük az elkülöníthető fázisokat – középsőmiocén tengerelöntés; későpannóniai üledékképződés; posztpannon száraztérzsinai üledékképződés; löszképződés – részletesen kitérve az egyes fázisokon belüli fácies különbségekre, üledékképződési környezetre és folyamatokra.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok felszín alatti elhelyezését célzó kutatás az utóbbi években a Mórággyi-rög K-i részére összpontosult. Dolgozatunkban a kijelölt telephely tágabb, mintegy 100 km²-es környezete (*I. ábra*) kainozoos fedőképződményeinek földtani adatait értékeljük.

Ezen a területrészen neogén és kvarter képződmények alkotják a paleo- és mezozoos képződmények fedőjét. A hulladék elhelyezése az alaphegységi összletbe történne, ennek ellenére a fedőüledékek tagolása, jellemzése szintén igen lényeges a földtani felépítés, az ősföldrajzi kép, a fejlődéstörténeti események megismerése céljából. Értékelő munkánk kiterjed a fedőképződmények térbeli helyzetének, anyagi minőségének vizsgálatára, a granitoid kőzetek mállási kérgének részletes bemutatására. Különösen fontos a negyedidőszaki képződmények formációkba, összletekbe tagolása, valamint a különböző összletek elkülöníthető szintjeinek párhuzamosítása.

Rétegtani értékelésünk nagyrészt a területen lemélyített fúrások földtani és mélyfúrás-geofizikai adatain alapul, tekintve, hogy igen rosszul feltárt a terület. A csuszamlásos, deluviális, proluviális-deluviális képződmények területi elterjedésének lehatárolásához légifénykép-kiértékelési adatokat is felhasználtunk.

2. Földrajzi elhelyezkedés

A kutatási terület nagysága kb. 10×10 km, a DK-Dunántúlon, nagyobb részben Tolna, kisebb részben Baranya megye területén helyezkedik el. ÉNy-i sarka Cikó, ÉK-i sarka Alsónána, DNy-i sarka Feked község közelében, míg DK-i sarka Bátaszéktől D-re, Leperdpusztától K-re található. A kutatási terület a földrajzi tájbeosztás alapján a Baranyai- és a Tolnai-dombság középtájuk határán fekszik, a Szekszárdi- és Geresdi-dombságok területén (MAROSI, SOMOGYI 1990). Mivel a földtanban a térség legjellemzőbb kőzete – a gránit – Mórággyi nevével forrt össze, a földtani szakirodalomban a Mórággyi-rög elnevezés honosodott meg a kutatási terület is magába foglaló kistáj nevéként.

A terület a Mecsek hegység DDK-i előterét képező dombság, melyet viszonylag jelentős szintkülönbségek jellemeznek. Legmagasabb pontja tszf. 302 m magas, a legmélyebb pont mintegy 90 m-rel van a tenger szintje felett. A terület központi részét, ahol a telephely található, viszonylag sűrű és mély, derázióval és csuszamlásokkal átalakított eróziós völgyek, lapos, széles deráziós völgyek, vízmosások, a lepusztulásból kimaradt kis kiterjedésű löszfennsík, keskeny völgyközi háta, lejtők alján épült kisebb törmelékűpök, pusztuló és épülő lejtők, csuszamlásos, tömegmozgásos formák jellemzik (SÍKHEGYI 1998). A terület legfontosabb vízfolyásai a Karasica-, a Lajvér-, a Csele- és a Rák-patak vízgyűjtőjéhez tartoznak. A terület legnagyobb része erdőgazdasági, kisebb része mezőgazdasági művelés alatt áll. A kisebb hajlású lejtőkön, völgyközi hátakon, tetőfelszíneken gyertyános-tölgyes, cseres-tölgyes, fenyves fatársulások találhatóak.

3. Kutatástörténet

A terület földtani kutatásának története szorosan összefügg a legjellemzőbb, felszínen is előforduló földtani képződmények – a gránit, a mezozoos képződmények és a lösz – kutatásának történetével. Jelen dolgozatban csak a kainozoos képződmények kutatásának történetét foglaljuk össze.

A terület miocén képződményeinek földtani kutatása elsősorban a Mecsek hegységben és környékén lefolytatott földtani térképezéshez, másrészt a hidasi barnaköszén-terület feltáráshoz kapcsolódott, s megismerésükben alapvető szerepe volt FÖLDI (1966) és HAMOR (1964, 1970) munkájának. A Mecsek hegység részletes, 1:10 000-es földtani felvétele a területet is érintette, az ófalui térképlap és földtani magyarázója nyomtatásban is megjelent (HETÉNYI et al. 1976). A pannóniai képződmények vizsgálatában részben a korábbi földtani térképezés, részben pedig a bátaszéki durvakeramiai nyersanyag ipari célú kutatása játszott szerepet. A pannóniai képződményekről több dolgozat készült el a szegedi József Attila Tudományegyetem Földtani és Őslénytani Tanszékén (SZÓNOKY 1996, SZÓNOKY et al. 1992, 1993, 1999, LENNERT 1985).

A negyedidőszaki képződmények vastagságukhoz és elterjedésükhöz képest hosszú időn keresztül kevés érdeklődést váltottak ki a területet kutatókban. Bár VADÁSZ (1935) földtani térképe fedett földtani térkép, viszonylag kevésbé részletes a rajta szereplő kvarter tagolása. A Mecsek hegység részletes földtani felvétele során nem készült fedett földtani térkép, de a terület negyedidőszaki képződményeit MOLDVAY (1964, 1966) e munka kapcsán feldolgozta. A legrészletesebb adatok a negyedidőszaki képződmények vonatkozásában a tervezett ófalui radioaktív hulladéklerakó kutatásáról készített zárójelentésben (JUHÁSZ 1989) található. A 90-es években a szegedi József Attila Tudományegyetem Földtani és Őslénytani Tanszékén kezdtek el foglalkozni a DK-dunántúli löszrétgor geokémiai jellemzésével. Egyes feldolgozott szelvények a Mórággyi-rög területére esnek (HUM, FÉNYES 1995, HUM 1997). A jelen kutatás kapcsán szerzett tapasztalatok egy részét a vizsgálatok korábbi fázisairól készített összefoglaló kötetben KÓKAI (1997) publikálta. A kijelölt telephely közvetlen, 1 km²-es környezete negyedidőszaki képződményeinek rétegtanát és párhuzamosítását egy másik publikációban foglaltuk össze (KOLOSZÁR, MARSÍ 1999).

4. A Neogén és kvarter fedőképződmények rétegtana és párhuzamosítása

A fedőképződményeknek a kijelölt telephely közvetlen környezeténél nagyobb területre történő réteg-, öszlet- és formáció korrelációja kiterjesztéséhez az Üvegghuta környéki fúrások mellett, a lehetséges mértékig, felhasználtuk a térségben mélyített összes régebbi fúrás adatát is. Ezek közül elsősorban a Magyar Állami Földtani Intézet Dél-dunántúli Osztálya által 1988–90 között a Mórággyi-rög környezetében mélyített térképező fúrások, illetve a később

felhagyott ófalui hulladéklerakó kutatása során a MÁFI által telepített kutatófúrások rétegsorait revidéáltuk, valamint az anyagvizsgálati adataikat újraértékeljük. A fedőképződmények – elsősorban a tengelici agyag és a löszsorozatok – anyagi összetételében mutatkozó fontos diagnosztikai jellemzők bemutatására ezeken kívül felhasználtuk a Tolnai-Hegyháton mélyült Udvari-2A (KOLOSZÁR 1997), Diósberény-1A (MARSÍ 1997) és a dél-mezőföldi Tengelic-2 (HALMAI et al. 1982) fúrások adatait is.

A jelentősen kibővített és igen összetett adatállomány alapján 55 fúrás minden egyes terepen leírt rétegét egységes kritériumok alapján részletesen összehasonlítottuk, párhuzamosítottuk más fúrások hasonló rétegeivel. A fúrások a kainozoos fedőképződmények közül 10 főösszletet tártak fel, melyek fúrásonkénti változásait is rögzítettük (MARSÍ 2000a).

A paleotalajok terepi feldolgozása során olyan dokumentációs eljárást alkalmaztunk, amely a vizuális adatokat összesíti, másrészt a laboratóriumi vizsgálati eredmények birtokában lehetőséget nyújt a terepen elkülönített egységek talajgenetikai szempontú minősítésére és a klasszifikációra. A paleotalajokat terepen a genetikus talajtérképezésben recens talajokra alkalmazott módszer szerint terepi bélyegeik alapján – felülről lefelé haladva – A, B és C szintre tagoltuk (VÁRALLYAY, FÓRIZSNÉ 1966), valamint elkülönítettük a paleotalajok Á (átmeneti), J (juvenilis) szintjeit és I (inverz, vagy áttelepített) szakaszait (MARSÍ 2000b). A feldolgozás és minősítés során a paleotalajokat a STEFANOVITS et al. (1999) által közölt hazai és nemzetközi kritériumok alapján osztályoztuk.

A terület fedőképződményeinek időrétegtani tagolásánál a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott skálát vettük alapul, melyben mind az alsó-, mind a felsőpannóniai üledéskor kora miocén. A negyedidőszaki képződmények kronosztratigráfiai besorolásában is a Magyar Rétegtani Bizottság és a Magyar Állami Földtani Intézet által kiadott rétegtani irányelveket alkalmaztuk, ennek alapján a negyedidőszak alsó határa 2,4 M év (CSÁSZÁR 1997). Az kora- és középsőpleisztocén közötti határt az időközben pontosított Matuyama-Brunhes paleomágneses kronok közti határ alapján 0,78 M év korúnak tekintjük (BERGGREN et al. 1995). A paleomágneses mérések polaritási zónáit is a BERGGREN et al. (1995) polaritás-idő skálával azonosítottuk be.

4.1. Miocén képződmények

A kainozoos üledékképződés a középsőmiocénben kezdődött a kutatási területen. Az üledékegyüttes kronosztratigráfiaileg két szintet, litosztratigráfiaileg három szintet képvisel.

4.1.1. Kárpáti emelet:

Budafai Formáció – kavics, kavicsos homok

A területről ismert legidősebb kainozoos képződményegyüttes. Előfordulása a terület nyugati részére korlátozódik: a Hidasi-medence D-i részén a Cikó-4 és a Cikó-5 fúrás érte el, Fekedtől ÉNy-ra felszíni feltárásokból ismert. Vastag

sága legfeljebb néhány 10 m. Kavicsos homok, homokos kavics, helyenként görgeteg szemcseméretű, rosszul rétegzett folyóvízi képződményei részben a hegységközeli lepusztulási területet jelző granitoid kavicsokat, részben a területtől D-re elhelyezkedő metamorfit-sorozat koptatott kavicsait, valamint kevesebb permi riolit (kvarcporfir) kavicsot tartalmaznak. A finomabb szemű összetevők között uralkodó kvarc mellett kevesebb mállott földpát, kifakult biotit figyelhető meg benne. A felszíni előfordulások esetében a kőzet színe sárga, barnássárga, míg a fúrásokban feltárt rétegek inkább sötét színűek. Általában laza, faunamentes rétegek. Feküjűk az egész területen az alaphegység.

4.1.2. Bádénai emelet:

Pécsszabolcsi Mészke Formáció – „alsó lajtamészke”

A formáció képződményei a területen – a névvel ellentétben – nem mészke, hanem törmelékes kifejlődésűek. Előfordulása a terület ÉNy-i, illetve DK-i sarkára korlátozódik. Legjellegzetesebb előfordulása a Mőcsény-IV fúrásban van, ahol az alaphegységre települő, helyi kőzetek törmelékéből álló görgeteggel kezdődik a rétegsor, majd a szemcseméret fokozatosan finomodik. Magasabb szintjeiben más hegységközeli törmelék is megfigyelhető, így mezozoos mészkekavicsok is láthatók az anyagban. A szemcsenagyság felfelé finomodik, s a kőzetanyagot karbonátos kötőanyag cementálja. A kőzet zöldesszürke, zöldessárga színű, a finomabb szemcsék anyaga elsősorban a kavicsok fizikai aprózódásával létrejött kőzettörmelékéből, kvarcból, földpátból áll. Kemény, egyenetlen törésű kőzet, melynek vastagsága a fúrásban nem egészen 10 m, a terület DK-i részén, Bátaszék környékén azonban ennél vastagabb előfordulásai is feltételezhetők, de a területre eső fúrások nem harántolták.

4.1.3. Bádénai emelet: Hidasi Barnakőszén Formáció – agyagmárga, homok, barnakőszén

A kutatási terület ÉNy-i részén, a Hidasi-medence peremén foszlányokban fordul elő. Fúrásaink közül a Mőcsény-IV fúrás harántolta mintegy 5 m vastagságban; sárga, kissé rózsaszínes árnyalatú, kevés diszperz szerves anyagot tartalmazó, vékony agyagmárga-betelepülésekkel váltakozó kavicsos homokkő alkotja. A kőzetanyagban a hegységközeli kőzettörmeléken kívül kvarc, mállott földpát, kifakult biotit, muszkovit ismerhető fel. Egyes rétegei karbonátos kötőanyagúak, cementáltak, mások lazák. Jelentős mennyiségű felőrölt Mollusca-héjat tartalmaz, ezek egy része Congeria-szerű kagylók búbja.

4.2. Felsőmiocén (pannóniai s. l.) képződmények

A kijelölt telephely területén a pannóniai képződmények hiányoznak. A telephely tágabb körzetében azonban részben idősebb miocén, részben alaphegységi képződményekre települve megtalálhatók. Kronosztratigráfiailag két, litosztratigráfiailag három szintet képviselnek, hasonlóan a középsőmiocén formációkhoz. Településük, fáciesviszonyaik, a granitoid fekvő jellegzetességei a terület fejlődéstörténe-

ti képének pontosításában nagy jelentőségűek, ezért összegyűjtöttük a térképezési, felvételező munkák során a pannóniai régió regisztrált terepi adatokat, és elvégeztük a MÁFI térképező fúrások réteggörvületét. Összesen 18, pannóniai képződményeket is feltárt fúrás rétegsorát korreláltuk, melyek egy kivételével elérték a közvetlen fekvő, 15 fúrás pedig az alaphegységet is, s feldolgoztuk a felsőpannóniai képződmények feltárásait is.

4.2.1. Alsópannóniai emelet: Csákvári Agyagmárga Formáció – agyagmárga, agyag, kőzetlisztes agyag, homok

A vizsgált terület DK-i peremén Kövesdtől Leperdpusztáig nyomozhatók a formáció képződményei. A felszínen a bátaszéki téglagyár anyaggyűjtő helye mintegy 20-25 m vastagságban tárja fel. A viszonylag homogén összetételű túlnyomórészt kékesszürke, gyakran limonitos tarka agyag, agyagmárga építi fel, kevés vékony, durvább szemű homokkő-betelepüléssel. Az üledék jól rétegzett, finoman laminált, a település szintes. Nyugodt képződési környezetet jeleznek az igen jó megtartású ősmaradványok, a Congeriák, illetve a duplateknősen fosszilizálódott Limnocardiumok.

Az összetétel a vizsgált területen számos fúrás tárja fel. A bátaszéki területre, a várostól 2,5 km-re Ny felé, egy 300×800 m-es területen közel 200 db 20-70 m-es kutatófúrás mélyült a téglagyári nyersanyag települési viszonyainak megismerése céljából. Ezek közül csak néhány érte el a fekvő, a Mórógyi Komplexumot. A fedőt részben a miocén (felsőpannóniai) Somlói Formáció alkotja, részben a Tengelic Vörösayag Formáció, illetve a löszformáció képződményei települnek rá. A pannóniai képződmények együttes vastagsága nem haladja meg a 60 m-t.

A vizsgált terület D-i határánál, Leperdpusztánál mélyült Bátaszék-6 szerkezetkutató fúrás már 92,8 m-es vastagságban harántolta a formációt, a fekvő alkotó Jakabhegyi Homokkő Formáció felett. A kifejlődés vastagságának növekedése D-i irányban az egykori medenceterület felé való közeledést jelzi. Ezt támasztja alá a területtől D-re mintegy 8 km-re mélyült Somberek-2 fúrás rétegsora, ahol a Somlói Formáció vastagsága már 158 m, a Csákvári Agyagmárga Formáció vastagsága pedig 327 m volt (JÁMBOR 1989). Ezek alapján állíthatjuk, hogy a vizsgált terület DK-i részén az egykori miocén (alsópannóniai) üledékgyűjtő É-i pereme található, egy D-i irányból benyúló öblözetben folyt az üledékképződés.

4.2.2. Felsőpannóniai emelet: Kállai Kavics Formáció – kavicsos homok, homok

Az utolsó miocén (későpannóniai) transzgresszió jóval nagyobb területen érintette a kutatási területet, mint a korábbi pannóniai, de nem fedte le a terület egészét. Ott, ahol az alaphegységfelszín viszonylag magasabban van, nincs nyoma az elöntésnek. A Kállai Kavics Formáció a peremi részekben mindenhol nyomozható, különböző fekvőkifejlődésekre települve. A település mindenhol diszkordáns. Feked környékén és a Rák-pataktól Ny-ra a középsőmiocén Budafai Formációra települ. A Rák-patak völgyének egy részén és Palatinca környékén az alsójura Vasasi Márga Formáció al-

kotja a feküt. Az ópaleozoos Ófalui Fillit található a feküben a Köves-patak völgyében, a Rák-patak völgyének egy részén és Alsónánától ÉNy-ra. A kutatási terület többi részén a Mórági Komplexum képződményeire települ. Fedőjét a Somlói Formáció alkotja.

A kutatási terület egyes részein a formáció különböző szemcsenagyságú kifejlődései nyomozhatók, melyek elsősorban abráziós parti, partszegélyi kifejlődések. Az abráziós parti kifejlődések esetében a többnyire jól koptatott, lekerekített kavicsok, görgetegek anyagát túlnyomórészt granitoid képződmények, a Mecsek-alja-zóna közelében (a Köves-patak völgyében) alsójura kőzetek is, néhol pedig alsókréta bosztonit adják. Abráziós partszegélyi képződményeket két területre lehetett térképezni: a Köves-patak völgyében tszf. kb. 200–210 m közötti magasságban, valamint a Hutai-patak K-i oldalán, két helyen: Bátaapáti K-i részén tszf. kb. 180–190 m közötti magasságban és a kismórági gránitfejtők feletti plató oldalában 170–180 m közötti szintben (I. tábla, 1). A partszegélyi, litorális felsőpannóniai kifejlődés strand fáciés képződményei a fúrásokban csak néhány m-es vastagságban jelentkeznek. A hegységperemi felszíni feltárások is ezt a fáciest tárják fel a mórági-bátaapáti területre. A felsőpannóniai üledékfoszlányok völgyekben, vízmosásokban települnek az alaphegység mállott felszínére. A kavicsos arkózias homok, majd magasabb szintjeiben az erősen csillámos kvarchomok sárgára oxidált, gyengén limonitos, vékonyrétegzett, helyenként keresztrétegzett, közepesen-jól osztályozott. Alapkonglomerátum, alapbreccsa csak néhány fúrásban (pl. Mőcsény-I, Báticasék-2) fordul elő.

4.2.3. Felsőpannóniai emelet: Somlói Formáció – homok, márga, agyagmárga, mészmárga

Legtöbbször a Kállai Kavics Formáció képződményeire települő rétegsora mindenhol felfelé finomodó szemcsenagyságú, rövid belső oszcillációs félciklusokkal. A feküre jellemző arkózias, aprókavicsos, durvahomokos strandfáciés fokozatosan finomszemű homok, márga, agyagmárga, mészmárga sorozattal helyettesítődik. Az összlet finomabb szemű rétegei jól rétegzettek, lamináltak. A parti fáciés kimaradásával, közvetlenül az alaphegységre települ a Bátaapáti-VI fúrásban, ahol agyagmárgás kőzetliszttel kezdődik a felsőpannóniai rétegsor. Az üledéksorok legnagyobb részében a felszínközeli helyzet miatt oxidált, sárga, vörössárga színű, csak a mélyebben települő képződményekben fordulnak elő szürke színű rétegek. Az ásványos összetétel érdemben nem különbözik a fekü összetételétől; dominál a granitoid alaphegységből származó anyag, az agyagosodásra hajlamos ásványok nagyobb mértékű átalakulási fokában van különbség a Kállai Kavics Formáció üledékeitől. A képződménycsoport változatos vastagságban figyelhető meg: 0 m-estől (Ófalu-5, Véménd-I, Véménd-II) közel 100 m-es vastagságig (Mőcsény-III) változik, elsősorban az üledékgyűjtő egykori peremétől való távolság függvényében.

4.3. Miocén-pleisztocén: granitoid murva

A fedőképződmények korrelációs kérdései között igen fontos a különböző murvasodott kőzetek összetétel, morfológiai helyzet, képződési idő, genetika szerinti elkülönítése, valamint a terület gránitmurva és vörös-, illetve tarkaagyag összeállításának egymástól való elhatárolása. Ennek érdekében a kutatófúrások által harántolt mállott fedőképződményeket közettani, genetikai bélyegek, települési helyzet és fedővastagság alapján rétegenként minősítettük.

Az üveghutai kutatófúrások rétegsorában fúrástechnológiai váltás következtében gyakran keveredett a murva és a fedőüledékek anyaga, mivel általában a murvas szakaszon álltak át öblítéses magfúrással. A képződményhatárok elkülönítése és eredeti anyagi minőségük pontosabb megállapítása érdekében fokozottan vettük figyelembe a mélyfúrás-geofizikai mérések eredményeit (SZONGOTH et al. 1996, 1998). A területen rendelkezésre álló nagyszámú mérés – a fúráisleírással és a szedimentológiai vizsgálati eredményekkel összevetett – tanulmányozása alapján a geofizikai görbékben a murvaösszlettel a tengelici agyag irányába jellemző rajzolatú ellenállásesés tapasztalható. Minél hosszabb az ellenállásesés intervalluma, annál nyújtottabb a murvával kevert agyagos szakasz is. A kiértékelés alapján egyértelműen megállapítható volt, hogy egyes fúrási szakaszok mintáinak fúrástechnikai okokból történt keveredése mellett a Mórági-rög területén a murvaösszlet és a Tengelici Vörösagyag Formáció közötti határ természetes jellemzője a durvatörmelék (kavics és homok szemcsenagyságú rész) és az agyagos frakció közötti dominancia váltás. A két képződmény közötti határt ezek alapján ott húztuk meg, ahol a fizikailag aprózódott granitoid a kőzet uralkodó összetevője. Azt a szakaszt, melyben előbb jellemző, majd felfelé uralkodó összetevő lesz a péltés frakció, a fedőhöz soroltuk. A mélyfúrás-geofizikai görbékben a két összlet határa az ellenállás esésének kezdő szakaszára esik (2. ábra).

A tengelici összlet murvatörmelék szakaszán kívül további két szintben, murva alapanyagú, de utólag áttelepített képződmény települ a térségben, melyeket rétegtani lag szinten nem soroltunk a murvaösszletbe:

- egyes völgyi fúrásokban az olyan granitoid eredetű törmelék rétegeket, melyekben felismerhető volt a szemcsék görgetettsége, amelyek rétegzettek, vagy kevert anyagú, zavart településűek voltak; ezeket a folyóvízi, proluviális üledékek közé soroltuk – pl. a Mórági-6, Üveghuta-14, -18, -21, -24 fúrások egyes szakaszai;
- a pannóniai abrázió által feldolgozott murvatörmelék sorozat a Kállai Kavics Formációba tartozik, erre példa a Feked-I, Mórági-IV, vagy a Véménd-I fúrások rétegsora.

Mindezek figyelembevételével végeztük el a murvaösszlet rétegtani értékelését, melyben a képződmény vastagsága, települési szintje mellett a fedőképződmények fő típusait és a murva települési helyzetét is figyelembe vettük. A murvaösszlet feküje a Mórági Komplexum, fedője négyféle képződménycsoportba tartozhat – úgymint: pannóniai kép-

zöldmennyek, tengelici képződmények, lösz-összletek és pleisztocén folyóvízi, proluviális képződmények.

A vizsgálatok során bizonyossá vált, hogy a kutatási területen a murva több szakaszban keletkezett, és ezek a különböző időszakokban képződött közettestek, jelen ismerettség alapján térképen nem minden esetben ábrázolhatók külön-külön. Fúrási, feltérési adatok, települési helyzet alapján három különböző időszakban keletkezett granitoid murvát tudunk megkülönböztetni, egyet pedig valószínűsíteni lehetett:

1. Nagy valószínűséggel későmiocén korú a pannóniai rétegek alatt települő murva a már említett Feked-I, Mórággy-IV és Véménd-I fúrásokban.
2. Ugyancsak valószínű, hogy pliocén vagy korapleisztocén korú a tengelici rétegek alatt települő murva.
3. Nem fiatalabb középső-, későpleisztocénél a lösz- vagy folyóvízi összletek alatt települő murva.

A kárpáti emelet folyamán képződött Budafai Formáció folyóvízi-delta fáciesű, sok a térségből lefordított gránitos eredetű kavicsanyaga, ami azt bizonyítja, hogy voltak gránitos szárazföldi térszínek, s azokon feltehetőleg mállási kéreg is volt.

Bár sok feltérásban vékony lepelként látszik a gránitos aljzat jelenkori aprózódási-mállási terméke, megítélésünk szerint a területen nem keletkezett térképezhető vastagságú murva a holocénben.

A felszínen kevés kibukkanása van a típusos murvának, amely feltérásban leggyakrabban a gránitos összletbe vágódó völgyek oldalában, fúrásban pedig a Tengelici Formáció fekéjében volt nyomozható. A kutatási területen összesen 34 fúrás tárta fel az összletet, legnagyobb vastagságban az Ófalu-4 (13,9 m), az Üveghuta-21 (13,1 m) és a Mórággy-4 (14,2 m), jellemző vastagsága azonban általában csak pár méter. A dombtetők és oldalak alatt települő gránitmurva a képződmény pleisztocénél idősebb rétegeinek elterjedését mutatja (3. ábra). Az ábrán külön jelöltük az alluviális térszíneket (a szerkesztés során a völgyi fúrások adatait nem vettük figyelembe).

4.4. Pliocén-alsópleisztocén: Tengelici Vörösagyag Formáció – tarkaagyag, vörösagyag, paleotalaj

A Tengelici Vörösagyag Formáció a területen uralkodó hosszú idejű teresztrikus mállás eredményeként kialakult, helyben maradt, vagy rövid szállítás útján áthalmozódott üledék, melynek a mállás és a felhalmozódás típusa szerint többféle kifejlődése van, melyeket az alábbiakban ismertetjük:

Tarkaagyag. A különböző fekéközetek hosszú időn keresztül folyó száraztérszíni fizikai aprózódása, kémiai mállása és lassú lejtőfolyamatok által történő részleges áthalmozása eredményeként erősen kilúgozott, szinte mészmentes, rétegzetlen tarkaagyagok keletkeztek.

Paleotalaj. A nyugodt, vagy igen lassan pusztuló-épülő térszíneken fokozott szerepet kapott a biokémiai mállás, amelynek eredményeként igen vastag talajok vagy 10 m-es vastagságot is meghaladó talajszorozatok jöttek létre. A paleotalajok egyaránt képződhetnek az alapkőzet reziduális

málladékan és azok áttelepített szakaszain is. Egy talajszelvényt abban az esetben tekintettük „eredeti településűnek”, ha a képződése folyamán kialakult genetikai szintjei a rétegsorban a keletkezés idejének megfelelő sorrendben felismerhetők, függetlenül attól, hogy a talaj alapkőzete reziduális genetikájú, vagy a talajképződés előtt áthalmozódott. A kutatási területen uralkodóan mészmentes, erősen agyagos feltalajú, erősen repedező vörösbarna, szürkésbarna és ugyancsak kiugróan agyagos, vörös, lilászvörös feltalajú paleotalajok ismertek, esetenként vastag mészfelhalmozódással az altalajban.

Vörösagyag. A vörös paleotalajok kis távolságra áttelepített, idegen anyaggal csak alig keveredett részei alkotják a formáció vörösagyag rétegtagjait. Az áttelepítés következtében a képződményben nem ismerhetők fel, vagy nem a képződés sorrendjében települnek a talajgenetikai szintek. Gyakori, hogy az eredeti településű és a lefordított vörös paleotalajokat együttesen vörösagyagnak tekintik.

Vörösagyag-foszlányos tarkaagyag. Amennyiben a vörösagyagoknál nagyobb távolságra áttelepített talaj alapú részek keveredtek csak kémiai mállott részekkel, esetleg az alapkőzet anyagával, úgy vörösagyag-foszlányos tarkaagyagok jöttek létre. Ez a képződmény a formáció teljes mértékben áthalmozott rétegei közé tartozik, de felszínén a lerakódás után újraindulhatott a talajosodás.

Agyagos törmelék. Kis területen a formáción belül, alárendelten a fekéből származó, alig koptatott törmelék tartalmazó, vékony, deluviális, kisebb részben proluviális genetikájú agyagos üledék települ. Ezek a törmelékes zsinórok és a Tengelici Formáció felette települő szakaszai szintén teljes mértékben áthalmozott üledékek, melyek felszínén a lerakódás után újraindulhatott a talajosodás.

A formáció fekéjét a Mórággyi-rög központi részén főként gránitmurva vagy a Mórággyi Komplexum különböző mértékben bontott részei, néhol a granitoid közeteket áttörő kréta vulkanitok, a Mecsekalja-övtől ÉNy-ra az Ófalui Füllit Formáció képződményei alkotják. A Mórággyi-rög peremi részein a legjellemzőbb fekéközetek a pannóniai üledékek. Nem zárható ki, hogy a formáció jura vagy idősebb miocén képződményeken is települ, de a vizsgált területen erre nem találtunk példát.

A formáció fedőképződménye legtöbb helyen a lösz-valamelyik összlete vagy lepusztulási terméke (lejtőhordalék, csuszamlásos suvadásos képződmény). Alárendelten a magasabb völgyoldalokban, völgyfők környékén feltérülő Tengelici Formáció fedője törmelékes lejtőhordalék, vagy proluviális-deluviális hordalék, esetleg recens talaj is lehet.

A képződmény felszínén általában csak nagyon kis foltokban, néhány völgyoldalban és egy-két mesterséges feltérásban nyomozható. Legjobb felszíni feltérását a bátaszéki téglagyár anyagnyerő helyének K-i falán találjuk (I. tábla, 2). Üveghuta térségében a réteggörrelációba bevont fúrások közül 28, továbbá a közeli Erdősmecke-3, -4 fúrások tárta fel az összletet.

A formáció jellemző vastagsága az Üveghuta környéki dombtetőn és oldalakon mélyült fúrásokban 1,4-4,1 m közötti és a 10 m vastagságot egyikben sem éri el (Üveghuta-1: 8,6 m, Üveghuta-6: 6,5 m). A formáció a dombságeremi ré-

szei felé általában fokozatosan kivastagodik, és több fúrásban is vastagabb 20 m-nél (Alsónána-3: 22,4 m, Bataapáti-VII: 24,2 m, Palatinca-2: 23,6 m, Ófalu-4: 20,8 m). Az Ófalu-4 fúrás nem a dombság peremén mélyült, ezért a benne harántolt nagy vastagságú tengelici összlet a Mórággyi-rög központi tömbjének lokális süllyedékét jelzi. A ritka adatállomány általában a dombtetőn és oldalakon mélyült fúrásokban mért közetvastagságot jelzi, melyből a formációnak a löszképződés kezdetekor a területre jellemző vastagságát lehet legjobb közelítéssel megadni (4. ábra). Az ábrán külön jelöltük az alluviális térszínüket (a szerkesztés során a völgyi fúrások adatait nem vettük figyelembe).

A vizsgált területen a formáció kifejlődéseinek külön-külön történő területi ábrázolásához a jelenlegi adatsűrűség nem elégséges, de a változatos alaptípusokat a különböző fúrások rétegsorai rögzítik:

- Üveghuta környékén két-két vörös vagy vörösbarna talajosodott zónát harántolt az Alsónána-2, a Feked-I, a Mórággyi-II és az Ófalu-4 fúrás. A Mórággyi-II fúrás felső talajosodott öve valószínűleg nagyrészt áttelepített, a többi eredeti településű.
- A kijelölt telephely közvetlen környezetében a granitoid aljzat felett települő tarkaagyagok többségét uralkodóan kémiai mállás eredményeként kialakult tarkaagyagnak tekintjük, néhány fúrásban jelentkező gyenge talajosodással (BALLA et al. 1998, KOLOSZÁR, MARS I. 1999).
- A pannóniai alapkőzet kémiai mállása során keletkezett tarkaagyagot tartalmaz a Mócsény-3 fúrás 22,7–28,6 m közötti, vagy a Palatinca-2 fúrás 73,8–77,7 m közötti szakasza.
- Igen sok fúrás feltárta a kémiai és a biokémiai mállás-termékek áttelepítése, keveredése révén keletkezett vörösgyag-foszlányos tarkaagyagot. Ilyen pl. a Bataapáti-VII fúrás 65,0–77,6 m közti szakasza, vagy a Bataaszék-3 fúrás 36,5–38,8 m közötti rétegsora.
- Részben a fekvő anyagát is tartalmazó deluviális, kisebb részben proluviális eredetű üledék (agyagos törme-lék) települ a Palatinca-2 (69,9–73,8 m), a Mórággyi-II (29,4–31,9 m), vagy a Cíkó-V (77,8–79,1 m) fúrások tengelici összletén belül.

A képződmény korára vonatkozóan két fúrás paleomágneses adata áll rendelkezésünkre a kutatási területen. Az Üveghuta-2 és 5 fúrások magnetosztatográfiai adatai alapján a kijelölt telephely területének kis vastagságú tengelici rétegei 1,77–2,02 millió év között – az korapleisztocénben – képződtek (FÖLDEVÁRI et al. 1999). Az egész vizsgált terület tengelici összletének jóval nagyobb vastagságát és összetettebb kifejlődését figyelembe véve azonban valószínű, hogy szélesebb körzetben a paleomágneses vizsgálat alapján korrelált két fúrásban megállapított időtartamnál korábban kezdődött a tarka- és vörösgyagos sorozat felhalmozódása, és nem zárható ki alsó részének pliocén kora sem. Ezt a véleményünket erősíti a Bataaszéki téglagyár bányaterületén mélyült Bataaszék-197 kutatófúrás mintaanyagában megtalált, valószínűleg későpliocén korú gerinces csontlelet is (KORDOS 1990).

Véleményünket alátámasztja az is, hogy a Délkelet-Dunántúl tengelici képződményeinek közvetett és közvetlen kronosztatográfiai adatai, valamint pliocén–pleisztocén éghajlattörténeti analógiák alapján KAISER (1999) a délkelet-dunántúli régióban a formáció korát – legteljesebb kifejlődés esetén – 3,5–1,2 millió év közé tette. A formáció Mórággyi-rögön települő rétegeinek korához támpontot adhat a közeli Villányi-hegységben feltárt csarnótai fauna (KRETZOI 1956) is, amelyet KORDOS (1992) az Avricolidák és a Muridák gyakorisága alapján a D–DNY Európában kimutatott 3,1–3,0 millió éves meleg nedves klímazakaszra tett. A jelenlegi DK-ázsiai meleg, nedves klímához hasonló éghajlat alatt a Villányi-hegység térségében igen stabil, kaolinites agyagásványtársulások keletkeztek. A Mórággyi-rögön a Tengelici Vörösgyag Formáció vizsgált képződményei uralkodóan montmorillonitos agyagokat tartalmaztak, ezért igen valószínű, hogy a formáció vizsgált összleteinek egésze a csarnótai fauna kihalása után keletkezett, vagyis képződési idejét az 1,77 és 3,0 millió év közötti időre tehetjük.

4.5. Pleisztocén: Paksi Lösz Formáció – lösz, lejtölész, paleotalaj

A löszképződmények korrelációját igen megnehezíti, hogy földtani és földrajzi nevezéktanuk nagymértékben különbözik. A geológiai beosztás szerint az egész lösz egy formációba tartozik, melynek neve a Magyar Rétegtani Bizottság elnevezése szerint Paksi Lösz Formáció (CSÁSZÁR 1997). A formáción belül a képződmények földrajztudományi tagolását követjük. E tagolásnak egyik legújabb változata PÉCSI (1995) munkájában látható.

A Tolnai-Hegyhát és a Mórággyi-rög térségében mintegy 60 igen részletesen feldolgozott fúrás és sok feltárás adatai alapján elkészítettük a térség lösz-összleteinek elvi rétegoszlopát (5. ábra).

A rétegoszlop litológiai egységeit formációtól alhorizont szintig dolgoztuk ki és egyeztetettük, egyesítettük rajta a földtani és a földrajzi rétegtani egységeket. PÉCSI (1995) nyomán a formációt Idős és Fiala löszsorozatra tagoltuk, a sorozatokat tovább bontva alsó és felső összletre. A paleotalaj-horizontok (paleotalaj-komplexumok) elnevezésénél is PÉCSI (1995) nevezéktanát használtuk, a löszhorizontokat sorszámokkal jelöltük. Az ábrán feltüntetett koradatokat paleomágneses vizsgálatok eredményei szolgáltatták (MÁRTON 1998). Az ábra elkészítésében figyelembe vettük a Délkelet-Dunántúl legfontosabb negyedidőszaki szelvényeinek magnetosztatográfiai korrelációját is (KOLOSZÁR, LANTOS 2000). A lösz- és a paleotalaj-horizontok összletekbe sorolásánál a paleotalajokat és az alapkőzetüket alkotó löszhorizontokat egy összletbe tartozónak tekintettük, így az összletek kezdő szintje egy lösz-, záró tagja egy paleotalaj-horizont (kivéve a recens talajt). Az így elkészített beosztás alapján is jól tükröződik, hogy a paleotalajok a löszfelhalmozódás szüneteiben, stagnáló időszakaiban az előzőleg képződött löszön keletkeztek. A közölt szelvény igen jó egyezést mutat PÉCSI (1995) felosztásával.

A formáció térségi kifejlődését az jellemzi, hogy mind a

négy összetételének zonális fejlettségű (éghajlati hatást tükröző) paleotalaj-horizontjai összletenként azonos mezoklíma alatt keletkeztek (azonos klímazonális talajtípusokat képviselnek), a különböző összetételek paleotalajai pedig típus szinten (STEFANOVITS et al. 1999) különböznek egymástól. Az Idős és a Fiatal lözssorozatok között az üledékképződés jellegében nem mutatkozik különbség, mint más összlethatárokon.

A réteggörrelációs értékelésbe vont fúrások közül 32 harántolta a löszformáció valamelyik szakaszát. Vastagsága igen változó, legnagyobb megismert vastagság a Cikó-5 fúrásban volt (63,1 m). További 6 fúrásban haladja meg az 50 m-t, közülük az Üveghuta-2 és 22 a kijelölt telephely környezetében van, a többi (pl. Alsónána-2, Bátaapáti-VII) a domb-ság peremi térségeiben mélyült. A löszformáció általunk szerkesztett vastagságtérképe leginkább a területre lerakódott lösz teljes vastagságát mutatja (6. ábra). Az ábrán külön jelöltük az alluviális térszíneket (a szerkesztés során a völgyi fúrások, illetve a suvadásos, csuszamlásos pászták adatait nem használtuk fel).

A löszrétegsor uralkodó fekükképződménye a területen a Tengelic Vörösgyag Formáció, ezen kívül négy fúrásban pannóniai üledék (Bátaapáti-VI, Mórággy-I, Mőcsény-I, Mőcsény-II fúrások). A fedőt legtöbb helyen holocén talaj vagy az areális és vonalas erózió változatos genetikájú hordalékai és suvadásos, csuszamlásos üledékek alkotják.

A formáció kifejlődésében legfontosabbak a lösz- és a paleotalaj-horizontok. A löszrétegsor ritkán épül fel tisztán típusos löszrétegekből, ezért általában az átmozgatott, áttelepített, infúziós, fluvioeolikus vagy szerkezetében átalakult változatait is a lösz-összletekbe sorolják. A terület néhány nagyobb völgyoldalában települő sárfolyásos, szoliflukciós üledékeket is a Paksi Lösz Formációba soroltuk, mert a formáció lösz- és paleotalaj képződményeinek völgyperemi fácieseként értelmezhető. A terület szoliflukciós képződményeinek érdekessége, hogy a mikrorétegzett alapkőzetet ugyanolyan talajosodási folyamatok játszódottak le, mint a vele egyidőben lerakódott típusos löszön. A teljes rétegsoron belül a típusos löszrétegekével összemérhető a paleotalajok együttes vastagsága, de jelentős a különböző lejtőlöszváltozatok és szoliflukciós üledékek szerepe is.

4.5.1. Alsó-középsőpleisztocén: Idős lözssorozat, alsó összlet

Az összletet harántoló fúrások közül 22-t értékeltünk. A vastagság nem nagy, összesen 13 fúrásban haladta meg az 5 m-t, de egyben sem érte el a 10 m-es vastagságot. A legnagyobb az Erdősmecske-4 fúrásban (9,6 m), a közvetlen üveghutai térségben pedig az Üveghuta-3 fúrásban (7,4 m) volt. A legidősebb lösz-összlet területi változékonyságáról az mondható el, hogy a vizsgált terület Ny-i részén és egyes dombtetőkön, kiemelt morfológiai szintekben – így a kijelölt telephely területén is –, valamint az ÉNy-i előtérben vastagabb, a K-i részen és a központi részen, az Üveghuta-1, Feked-I, Véménd-I és Bátaszék-3 fúrások térségében vékonyabb, illetve hiányzik.

Az összlet kifejlődése a vizsgált terület nagy részén alapvetően megegyezik a telephely közvetlen környezetében

tapasztaltakkal. A Tengelic Vörösgyag Formációra az általában 0,5-1,0 m vastag „vékony lösz” települ, kivételt képez az Erdősmecske-4 fúrás, ahol vastagabb, mint általában (2,9 m). A kőzet okkersárga, barnássárga színű, szürke mangánszeplős, piszkosfehér mészfoltos-mészeres. Anyaga erősen meszes, agyagos kőzetliszt. Gyengén kötött, pórusos belső szerkezetű. Ez az itteni fúrásokban harántolt legidősebb, a löszformációhoz tartozó képződmény, melyet a Paks Dupla (PD) fosszilis talajkomplexum között települő löszalhorizonttal (PDL) korrelálunk.

A PD1 paleotalaj élénk téglavörös színű, agyagos feltalajú, tömődött, vagy morzsalékos szerkezetű, erősen duzzadó, altalajában vastag, sokszor cementált mészpaddal. A szelvény az A és B szintjében elszórtan 1-2 mm-es nagyságú, fekete mangándioxid pizoidokat tartalmaz. Ezek a szakaszokon kemény, szívós, ellenálló, jól kötött. A C szintekben széteső mészkonkréciós agyag, agyagos mészkonkréció települ. Az Alsónána-2, a Mórággy-III és a Palatinca-2 fúrásokban a PD fosszilis talajkomplexum szintjében települő két-két talajszintet találunk. Paleomágneses vizsgálatok híján eldönthetetlen, hogy ezekben a fúrásokban a PD1 talajalhorizont fejlettebb, vagy megjelenik a PD2 alhorizont is.

Az összlet feküjét a löszformáció fekükképződményei alkotják. Az összlet fedője egy fúrás kivételével az idős lözssorozat felső része, a kivétel az Üveghuta-4 fúrás, amelyben a PD1 talajon mint csúszósíkon az eredeti fedő lesuvadt.

4.5.2. Középsőpleisztocén: Idős lözssorozat, felső összlet

Az összletet 27 fúrás tárta fel. Legvastagabbnak az Ófalu-5 fúrásban mutatkozott (22,0 m), és további 19 fúrásban érte el vagy haladta meg a 10 m-t. Összevetve a két idős lösz-összlet elterjedését, láthatjuk, hogy az idős lösz felső része (az erdősmecskei fúrások kivételével) ugyanazonokon a területeken vastagabb, mint az alsó.

Az összlet kifejlődése a vizsgált terület dombtetőn és oldalakon mélyült fúrásai alapján nagyon hasonló az egész területen. Alul települ a löszformáció egyik legjobb vezetőszintje a „fakó löszhorizont”, amely figyelembe véve a peremi területek adatait is, nem mindenütt „pontosan” 5 m körüli vastagságú, mint a kijelölt telephely környékén (L7). Ez a horizont végig jól követhető, homogén felépítésű. Fakósárga színű, szürke mangándioxid szeplős, piszkosfehér mészfoltos. Anyaga gyengén agyagos, mészes-mészfoltos kőzetliszt. A lösz mészkonkréciós szintek tagolják. A konkréciók mérete 1-10 cm között váltakozik, színük drapp, szövetük mikrokristályos, kemények, szilánkos törésűek. A vastagabb konkréciós szintekben löszmész is települ.

A löszhorizont fölött keletkezett fosszilis barna erdőtalaj komplexum az összletet harántoló fúrások mindegyikében megtalálható, vastagsága 3-6 m között váltakozik (Paks homokos talajkomplexum = Ph). Az egész löszformációt tekintve ez a legösszetettebb fosszilis talaj. Többnyire két talajalhorizont épül egymásra, jól tagolható genetikai szintekkel, de az Üveghuta-7 és az Üveghuta-3 fúrásokban három egymás fölötti talajalhorizont is kijelölhető volt. Ezen kívül az Üveghuta-22 fúrásban a kettős talajalhorizont fölött át-

telepített lösz jellegű alapkőzetből (PhL) keletkezett újabb barna erdőtalajosodott alhorizont is települ (Ph1, Ph2). Hasonló kifejlődésű a Cikó-5 fúrás idős löszsorozatának ezen része is. A fosszilis talaj vöröses sötétbarna színű, rozsdabarna árnyalatú, fekete, 1-2 mm-es mangándioxid pettyekkel, a B szintekben piszkosfehér mészcsozókkal. Anyagát tekintve agyagos kőzetliszt, mészekkel, mangándioxid foltokkal. Jól kötött, szívós, ellenálló. Az elkülönített genetikai szintek homogének, rétegzetlenek.

A talajkomplexum fölött települő lösz sárga, sötétsárga színű, piszkosfehér mészeres-mészfoltos (L6). Gyakran tartalmaz szórtan elhelyezkedő sötét barnásszürke, 1-2 mm-es mangándioxid pettyeket. Anyaga gyengén csillámos kőzetliszt, kevés elszórt elhelyezkedésű mészgöbeccsel. A kőzet részbeni áthalmozott jellegére utal a néhol tapasztalható, 1-3 cm-es finom rétegzettség, a néhol megfigyelhető szoliflukciós eredetű sávosság. Ezeket leszámítva a lösz homogén, rétegzetlen. Viszonylag jól kötött, jól osztályozott, alig porózus üledék. Elszórtan apró és kevés molluszkahéjtöredéket tartalmaz.

Az összlet legfelső, 3-5 m vastagságú fosszilis barna erdőtalaj horizontjának (Mende Bázis talajkomplexum = MB) A szintje általában vörösbarna-rozsdabarna színű, egy-két szelvényben sötétbarna-dohánybarna, fekete mangándioxid pöttyös-foltos. Anyaga kőzetlisztes agyag, agyagos kőzetliszt. Kemény, szívós. Homogén, rétegzetlen. Néhány fúrásban (pl. Üveghuta-7) két egymás fölötti fosszilis talaj is kimutatható.

Az Idős löszsorozat felső összlete nagyobb területet foglal el, mint az idősebb, elterjedési határa szinte az idősebb képződmény elterjedésének határával párhuzamos vonalak mentén fut. A képződmény fekéje 21 fúrásban az Idős löszsorozat alsó része, további 5 fúrásban a Tengelici Vörösagyag Formáció (Alsónána-3, Üveghuta-1 és 6, Feked-I, Mórág-II), a Mórág-I fúrásban pedig felsőpannoniai összlet a feké. A fedő 25 fúrásban azonos – a Fiatal löszsorozat alsó része –, a Mőcsény-I fúrásban pleisztocén-holocén deluvium, a Véménd-II fúrásban pedig a felszínen nyomozható az idős lösz felső része.

4.5.3. Középső-későpleisztocén:

Fiatal löszsorozat, alsó összlet

A Fiatal löszsorozat alsó összletét 29 fúrás tárta fel a vizsgált területen. Az egész löszformáción belül ez a legvastagabb összlet. Maximális feltárt vastagságú a Mőcsény-II fúrásban (30,6 m) és további 5 fúrásban haladta meg a 20 m-t. A 20-30 m közötti legnagyobb átlagos vastagságú összlet a vizsgált terület É-ÉNy-i részén települ a Palatinca-2, Mőcsény-II fúrások térségében. Valamivel vékonyabb, de 20 m-t megközelítő vastagságú – az előzőnél jóval kisebb – egységes foltokban települ a kijelölt telephely térségében és a Mórág-I, Mórág-IV, Alsónána-3 fúrások környezetében. Az átlagosnál vékonyabb, vagy teljesen hiányzik a fő völgyek mellett az erdőmecekei területen.

Az összlet alján egy 4-7 m vastag löszhorizont települ (L5). Fölötte három, hol löszhorizontokkal tagolt (L4, L3), hol egymásra települő fosszilis csernozjom barna erdőtalaj komplexum különíthető el (Basaharc Alsó = BA,

Basaharc Dupla = BD, Mende Felső = MF). Ahol az összlet három csernozjom barna erdőtalaj komplexuma egymásra települ (pl. Üveghuta-7), a felső löszhorizontok nem jelentkeznek.

A fosszilis talajkomplexumok A szintje többnyire dohánybarna, barnásszürke-szürkésbarna, ritkán lehet vörösbarna színű is (Üveghuta-5, Mórág-V fúrás). Jellemzők a piszkosfehér mészek, sötétszürke mangánfoltok. Anyaguk csillámos, agyagos kőzetliszt. A kőzet többnyire homogén, rétegzetlen. Az Üveghuta-5 fúrásban a csernozjom barna erdőtalaj horizontok rétegtani szintjében a környezettől eltérően kissé kilúgozottabb, rozsdabarna tónusú talajok vannak. Ezt az eltérést az egykori helyi környezeti különbségekkel magyarázzuk, amelyek lehetnek a helyi morfológiában, kitettségekben megmutatózó különbségek, vagy nedvesebb mikrokozmosz, környezeténél hosszabb idejű talajképződés, vagy kicsit durvább szemszerkezetű alapkőzet hatásai is.

A Fiatal löszsorozat alsó összletének kifejlődésében a kijelölt telephely közvetlen környezetében tapasztalható képest új elem a deluviális-szoliflukciós képződmények megjelenése nagyobb körzetekben. Ez a szakasz az összlet zavart településű, mikroréteges, sokszor lehordott talaj eredetű anyagot is tartalmazó része. A szoliflukciós szakaszok érdekessége, hogy a zavart szerkezet ellenére a képződmény ugyanúgy talajosodott, mint a típusos löszrétegek. A szoliflukciós szakaszokat tartalmazó löszhorizontokon kifejlődött 2-3 fosszilis csernozjom barna erdőtalaj a BA, BD és MF talajkomplexumokkal azonosítható. Két fontosabb – ilyen genetikájú üledékekkel jellemzett – körzetet tudunk azonosítani, a Mőcsény-II, -III fúrások és a Mórág-I, -II, -IV fúrások környékét. A Mőcsény-II fúrásban a teljes összlet deluviális-szoliflukciós genetikájú, míg a Mőcsény-III-ban az összlet középső, felső része áttelepített lösz. A mórágnyi területen a Mórág-I fúrás ezen összletének középső, felső szakasza lejtőlösz, a Mórág-II és Mórág-IV fúrásokban csaknem a teljes összlet deluviális, ill. a felső szakaszán szoliflukciós.

Az összlet uralkodó fekéképződménye (25 fúrásban) az idős löszsorozat felső része. Két fúrásban a közvetlen feké a Tengelici Formáció (Mőcsény-III, Báticasék-3). A Mőcsény-II fúrásban pannóniai üledék, az Üveghuta-24-ben pedig gránitmurva települ az összlet alatt. A képződményt 23 fúrásban a Fiatal löszsorozat felső összlete fedi, öt fúrásban fiatalabb pleisztocén-holocén képződmények alatt, a Mőcsény-III fúrásban pedig a felszínen települ.

4.5.4. Felsőpleisztocén: Fiatal löszsorozat, felső összlet

A legfiatalabb lösz-összletet 23 fúrás tárta fel a területen. Legvastagabbnak (20,5 m) a Cikó-5 fúrásban bizonyult. 15-20 m közötti vastagságban további 5 fúrás harántolta: az Alsónána-2, Alsónána-3, Báticasék-VII, Báticasék-2, Mórág-V. A fenti fúrások alapján kirajzolódik, hogy a fiatal löszsorozat felső összlete a vizsgált terület ÉNy-i, ÉK-i és DK-i peremi részein a legvastagabb. A vékonyan fedett részek a terület középső harmadában, valamint a Lajvérpatak völgyében található.

Az összlet nagyobb vastagságú rétegsorait többnyire egy, humuszos horizont (H), néhol két, humuszos alhorizont tagolja a felső szakaszon (H1, H2). A humuszos szint, illetve szintek szürke, barnásszürke színű fosszilis csernozjom jellegű talajok, többnyire felhalmozódási zóna nélkül. A lösz fakósárga színű, fehér mészpetytes-mészeres (L1, L2, HL). Anyaga gyengén csillámos kőzetliszt, elszórtan molluszkahéjtöredékekkel, mészerekkel, gyökérjáratokkal. Rosszul kötött, porózus, homogén, tömeges, rétegzetlen. Jó állékonyosságú, prizmás, oszlopos elválású.

A löszformációt harántolt valamennyi fúrásban a fiatal löszsorozat alsó része képezi a fekvést. A legfiatalabb lösz-összlet 3 fúrásban közvetlenül a felszínen települ, 20 fúrásban pedig holocén talaj, vagy más felsőpleisztocén, holocén üledék fedi.

4.6. Középső- és felsőpleisztocén, holocén: folyóvízi összlet – kavicsos homok, homok, kőzetliszt, kőzettörmelék

A Mórágvi-rög vizsgált részének pleisztocén rétegsorából – a környező tájakkal (Völgység, Tolnai-Hegyhát) ellentétben – hiányoznak a löszformáció heteropikus fáciéseként értelmezhető, vastag, regionális kiterjedésű folyóvízi összletek. Ebben az időszakban az uralkodó löszképződést itt csak néhány kisebb völgyi kitöltés tagolja.

A folyóvízi üledékek korára csak a Lajvér-patak egyes szakaszain, Kismórág és Rozsdásserpenyő környékéről van rétegtani bizonyítékunk. Ezen a területen a néhány méter vastag, közepesen koptatott, rosszul osztályozott, keresztretegzett, lencsés településű, homokos kavicsból álló összletre felsőpleisztocén lösz települ. Ezek közül Kismórágyon és Rozsdásserpenyőn a teraszüledék és a lösz érintkezése feltárásban is tanulmányozható. A feltárásokban a képződmények érintkezése nyugodtnak látszik és a feltárások területe a morfológiai értékelésen (MARSJ 1998) sem esik kimutatott csuszamlásos zónába. A fenti, völgyperemekon megőrződött kis teraszfoszlányok a későpleisztocénben vagy kevessebbel korábban keletkeztek. Feltárásban közvetlen fekvőjük nem tanulmányozható, bizonyíthatóan teraszmorfológiai szinten mélyült fúrás nem volt a területen. Morfológiai alapon azonosított teraszüledék található a Rák-patak völgyében is.

A terület többi, nagyobb völgyében (pl. Hutai-völgy, Mészkemence-völgy, Köves-patak völgye stb.) a pleisztocén kort közvetett formában jelző teraszmorfológia nem alakult ki. Az ezekben harántolt folyóvízi üledék vastagsága helyenként az 5–10 m-t is eléri. A folyóvízi üledéken, mint alapkőzetten fejlett talajtakaró képződött, ennek alapján úgy gondoljuk, hogy a fő völgyek folyóvízi hordalékának csak a legfelső, vékony része holocén, nagyobb része középső-későpleisztocén korú. A terület folyóvízi üledékeinek többsége keskeny völgykitöltés. Legtöbb völgyben nem alakultak ki markáns ártéri szintek. Kivételt képeznek a teraszos völgyek és a Hutai-patak, illetve Mórág patakjának egyes szakaszai.

Legtöbb esetben az alaphegységi fekvő, helyenként részben lehordott murván települő folyóvízi összlet gyengén, közepesen osztályozott, felfelé finomodó szemcseméretű kőzettörmelékéből, kavicsos homokból, homokból, az ártéri fedőréteg pedig főként kőzetlisztből áll.

A képződmények rosszul rétegzett, helyenként keresztretegzett kőzetanyaga világosszürke, sárgásszürke, barnásszürke, felfelé finomodó szemnagyságú. A kissé koptatott törmelékdarabok mérete 0,5–10 cm között változik. Anyagukat többnyire granitoid kőzetek alkotják. A homokszemcsék anyagát az alaphegységi összlet felaprózódásából származó kvarc, kálicföldpát, plagioklász, biotit és amfibol adja. Az agyagos kőzetliszt és a homokos kőzetliszt anyaga nagyrészt a lösz lepusztulásából származik.

A teraszokat mezősegi jelleget mutató réti talajok fedik, az alluvium fedőjében nyers, humuszos és réti öntéstalajok vannak. Megítélésünk szerint a teraszok talajai fejlettebbek, képződésük hosszabb idő óta folyik, mint az ártéri szintek igen fiatal talajai.

A jelenkori üledékek legtöbbször csak 1–5 m vastagok. Ez a kőzetvastagság jellemzi a vizsgált terület fúrásainak nagy részét.

4.7. Felsőpleisztocén-holocén: csuszamlásos, deluviális képződmények – agyagos kőzetliszt, kőzetliszt

E képződménycsoportként a lejtőkön areális erózió által áthalmazott löszváltozatokat és a csuszamlásos üledékeket foglaljuk össze. Az egyes kőzetváltozatok kialakulásának körülményei a későpleisztocéntól napjainkig adóttak a területen.

A deluviális összlet a benne lencsékben, vékony rétegekben előforduló agyag, homok és törmelék miatt zavart településű. Anyagát legnagyobb részét a lepusztuló lösz adja, helyenként gránitmurvával, esetleg kőzettörmelékkel keverten. Színük világos szürkésárga, sárgásbarna. Általában zavart szerkezetűek, rétegzetlenek, helyenként rosszul vékonyretegzett, lencsés betelepülésekkel. Az egyben lesuvadt lösztestek kőzettanilag nem vagy alig különböznek az eredeti településüektől. Elkülönítésük a zavart szerkezet és a morfológia alapján lehetséges (MARSJ 1998).

A lejtőüledékek különböző változatai elsősorban a völgyoldalak lejtőpihenőit, a völgyfők, nyergek környezetét jellemzik. A legjelentősebb csuszamlásos pászták a nagyobb völgyek oldalaiiban helyezkednek el. A vizsgált területen ilyenek pl. a Hutai-völgyben, a Nagymórágvi-völgyben és az Éva-völgyében található. A lejtőüledékek legjellemzőbb fekvője a lösz, de lehet alaphegységi granitoid, gránitmurva vagy tarkaagyagösszlet is. A lejtőüledékek közvetlenül a pannóniai-rétegekre is települhetnek, ez elsősorban a dombság peremi részein vagy a nagyobb völgyoldalakban jellemző (Bátaszék-I, Véménd-I fúrás). A fúrási adatok alapján a képződmények vastagsága a 15–20 m-t is megközelítheti (az Űveghuta-4 fúrásban 12,8 m, a Mőcsény-I fúrásban 14,5 m). A csuszamlások kiterjedése, morfológiája alapján az ártéri összletek vastagsága még ennél is nagyobb lehet a területen.

A csuszamlásos üledékek egyik jellemző csúszási felülete és egyben fekvőképződménye a pannóniai összlet egy-egy agyagos, agyagmárgás rétege. Ilyen, a bányászat által mesterségesen elősegített csúszás látható a bátaszéki téglagyár kövesdi agyagbányájában (I. tábla, 3). A csuszamlásos üledék-

képződés további gyakori csúszási síkjai a lösz-összletekben települő agyagos paleotalaj szintek is. Az Üveghuta–4 fúrásban és környezetében pl. a PD1 paleotalaj-alhorizont alkotja a csúszósíkot.

A képződmények fedője a recens talaj. A fiatalabb deluviumon és a csuszamlásos üledékek erősebben zavart szakaszai felett helyenként szeszélyesen ingadozó vastagságú összesomosott humuszos szinttel rendelkező ún. lejtőhordalék-öntések települnek. A konszolidálódott lejtőüledékeken és a csuszamlások kevésbé zavart felszínein fiatal erdőtalaj-változatok alakultak ki, míg a csuszamlások leginkább védett részein megőrződtek a terület fejlett erdőtalajai, a barna erdőtalaj, a csernozjom barna erdőtalaj és az agyagbemosódásos barna erdőtalaj.

4.8. Holocén képződmények

A folyóvízi üledékekhez csatlakoznak a mellék- és oldal-völgyek, időszakos vízfolyások proluviális hordalékai és a szárazvölgyekben, vízmosságokban felhalmozódott más vonal-as anyagszállítású üledékek. Ezek a képződmények általában csak néhány m vastagok, és a fiatal artéri üledékekkel, valamint a recens talajjal együtt a terület legfiatalabb képződményei.

4.8.1. Proluviális, proluviális-deluviális képződmények – agyagos kőzetliszt, kőzetliszt, homok

Színük piszkos szürkéssárga, sárgásbarna. Általában zavart szerkezetűek, rétegzetlenek, helyenként rosszul vékonyrétegzett lencsés betelepülésekkel. Felépítésüket nagyban meghatározza a fekvés. Anyagukat legnagyobb részben a lösz lepusztulása adja, helyenként gránitmurvával, esetleg kőzettörmelékkel kevert üledéket alkotva. Kőzetanilag agyagos kőzetliszt, kőzetliszt, homok, kisebb részben kőzettörmelék, kavicsos homok az anyaga.

A képződmények legjellemzőbb fekvése a lösz. Az olyan szárazvölgyek környezetében, ahol a fő völgy a granitoid képződményekig bevágódott, a fekvés lehet maga az alaphegységi összlet, esetleg a gránitmurva vagy a tarkaagyagösszlet, a dombság peremi részein pedig a pannóniai rétegek is.

4.8.2. Recens talaj

A proluviális-deluviális képződmények fedője recens talaj. A szárazvölgyek alsó szakaszát kis humusztartalmú fiatal, nyers öntéstalajok fedik.

A terület uralkodó zonális recens talaja a csernozjom barna erdőtalaj, a dombság belső részein és a Mecsek irányába haladva egyre inkább jellemző a barna erdőtalaj és az agyagbemosódásos barna erdőtalaj is. A zonális talajok fekvőképződményei nem holocén üledékek, alapközetüket a Paksi Lösz Formáció és az idősebb fedő képződmények alkotják.

5. Kainozoos földtani fejlődéstörténet

A terület kainozoos földtani fejlődését befolyásoló üledékképződési viszonyokat, eróziós és neotektonikai ciklusait, völgy- és talajfejlődését a jelen kötetben MARSI (2000b) tárgyalja. A fejlődéstörténeti kép felvázolása során nagymértékben támaszkodtunk az ott közölt adatokra.

A terület terciér fejlődéstörténete hosszú lepusztulási időszakokkal kezdődött. A *miocén elejére* a Mecsek környezetében a maitól eltérő morfológiai helyzet alakult ki: a déli előtér magasabb helyzetbe került, s a hegység területének egy része üledékgyűjtővé vált, ahová déli irányból érkező folyók rakták le durvatörmelék üledékeiket. A főként vilányi-hegységi mezozoos képződményekből, metamorfitokból, paleozoos riolitból és gránitból álló kavicsanyag egyik szállítási csatornája a területtől Ny-ra található meg; ez idő alatt a gránit lepusztulása folyt a területen. Valószínűleg ugyanezen folyómedrekben szállították az első, *kárpáti* korú törmelék üledékek is, amelyek maradványait a terület DNy-i és ÉNy-i részén találjuk meg. E folyók torkolatvidéke a bádeni transzgresszió következtében fokozatosan délebbre került, s így a Hidasi-medencében, valamint a hegység DK-i előterében már bádeni tengeri üledékeket találunk, melyek egy részében gyenge minőségű paralikus kőszentlepek is kialakultak. Ezután a terület kissé megemelkedett, *szarmata* korú képződményeket nem találunk rajta.

Az újabb transzgresszió a későmiocénben érte el a területet; a változatos morfológiájú tönkfelszín alacsonyan fekvő területeit gyors, areális transzgresszióval csaknem teljesen elöntötte a *pannóniai* beltenger. Az elöntés előtt a szárazföldi térszínen valószínűleg mediterrán, majd a transzgresszió után is szárazulati részen a későpannóniai végén szemiarid klíma alatt folyhatott a granitoidos alaphegység murvásodása, mállása (KAISER 1997).

Az elöntés kezdeti szakaszán az ezeken a területeken képződött korábbi teresztrikus málladékot a beltenger nagyrészt feldolgozta. Így a pannóniai üledéksor alatt szinte kivétel nélkül üde, málladéktakaró nélküli granitoid alkotja a fekvést, a reziduális málladék a szárazföldi területek eróziótól védett részein is csak alárendelten maradhatott meg. A földtani, paleomorfológiai adatok alapján a későpannóniai (későmiocén) végére a kutatási terület egy nyugodt vízű, helyenként mocsaras öblökkel tagolt, sekély szigetengerré vált, amelyből a letarolt gránitos szárazföld legfeljebb néhány 10 m-re emelkedett ki, s a kis területű szárazföldről a málladék nagy része könnyen leöblíthető és anyaga szintén a Kállai Formáció anyagába épülhetett be.

A Mórággyi-rög legmagasabb, központi tömbje – a rendelkezésünkre álló földtani adatok kiértékelése alapján – a későpannóniaiban (későmiocénben) egy KÉK–NyDNy-i tengelyű sziget volt, rajta a telephely környezetével. A jelenleg nyomozható partvonalat abráziós konglomerátum jelzi. Ez és a medence belseji finomszemű üledékek felé átmenetet képező strandfáciesek igen keskeny sávra korlátozódnak, ami a kutatási területen egyszeri elöntés utáni tartós állapotra utal. Az egykori part hullámtéri öve több feltárásban is látható a Köves-patak völgyében, és több helyen Kis-

mórággy és Bábaapáti között, a Hutai-pataktól, illetve a Lajvertől D-re. A fúrasi adatok alapján nem volt jelentős abráziós partvándorlás, és a terepi adatok egy abráziós színű kialakulását teszik valószínűvé. Az abráziós üledék a Kövespatak völgye felső szakaszától a kismórággyi köfőjtők térsége felé fokozatosan egyre alacsonyabb szintben települ. A Ki és a Ny-i rész közötti magasságkülönbség mintegy 20-25 m, amit összhangban a szerkesztett szelvények adataival a terület utólagos kibillenése eredményezhetett (MARSJ 2000b).

A Mórággy-rög központi és előtéri területein a fedőüledékek települési helyzete arra utal, hogy az egész harmadidőszakban a felsőpannóniai alemeletig (felsőmiocén) bezárólag folyamatosan denudálódott mórággyi alaphegységi rög a *miocén végén, pliocén elején* üledékes környezetével együtt egységes blokként emelkedett ki a pannóniai típusú üledék-képződés térszínéből, amivel a tavi, beltengeri üledékképződés lezárult.

A pannóniai után, a *pliocénben és korapleisztocénben* alapvetően megváltozott körülmények között teresztrikus sorozat keletkezett, ez a gránitmurva-képződés újabb szakaszával indult, amit a Tengelici Formáció képződése követett. Úgy gondoljuk, hogy regionális értelemben a Tengelici Formáció keletkezési ideje részben átfedte a murvásodását: egyes helyeken a felhalmozódása korábban indult, mint mássutt, ahol első üledékeinek megjelenéséig folytatódott a murvásodás. A későmiocéntől mintegy 3,0 millió évvel ezelőttig a kutatási területen eróziós időszakot tételezünk fel, amely jelentős diszkordanciát eredményezett. Egyes fúrasi adatok azt mutatják, hogy a formáción belül is vannak üledékhiányok.

A Mórággy-rög környezetében a pliocén és az korapleisztocén folyamán az eróziós ciklusok valószínűleg a nagyszerkezeti mozgásokhoz kötött olyan enyhe kiemelkedések voltak, amelyeket követően a térszín denudációja nem semmisítette meg a mállási kérget. Ennek megfelelően a dombosság és az előtér egy szerkezeti egységbe való tartozása és a közöttük lévő kis morfológiai szintkülönbség miatt, a központi területéről nem okozhatta nagy vastagságú összletek letarolódását: több, előtérben mélyült fúrás rétegsorában is volt a Tengelici Vörösgyag Formáció bázisán, vagy a formáción belül törmelék, de vastagsága legfeljebb 1-2 dm volt, s inkább csak egy-egy agyagos törmelékzsinór fordult elő.

Tágabb térségi analógiák alapján a későpliocén folyamán a régióban szemiarid mediterrán klíma volt, amely az korapleisztocénben folytatódott, de ezt a pleisztocén kezdetétől egyre inkább kiteljesedő hűvösebb éghajlati szakaszok szakították meg. Ez a változás szembetűnően jelentkezik pl. a kínai üledékekben, ahol a vörösgyag-képződést mintegy 2,5 millió évvel ezelőtt váltotta fel a löszsorozat képződése (RUTTER et al. 1990). Magyarországon a mintegy 1,0-1,2 millió éve kezdődött regionális löszképződés idejéig a vörös-, illetve tarkaagyag-képződés volt az uralkodó, a sorozat egyik jellemző szelvénye Dunaföldváron ismeretes (PÉCSI, PEVZNER 1974). A Mórággy-rög térségében a Tengelici Vörösgyag Formáció képződési idejét a hosszú idejű teresztrikus mállás, talajképződés és a lassú lepusztulás ismétlődő periódusai jellemezték. A kis reliefkülönbségek és a hosszú

szemiarid periódusok miatt az eróziós folyamatokat a felszíni leöblítődés uralta, amihez elsősorban lejtőüledékképződés társulhatott. Erre utal a formációnak az előtéri területeken jellemző nagyobb vastagsága és több paleotalajjal jellemezhető kifejlődése is. A Tengelici Vörösgyag Formációba tartozó minták agyagásvány-társulásai uralkodóan montmorillonitos jellegűek, ami a szemiarid klíma uralmára utal, a pleisztocén elejétől kezdődött lehülési ciklusok hatását az elvégzett vizsgálatokkal nem tudtuk kimutatni. Az alap- és fedőhegységi képződmények agyagosodása és talajosodása is ugyanolyan klimatikus körülmények mellett ment végbe a területen. Az összetett és igen hosszú idejű mállási folyamat azt eredményezte, hogy a kiinduló alapkőzettől függetlenül – éghajlati hatásra – nagy agyagfrakció-tartalmú képződmények keletkeztek, melyekben a nehezen bomló kvarc jelentősen feldúsult (MARSJ 2000b). A mállási kéreg felső szakaszán több tíz-, vagy akár százezer évig tartó (REBALLACK 1990) leginkább száraz mediterrán típusú talajosodás ment végbe, amelynek során magasabb térszíneken meszes csíkokkal, padokkal tagolt vörös, vörösbarna talajsorozatok, a mélyebb térszíneken barna, szürkésbarna erősen repedező talajok keletkeztek. Ezek a talajtípusok enyhén nedvesebb és szárazabb klímazakaszok ingadozását is tükrözhetik. Ilyen képződmények vannak felszínen a bátaszéki téglagyár egyik feltárásában.

Az korapleisztocén vége felé jelentősen megváltozott a térség – és az egész Délkelet-Dunántúl – éghajlata. Ennek hatására mintegy 1,0-1,2 M év táján a szemiarid mállást, talajosodást – tarka- és vörösgyagok keletkezését – fokozatosan egyre hosszabb időszakokra váltotta fel a löszképződés. A hidegebb stadiálisokban löszhorizontok rakódtak le, míg az interstadiálisokban (a PD talajkomplexum felső talaj-alhorizontjának képződési idejéig bezárólag) fel-felújult a löszképződést megelőzőhöz nagyon hasonló vörös, mediterrán típusú talajképződés. Erre a folyamatra egyik legjobb példa az Udvari-2A fúrás szelvénye (KOLOSZÁR 1997).

A Mórággy-rög területén a mintegy 1,77 millió évvel ezelőtt újabb erózió kezdődött, amely hozzávetőlegesen egy millió évet tartott, és a löszképződés idejére is áthúzódott. Ez az erózió a kijelölt telephely környezetében csak a formáció alsó „gyökérszínét” hagyta meg, és a lösz idősebb rétegtagjai sem tudtak lerakódni, így az üledékfelhalmozódás csak az Idős löszsorozat felső összlete képződési idejének végére váltotta fel az eróziót. A Paksi Lösz Formáción belül a PD1 paleotalaj az a legidősebb képződmény, ami már a fúrások többségében azonosítható volt.

Mintegy hétszázezer évvel ezelőtt újabb klímaváltozás történt. A hideg stadiálisokban folyóvízi lösz, lejtőlösz képződése mellett az interstadiálisokban a korábbi száraz, mediterrán helyett enyhe nedves klímát jelző barna erdőtalajok képződtek, melyek két fő horizontja (Ph, MB) fejlődött ki a területen.

A szerkesztett földtani szelvények tanúsága alapján a középsőpleisztocén folyamán az Idős és a Fiala löszsorozat határa környékén neotektonikus mozgás kezdődött a területen, ami a térség szerkezeti egységének felbomlását ered-

ményezhette és a központi terület az előtérhez képest mintegy 35-55 m-t kiemelkedett. A kiemelkedés a K-i részen mintegy 20-25-m-rel kisebb lehetett, mint a Ny-in (MARSÍ 2000b). A kiemelkedés következtében megnőtt reliefenergia következtében intenzív völgybevágódás indult, ami olyan mélyre hatolt, hogy az erózió az alaphegységet is felszabdalta. A kiemelkedés egyik következménye lehetett az is, hogy a mély völgyek oldalain az alaphegység újra felszínre kerülhetett, és ezeken a helyeken – elsősorban interstadális szakaszban – újabb murvásodási ciklus lehetősége teremtődött meg. A feltételezett szerkezeti mozgást követő völgyképződés után megindulhatott a jelentősebb folyóvízi üledékképződés és a völgyek fokozatos hátravágódásával, tágulásával a csuszamlásos, suvadásos sávok, pászta fejlődése is.

A Mórággy-rög morfológiája azt mutatja, hogy a völgyhálózat irányát alapvetően a domborzat esése határozta meg. A nagyobb völgyek a morfológia általános esési irányától eltérő szakaszait az alaphegységi kőzetek felépítése, fellazult pásztaí, szerkezeti irányai, palásodási síkjai is befolyásolták. A völgyhálózat alapvetően mai helyén alakult ki, amit alátámaszt, hogy egyetlen dombtetőn és oldalon mélyült fúrás sem tárt fel eltemetett völgykitöltő üledéket. A Fiatal löszsorozat alsó összletének középső, felső részén a típusos lösz képződése mellett jelentős volt a lejtőlösz le-

rakódása, és különösen a kiemelt blokk peremi részein a szoliflukciós üledékképződés is. Az összlet képződése idején az interstadálisok éghajlata kissé szárazabbá vált, és erdőssztyepp talajok keletkeztek a területen.

A Fiatal löszsorozat felső összletének képződése újra megemelte a terület reliefenergiáját, ami a későpleisztocénben és a holocénben újabb eróziót eredményezett. Az interstadális szakaszok éghajlata kicsit még szárazabb lett, mint a fekvő összlet talajképződési ciklusában, és rövidebb ideig tartott. Az összletet a legtöbb helyen gyengén fejlett szelvényű csernozjom jellegű talajok képződése jellemzi. A holocén folyamán a terület nagyobb részén kifejlődött csernozjom barna erdőtalaj a terület éghajlatának újból enyhén nedvesebb szakaszát jelzi.

6. Köszönetnyilvánítás

Köszönjük Balla Zoltánnak az üveghutai kutatások vezetőjének, hogy az elmúlt évek során lehetőséget biztosított számunkra a kutatómunkában való részvételre, valamint köszönjük szakmai segítségét, összefoglaló jelentéseink kritikus lektorálását. A kutatási területen korábban mélyült fúrások terepi reambulálásához a T. 025202 sz. OTKA pályázat nyújtott segítséget.

GEOLOGY OF OVERLYING BEDS OF GRANITES IN THE EASTERN PART OF THE MÓRÁGY HILLS

ISTVÁN MARSI

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

Keywords: loess, neotectonics, paleomorphology, paleosol, Pliocene, Pleistocene, residual clays, sediments, soil development, Southeastern Transdanubia

Exploration near Üveghuta provided significant new knowledge on the properties of granite rubble, Tengelic Red Clay Formation and loess sequences. This paper is devoted to the study of terrestrial sedimentary cycles, processes, surface evolution and neotectonic conditions which had a significant impact on the composition and properties of the overlying beds of granites. These processes also played a leading role in the post-Pannonian (post-Miocene) evolutionary history of the area.

In addition to the multiphase evolution of granite rubble, the conditions of the deposition of Tengelic Red Clay Formation, stages of loess and paleosol development and sedimentation filling valleys were investigated in the overlying beds. Great attention was also paid to studying the relationship between the formation of granite rubble and chemical-biochemical weathering, two of the typical terrestrial processes frequently occurring in the Mórág Hills area. Among the processes of surface evolution emphasis was placed on erosional and neotectonic cycles, as well as on valley development.

1. Introduction

A detailed scrutiny of the surface and structural evolution of the area forms an important aspect of the research aimed at site selection for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. It also gives clues for predicting natural processes which can be expected in the future. This paper is devoted first of all to the study of the main geological, climatological, pedological and geomorphological processes around the Üveghuta site which exert the greatest influence on the Cainozoic, but primarily post-Pannonian (post-Miocene) evolutionary history of the area.

The analysis covers the surroundings of the candidate site, mainly the 100 km² area featuring 55 exploratory boreholes where the stratigraphic correlation of overlying beds has been completed (Figure 1, MARSI 2000). In this paper stratigraphic data presented in this volume together with the naming conventions of the stratigraphic units adopted there are used (KOLOSZÁR *et al.* 2000). The basement map of the surroundings of the site also provided useful data (KÓKAI 1999).

2. Main cycles and characteristics of the genesis of overlying beds

Two, fundamentally different overlying sediments occur in the exploration area: marine and lacustrine formations deposited in large sedimentary basins, and terrestrial formations broken by hiatuses. Sedimentation filling the basin

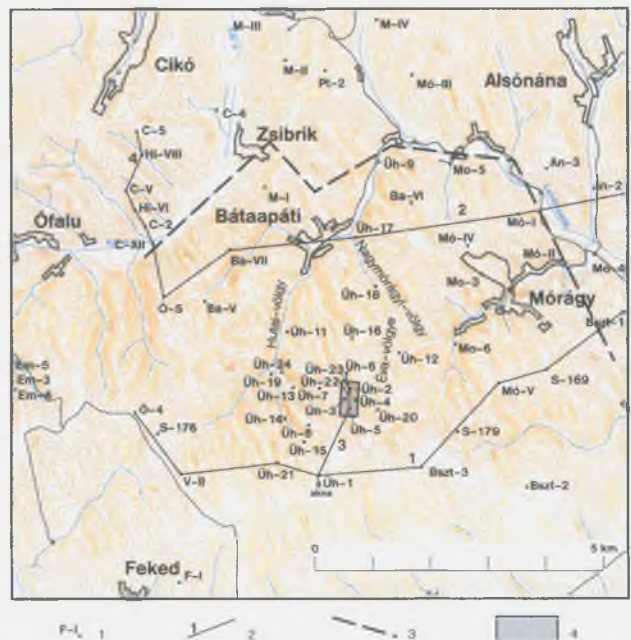


Figure 1. Overview sketch of the Üveghuta exploration area

1 – drilling and its sign, 2 – trace of cross sections of Figures 6–8, 3 – surface projection of presumed neotectonic fault, 4 – boundary of the selected facility site

1. ábra. Az üveghutai kutatási terület áttekintő vázlata

1 – fúrás és jele, 2 – a 6–8. ábra szelvényeinek nyomvonala, 3 – feltételezett neotektonikus törés felszíni vetülete, 4 – kijelölt telephely határa

terminated with the formation of Middle Miocene deposits of shallow-marine, near-shore, fluvial (deltaic) facies and Pannonian (Late Miocene) inland and lacustrine beds. Of these, two Middle Miocene, one Lower Pannonian, and two Upper Pannonian formations are known in the explored part of the Mórág Hills. They have been identified in foreland areas, as well as in the marginal and SW parts of the central block (Figure 2). Weathering products, terrestrial, aeolian, and slope deposits mainly formed after the Pannonian under different climatic conditions.

Granite rubble evolved in the area in several phases. It

was impossible always to distinguish unambiguously the sequences of different ages during geological mapping – a factor that seriously hindered the reconstruction of the evolutionary history.

2.1. Phases of formation of granite rubble

Under the term *granite rubble* we include residual clastic sedimentary rocks brought about through the physical disintegration of granitoid rocks on or close to the surface, and their varieties reworked through gravitation processes

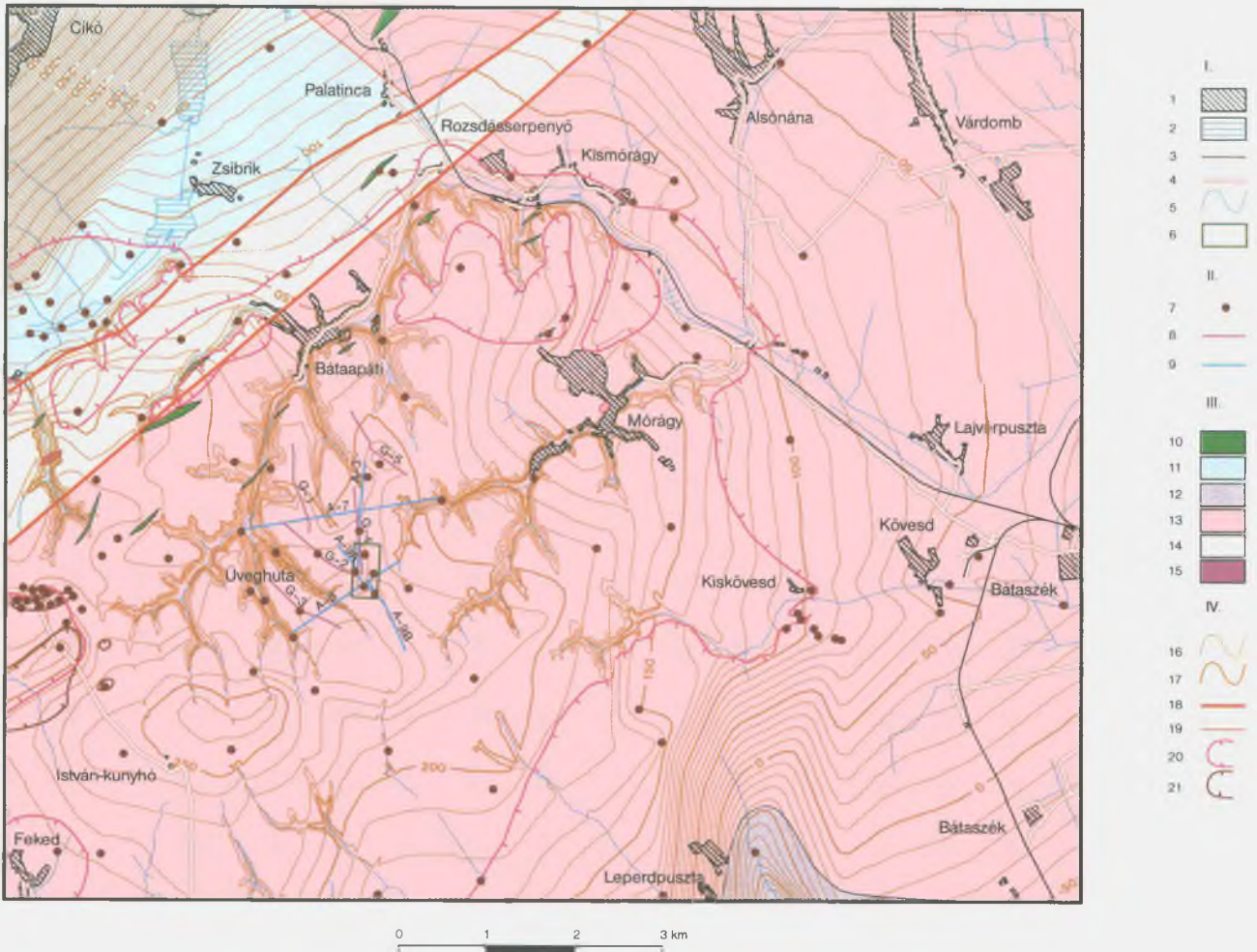


Figure 2. Basement map of the surroundings of the Üveghuta facility site

I. topographic base: 1 – Settlement, 2 – Lake, 3 – Railway, 4 – Paved Road, 5 – Water stream, 6 – Boundary of the Üveghuta facility site. *II. research establishments:* 7 – Deep well, 8 – Complex geophysical profile, 9 – Seismic refraction profile. *III. pre-Cenozoic formations:* 10 – Mecsekjános Basalt Formation (Lower Cretaceous), 11 – Vasas Marl Formation (Lower Jurassic), 12 – Jakabhegy Sandstone Formation (Lower Triassic), 13 – Mórág Complex (Mainly Lower Carboniferous Granite), 14 – Ófalu Phyllite Formation (Lower Paleozoic), 15 – Ófalu Serpentine Formation (Lower Paleozoic). *IV. features of the basement's surface:* 16 – Basic contour line (at every 10 m), 17 – Main contour line (at every 50 m), 18 – Regional fault, 19 – Local fault, 20 – Extension boundary of Upper Pannonian sediments, 21 – Extension boundary of Middle Miocene sediments

2. ábra. Az üveghutai telephely környékének aljzattérképe

I. topográfiai alap: 1 – település, 2 – tó, 3 – vasút, 4 – műút, 5 – vízfolyás, 6 – az üveghutai telephely határa. *II. kutatólétesítmények:* 7 – mélyfúrás, 8 – komplex geofizikai szelvény, 9 – refrakciós szeizmikus szelvény. *III. kainozoosnál idősebb képződmények:* 10 – Mecsekjános Bazalt Formáció (alsókréta), 11 – Vasasi Márga Formáció (alsójúra), 12 – Jakabhegyi Homokkő Formáció (alsótriász), 13 – Mórági Komplexum (főleg alsókarbon gránit), 14 – Ófalu Fililit Formáció (ópalaeozoikum), 15 – Ófalu Szerpentin Formáció (ópalaeozoikum). *IV. az alaphegység felszínének elemei:* 16 – alapszintvonal 10 m-enként, 17 – főszintvonal 50 m-enként, 18 – regionális törés, 19 – helyi törés, 20 – a felsőpannóniai üledékek elterjedési határa, 21 – a középsőmiocén üledékek elterjedési határa

Table 1

Minerals in the weathering zones of the granitoid rock in the E part of Bábaapáti

Sample	Mineral classes (%)																	
	clay						clastic				carbonate			iron			other	amor- phous
	mm.	im.	i.	k.	chl.	Σ	qz.	kf.	pl.	Σ	cal.	d.	Σ	gh.	he.	Σ	gypsum	
1.	22	12	10	3	2	49	21	10	0	31	13	0	13	3	0	3	1	3
2.	18	16	5	10	0	49	22	10	4	36	8	2	10	2	0	2	0	3
3.	8	4	11	1	0	24	23	0	0	23	46	0	46	4	0	4	0	3
4.	3	2	0	1	0	6	56	1	0	57	5	0	5	0.01	0	0.01	0	2

Samples (from outside inward): 1. = strongly clayey weathered granite (external weathering zone); 2. = clayey weathered granite (external weathering zone); 3. = whitish weathering zone of granite block; 4. = reddish-variegated weathering zone of granite block. Minerals: mm. = montmorillonite, im. = illite-montmorillonite, i. = illite, k. = kaolinite, chl. = chlorite, qz. = quartz, kf. = K-feldspar, pl. = plagioclase, cal. = calcite, d. = dolomite, gh. = goethite, he. = haematite

or areal erosion, but only weakly transported. Disintegration can typically be induced by fluctuation of temperature, frost, effects of salt crystallisation, root pressure, *etc.* (BALOGH 1991). The re-deposited, well-stratified, well-rounded, mixed variety of granite rubble, with its structure changed through transport and reworked by abrasion has been assigned to fluvial, proluvial or Pannonian sediments. Apart from being incorporated in other formations, granite rubble could be transformed by weathering as well. In this case, as a result of chemical and biochemical weathering, the physically disintegrated rubble was subjected to soil and clay development over a long period of time. From granite rubble it passes thus progressively to transformed, weathered sediments represented by variegated clay, paleosol or by their mixed varieties.

In the explored area of the Mórágý Hills formation of granite rubble can be identified or suggested in three stratigraphic positions: in the base of Upper Pannonian sediments, in the Tengelic Red Clay Formation, and in the lower sequence of the Young Loess Series. Additionally, it also might have taken place during Middle Miocene sedimentation. The latter is not proven in the area, but can be expected in the SW part of the investigated region near Feked (KOLOSZÁR *et al.* 2000).

The existence of the ancient land mass is proven by the Budafa Formation series of fluvial-deltaic facies which includes a considerable amount of granitoid-based gravel. The formation is known to occur in the foreland area, usually in the basement of Pannonian beds. Therefore it can be suggested that the area which may contain preserved Middle Miocene or older granite rubble can be distinguished from those sequences formed at a different time.

The profiles from the majority of boreholes indicate that Pannonian abrasion denuded the weathering crust, and its material was incorporated in sediments of the inland sea. Nevertheless, some boreholes (*e.g.* Feked-I, Mórágý-IV) penetrated granite rubble even in the basement of Pannonian deposits. Certainly, these boreholes were drilled in some loosened zones of the granitoid series, where weathering advanced deeper than in the surroundings. Hence the root zone of the weathering crust could locally be preserved. Such a weathered root zone cut off by Pannonian abrasion can be found in an exposure in the

E part of Bábaapáti. Zonal or spherical weathering of the loosened granite blocks can be observed there. In the exterior zones, weathering developed up to argillisation of the entire parent rock, whereas comparatively fresh granite blocks can be found surrounded by strongly fractured, brecciated rock, then rubble. X-ray diffraction of the related samples show that specific weathering zones are characterised by essentially different mineral associations. Beside climatic factors, it is for the most part due to local variations in the composition and structure of the parent rocks (Table 1). The reworked rubble- and gravel-bearing sequence recovered in Borehole Feked-1 between 51.8–66.0 m indicates an originally greater thickness of underlying gravel.

In the exploration area the majority of granite rubble under the hilltops formed after the Pannonian (KOLOSZÁR *et al.* 2000). Its boundary with the Tengelic Formation has been drawn where the effects of chemical and biochemical weathering reworked the majority of granite rubble, and the percentage of clay fraction exceeds 20%. In the zone of overlying beds the length of the upwardly, progressively argillised clastic section ranges between 0.5–1.0 m and 6.0–8.0 m, respectively. This is confirmed by the anomalies from the resistivity curves (SZONGOTH *et al.* 1996, ZILÁHI *et al.* 1998).

In order to separate the youngest part of granite rubble from older granite rubble, sequences recovered in boreholes were assigned to two groups as a function of their actual geomorphological position (situated in valleys or under hilltops). Their altitude was also determined. Of the 34 analysed boreholes penetrating granite rubble, 16 were cut in valleys or valley margins (further valley boreholes), whereas 18 ended in hilltops or hillsides, in higher position than the surrounding valleys (further hilltop boreholes). The base level of the granite rubble ranges in valley and hilltop boreholes between 93.5–221.4 m and 100.0–235.6 m, respectively. There is a considerable overlap between the two stratigraphic intervals, hence granite rubble recovered under hilltops and in valleys may not directly represent two generations of the formation. The study of overlying beds and relative morphological position provided additional information for their division. On the basis of this evidence the relative morphological position of the for-

mation was so low in 11 of the valley boreholes that the recovered beds could not have formed simultaneously with the rubble found under hilltops near the boreholes in question. Hence granite rubble of these boreholes has been classified as the youngest sequence of this type that can be mapped (CHIKÁN and MARSI 2000). The relevant boreholes are as follows: Mórógy Mó-5, Mó-6, Üveghuta Üh-9, Üh-11, Üh-12, Üh-13, Üh-14, Üh-15, Üh-17, Üh-19 and Üh-24. Of the above 11 boreholes, Üh-24 is the only one where fluvial-proluvial (terrace) deposits of the beds overlying the granite rubble is covered by loess or slope loess as well (CHIKÁN 1998). According to stratigraphic correlation this section of the profile can be assigned to the upper part of the lower sequence of the Young Loess Series, presumably enclosing the Mende Upper Soil Complex as well (MARSI 2000). This sequence and terrace sediments covered by young loess observed occasionally in the area bear witness to the probable existence of valley margins during Middle Pleistocene, where granitoid rocks were exposed on or near the surface, promoting their weathering and disintegration.

Like the processes of disintegration and weathering of rocks, the speed of weathering and the material quality of weathering products depends fundamentally on actual climatic conditions (BALOGH 1991). On the basis of research into sedimentary sequences in the Vértes and Velence Hills with climatic conditions presumably similar to our study area, KAISER (1997) suggested subtropical climate at the boundary of Oligocene and Miocene associated with terrestrial sedimentary processes. He assumes Mediterranean then semi-arid conditions during Pannonian continuing further into the Pliocene and Early Pleistocene, broken by a brief monsoon period. Traces of the global climatic change starting at the Pliocene-Pleistocene boundary are missing in the sediments under study. Considering the stratigraphic position of the different granite rubble sequences around the Mórógy Hills, a subtropical climate prevailing during Middle Miocene and earlier could induce weathering and formation of granite rubble. Mediterranean, then semi-arid conditions led to the formation of rubble making up the basement of Kálla Gravel Formation. The montmorillonite-bearing clay component of the upper part of granite rubble underlying the Tengelic Formation also indicates a semi-arid climate, whereas cold, dry periods of loess development provided essentially the most favourable conditions for the formation of less clayey granite rubble during the Middle Pleistocene.

2.2. Accumulation of Tengelic Red Clay Formation

As much as five main types of Tengelic Red Clay Formation have been distinguished in the study area: variegated clay, red clay, variegated clay with red clay fragments, paleosols and bands of clayey rubble. According to available information it can be dated between 3.0–1.77 Ma (KOLOSZÁR *et al.* 2000). The formation overlying essentially Pannonian beds becomes progressively thicker toward

the foreland of the granite massif. The results of field and laboratory tests show that it formed as the result of long-term physical disintegration, chemical and biochemical weathering, and partial re-deposition through areal erosion on gentle slopes (subordinately linear transport) of different underlying beds on dry terrains. Biochemical weathering and soil development became prominent factors on strongly argillised, stable or slowly eroded or eventually aggrading terrains.

Development of paleosols can be the result of processes lasting 10,000 or even 100,000 years. During this period soil profiles or soil sequences several m thick, exceeding even 10 m. Their profile characteristics, soil structure and mineral associations reflect climatic conditions during their genesis (YAALON 1983, RETALLACK 1990). Paleosols occur in the Tengelic beds of the area. Of their typical genetic patterns, the montmorillonite-bearing clay mineral association of the topsoil, the strongly fractured structure, and the reddish colouration brought about in the three-phase zone of the soil profile under oxygenated conditions all indicate semi-arid, and subsequently arid environments of formation. The lime accumulation level occurring in the subsoil indicates that one period of the season was rich in precipitation. On the basis of clay mineral associations in Tengelic beds of South-eastern Transdanubia, KAISER (1999) suggests a semi-arid, Mediterranean climate in the area during Pliocene and the variation of slightly warmer and wetter periods with drier steppe-type climate towards the end of Early Pleistocene. The data collected allows us to distinguish two main soil types in the study area. One of them is chiefly lime-free, reddish brown, greyish brown featuring a strongly clayey topsoil and strongly fractured structure. The other one is also very clay rich, with vivid red, lilac red topsoil and occasional lime accumulation in the subsoil. We suggest that both soil types reflect the effects of semi-arid, Mediterranean climate, though the first one could form under slightly drier conditions.

Provided that climatic effects are stable for a sufficiently long period so that a complete soil profile forms, the mineral associations formed during terrestrial, chemical and biochemical weathering are highly stable even without being buried, and they are not easy to alter. General experience shows that climatic effect accompanied by a stronger leaching factor can mask features formed by weaker leaching, during sufficiently long periods (SINGER 1980, RETALLACK 1997). Since the investigated soil profiles of the Tengelic Formation are extremely poor in kaolinite, they have not been affected by any secondary strongly humid effects near the surface.

Like loess formations, the Tengelic Red Clay Formation also incorporates paleosol complexes. Under favourable conditions they were even preserved. Such soil horizons are known *e.g.* in Dunaföldvár (PÉCSI and PEVZNER 1974). These paleosols are less suitable for stratigraphic correlation than paleosols in loess. It is not only due to the denudation of their main part but also to the fact that the genetic conditions of sedimentation between the Tengelic-type soil

horizons strongly differ from those of the loess sequences. Deposition of the first type depends essentially on a surface evolution that varies according to each morphological unit and level. In the current phase of research it has proved impossible to correlate paleosol horizons of Tengelic Formation in the Mórág area, or with similar beds of the surrounding areas. Degree of weathering can also throw light on the conditions existing during the creation of the formation. Quartz ratio within clastic mineral components determined by X-ray analyses were used for studying this aspect. I suggest that the higher the quartz ratio the longer the period of weathering.

The varieties formed on different (granitoid or Pannonian) basements are represented by data of Boreholes Üh-22 and Udvari-2A. In the area of the Mórág Hills the records of granite weathering zones and Tengelic Formation have also been compared.

The average quartz content of Pannonian deposits in Borehole Udvari-2A from the Tolna Hegyhát Hills amounted to 25.3% of a total clastic mineral content of 56.1%. In the overlying Tengelic formations these values were higher at to 59.7% and 50.4%, respectively (Figure 3). In Borehole Üh-22 the analysed rubble sample contained 22.0% quartz within the 52.3% of clastic components. These indices increase to 39.9% and 49.9%, respectively in the borehole profile cutting through the Tengelic Formation (Figure 4).

In granitoids near Üveghuta quartz ratio in the primary minerals of weathering zones rises upward. In the granite rubble its average ratio reached 20.5% within 62.1% of clastic mineral components (KOVÁCS-PÁLFFY and MARSÍ 1999). In Tengelic beds of Borehole Üh-5 within the 57.8% of clastic components the quartz ratio amounts to 44.6%. The same values in Boreholes Üh-1, Üh-2, Üh-3 and Üh-7 amount to 60.0% and 47.0%, 56.0% and 42.0%, 58.0% and 42.0%, and 47.0 and 39.0%, respectively.

Data from Boreholes Udvari-2A and Üh-22 show that

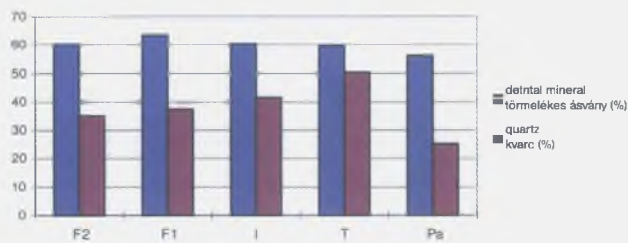


Figure 3. Average quartz content of overlying beds in drilling Udvari-2A within clastic mineral components

F2 = Young loess series, upper sequence, F1 = Young loess series, lower sequence, I = Old loess series, Pa = Pannonian s.l.

3. ábra. Az Udvari-2A fúrás fedőképződményeinek átlagos kvarctartalma a törmelékű ásványokon belül

F2 = Fiatall löszsorozat, felső öszlet, F1 = Fiatall löszsorozat, alsó öszlet, I = Idős löszsorozat, T = Tengelic Vörösayag Formáció, Pa = Pannóniai s.l.

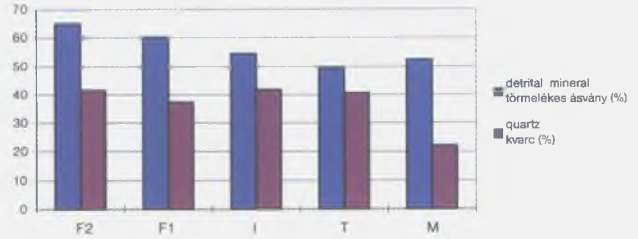


Figure 4. Average quartz content of overlying beds in drilling Üveghuta-22 within clastic mineral components

F2 = Young loess series, upper sequence, F1 = Young loess series, lower sequence, I = Old loess series, M = granitic gravel

4. ábra. Az Üveghuta-22 fúrás fedőképződményeinek átlagos kvarctartalma a törmelékű ásványokon belül

F2 = Fiatall löszsorozat, felső öszlet, F1 = Fiatall löszsorozat, alsó öszlet, I = Idős löszsorozat, T = Tengelic Vörösayag Formáció, M = gránitmurva

the average quartz content in the Tengelic beds overlying the Pannonian basement increased by nearly 25% when compared to their parent rock. The same increase in the variety overlying granite rubble amounts to 18%. When other boreholes made during the Üveghuta exploration are considered in this analysis a more than 20% increase can be found in the average quartz content of Tengelic beds in a granitoid environment as compared to the quartz content in granite rubble. Given the montmorillonitic clay association, the considerable increase in quartz content in the Tengelic Formation beds as compared to that of their underlying beds can be regarded as proving enrichment in minerals with a strong resistance to weathering and consequently, long-lasting semi-arid weathering.

2.3. Periods of loess- and paleosol formation

The two main, fundamentally different sedimentary sequences of the Paks Loess Formation are loess and paleosol horizons. Slope loess versions and solifluction sediments were also assigned to loess horizons. Deposition of the formation proceeded in the region of Mórág Hills in seven loess evolutionary, and also seven soil development cycles, alternating with each other (KOLOSZÁR *et al.* 2000). Certainly, alternation of the sedimentary cycles was controlled by the joint effect of climatic changes and local factors. Cyclic alternation of loess sequences and paleosols within the profile, as well as changes in the main soil types between loess sequences are essentially due to temporal climatic changes. On the other hand, slightly different paleosol types within the loess sequence are controlled by changes in local conditions. According to the classical theory of loess development glacial and stadial periods can be characterised by swift loess deposition, whereas interglacial and interstadial periods led to stagnant or at least slowed deposition, making way for soil evolution as the main sedimentary process. According to borehole logs this

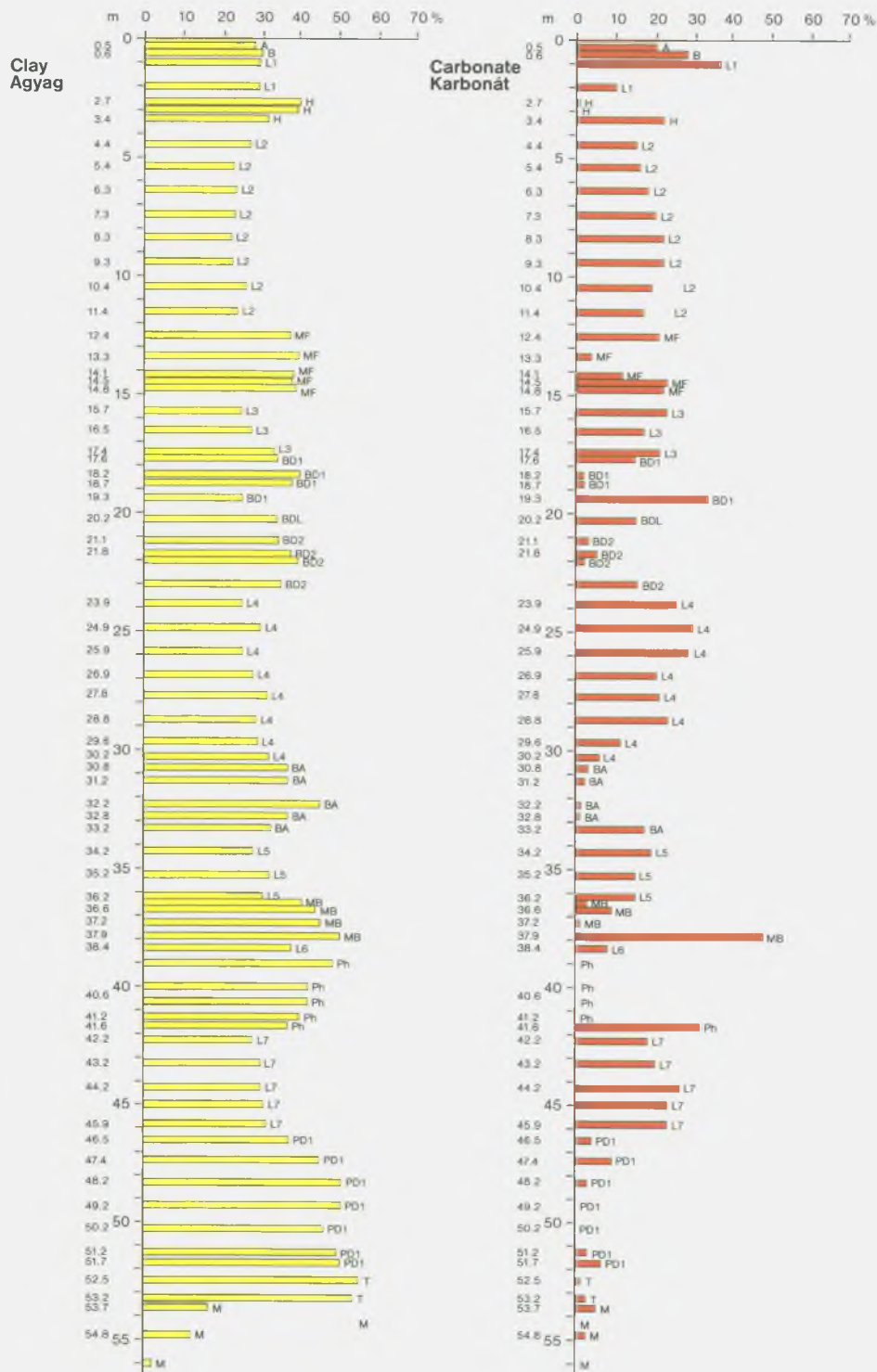


Figure 5. Clay and carbonate content of overlying beds in drilling Üvegghuta-22

A = recent soil A horizon, B = recent soil B horizon, L1 = 1 loess horizon, H = humic horizon, L2 = 2 loess horizon, MF = Mende Upper soil complex, L3 = 3 loess horizon, BD1 = Basaharc Double 1 subhorizon, BDL = Loess dividing Basaharc Double soil complex, BD2 = Basaharc Double 2 subhorizon, L4 = 4 loess horizon, BA = Basaharc Lower soil complex, L5 = 5 loess horizon, MB = Mende Basal soil complex, L6 = 6 loess horizon, Ph = Paks sandy soil complex, L7 = 7 loess horizon ("pale loess horizon"), PD1 = Paks Double 1 subhorizon, T = Tengelic Red Clay Formation. M = granitic gravel

5. ábra. Az Üvegghuta-22 fúrás fedőképződményeinek agyag- és karbonáttartalma

A = recens talaj A szint, B = recens talaj B szint, L1 = 1 löszhorizont, H = humuszhorizont, L2 = 2 löszhorizont, MF = Mende Felső talajkomplexum, L3 = 3 löszhorizont, BD1 = Basaharc Dupla 1 alhorizont, BDL = Basaharc Dupla talajkomplexumot tagoló lösz, BD2 = Basaharc Dupla 2 alhorizont, L4 = 4 löszhorizont, BA = Basaharc Alsó talajkomplexum, L5 = 5 löszhorizont, MB = Mende Bázis talajkomplexum, L6 = 6 löszhorizont, Ph = Paks homokos talajkomplexum, L7 = 7 „fakó löszhorizont”, PD1 = Paks Dupla 1 alhorizont, T = Tengelici Vörörsagyag Formáció, M = gránitmurva

alternation is far from being sharp. Frequently an upward lightening transition from paleosol to loess can be identified ("Á" transitional level). In such a case sedimentation accelerated and soil evolution was not able to "keep pace" with the speed of loess formation (KRIGER 1984, PÉCSI 1990). When loess evolution slowed down for a short period, slightly developed juvenile soil formed ("J" juvenile soil horizon). Differences in local morphology further complicated cyclicality brought about by these climatic changes. Morphological impact can result in the formation of different loess profiles even within small distances. The profiles can be described by the alternation of local erosion hiatuses, re-deposited ("I" inverse) soil profiles, paleosols of varying thickness and properties, interdigitating typical and slope loesses, and local solifluctional accumulation. The combined effect of climatic and morphological factors is clearly manifested in the theoretical profile illustrating the correlation of overlying beds in Boreholes Űh-2, 3, 4, 5, 6 and 7. Comparatively large variations in the loess series of adjacent boreholes can be clearly observed (KOLOSZÁR and MARSÍ 1999).

Specific layers can show totally different characteristics within the loess profile. Sedimentological data provided a great help for their study. Clay and carbonate content of the specific horizons can furnish information on the degree of reworking of the related material during its formation, as well as on the duration and intensity of soil development and weathering. High clay content refers to long-term weathering, whereas lime washout and migration of clay in subsoil indicate slight or strong leaching (STEFANOVITS *et al.* 1999). Data of Borehole Űh-22 provides the most precise information on some sedimentological features of the Paks Loess Formation in the study area. It represents one of the most thoroughly examined profiles of the region (Figure 5).

In the part of the profile of the borehole made up of loess the topsoil of soil horizons is more enriched in clay than the subsoil except for the Mende Basal Soil Complex (MB). Moreover it rises slightly down the profile as a function of changes in main climate zonal soil types (soil profile reflecting the climate of a given climatic zone). Lime accumulation can be observed invariably in the subsoil of each paleosol though in different forms and amounts. More residual carbonate minerals can be found in the upper part of paleosol profiles of the Young Loess Series than in those of the Old Loess Series. The Paks Sandy Soil Complex (Ph), together with the upper sub-horizon (PD1) of the Paks Double Soil Complex were subjected to strong leaching, rendering their topsoil lime-free.

Considering the loess horizons, it is interesting to note that the clay content in the different samples of the two upper horizons (L1 and L2) is nearly constant, whereas it diminishes up the profile within older horizons (L3-L7). This can presumably be explained by the different dynamics operating during the formation of specific loess horizons (velocity, state of weathering *etc.*). HUM (1997) devoted much time to studying climatic conditions during the evolution of young loesses and paleosols in the Mórágý area.

The reported data are in good agreement with his results.

Accordingly, the evolution of loess and paleosol in the study area can be outlined as follows. The study of some Southeastern-Transdanubian loess profiles more complex than the ones around the Mórágý Hills suggest that toward the end of Early Pleistocene semi-arid Mediterranean weathering and soil evolution was broken by loess formation in the area for progressively longer periods. Formation of variegated and red clays was replaced by deposition of loess horizons in stadials, whereas Mediterranean-type, red-profiled soil evolution very similar to soil development prior to loess formation went on in interstadials up until the evolution of PD1. Only the last phase of this process can be traced in the profiles of the exploration area (the upper part of the lower sequence of the Old Loess Series) (KOLOSZÁR *et al.* 2000).

During the formation of the upper sequence of the Old Loess Series there were presumably only very slight differences in relief featuring essentially gentle slopes, since one of the best marker horizon within the loess sequence, the nearly 5-m-thick "pale loess" observed in most boreholes extends there. During the formation of this sequence, around 500,000–600,000 years ago, a new climatic change started in the study area. Brown forest soils favouring mild, wet climate formed in interstadials. Their two main horizons occur in the area, the Ph and MB Soil Complexes.

In addition to the formation of typical loess, deposition of slope loess as well as solifluctional sedimentation in the periphery of uplifted blocks were also important processes in the middle and upper parts of the lower sequence of the Young Loess Series. Climate in the interstadials became slightly drier during this period and forest steppe soils formed in the area. From bottom upwards these are the Basaharc Lower (BA), Basaharc Double (BD) and Mende Upper (MF) Soil Complexes.

During interstadials of the upper sequence of the Young Loess Series, the climate became somewhat drier than in soil development cycles of the underlying complex, resulting in brief periods of soil evolution. Hence the sequence mostly exhibits weakly developed chernozem-like profiles and humic sub-horizons (H1, H2).

During the Holocene chernozem-brown forest soil evolved predominantly in the area, suggesting slightly wetter climatic conditions. Stagnant or entirely halted loess evolution, and the observed climatic changes during the Holocene are not conclusive on whether the Holocene indicates the end of ice age or just an interglacial period.

2.4. Sedimentation of valley fill

The distinct fluvial sedimentation traceable in the main valleys of the area presumably started in the Middle Pleistocene. Of the main valleys, the lower reach of Huta valley and the valley of the Lajvér Stream exhibit Pleistocene fluvial terrace deposits occasionally covered by loess or slope loess, the latter incorporating eroded or undisturbed

paleosols. Borehole Űh-24 drilled at the intersection of the Huta and Mészkenyence valleys recovered similar valley sequence-bearing fluvial deposits as well. In the borehole, granite rubble is covered by 3.2 m-thick, ill-sorted, slightly rounded sand with granite pebbles, overlain in turn by slope loess representing older loess sequences affected by brown forest soil evolution. The slope loess mixed with eroded soil is covered by intact forest steppe soil correlated with the MF Soil Complex (MARSÍ 2000). Loess and slope loess devoid of the material of eroded soil can be observed further upward the profile buried under an extremely thin, humic deposit. The latter can be correlated with the upper sequence of the Young Loess Series and with recent soil above.

Fluvial-proluvial deposits and their cover which probably represent the higher part of the Young Loess Series can be studied in some exposures as well. Terrace morphology can be revealed in some other places, first of all in the valleys of the Lajvér and Rák streams which exhibit one terrace level. Some sliding belts occur along the periphery of the main valleys and in large zones of valley sides. This suggests that terrace sediments are frequently covered by slid-down loess. Nevertheless, reported drilling data and interpretations (KOLOSZÁR *et al.* 2000) suggest that not only slid loess, but also loess in undisturbed stratigraphic positions can cover terrace sediments. Consequently, granite rubble occurring in the main valleys of the exploration area can presumably be the heteropic facies of the older part of the lower sequence of Young Loess Series, and of the middle part of terrace sediments buried under loess deposits.

Terraced valleys also built their floodplain levels during Holocene. Terraces could not form in the narrowing upper reaches of larger valleys. These sites can be characterised by upward fining valley fill formed from the Middle Pleistocene until Holocene. This situation can be observed in the upper reach of the Huta valley, the lower reach of Mészkenyence valley, in the valley of Köves Stream and of the stream traversing Mórágý except for its uppermost reach.

With advancing erosion fluvial sedimentation typical in the area up to today was supplemented by the formation of the products of linear transport, as well as slope-related processes and sliding. As a function of the type of material transport they occur at different morphological levels. Hence valley fills in the direct or indirect cover of terrace sediments are represented by fluvial floodplain or proluvial, proluvial-deluvial deposits. In valley sides Upper Pleistocene to Holocene slope and slid sediments alternate with each other (KOLOSZÁR *et al.* 2000).

3. Surface evolution and neotectonics

Evolution of the surface and young structural elements was studied on geological cross sections (CHIKÁN and MARSI 2000). Cross section 1 traverses the highest part of the area from ESE to SSW (Figure 6), cross section 2 runs slightly to the north toward the foreland area (Figure 7), whereas cross section 3 crosses the planned site (Figure 8).

3.1. Erosional and neotectonic cycles

Two hypotheses exist concerning structural movements which influence erosion in the explored part of Mórágý Hills. One of them stresses that the study area was uplifted from its environment as a whole, being part of a larger geological unit, while the other one suggests that blocks within the explored area could also have moved relative to one another. Geological data allows the identification of several erosion cycles, though with different probability (KOLOSZÁR *et al.* 2000):

- Boreholes Cikó-4 and Cikó-5 in the S part of the Hidas Basin and in exposures NW of Feked indicate a prolonged denudation period in the area during the Middle Miocene.
- From Late Pannonian onward the erosion centre of the investigated part of the Mórágý Hills coincides with the surroundings of the highest point of the actual central area. Boreholes Űh-1, Feked-I and Bátaszék-3 can be found there. Regional denudation was evident in the profile of several exploratory boreholes as well as in some exposures. It was induced by Late Pannonian transgression, which reworked weathering products of the foreland and small lands emerging from the water.
- Sedimentation in lakes and inland sea is presumed to have been terminated as a result of regional uplift of the area in Late Miocene to Early Pliocene. Erosion disconformity is indicated in the central part of the area from Pannonian sedimentation to about 3 million years ago. It is confirmed by some drilling data in the foreland. A thin, clastic sedimentary cycle can be revealed in the basement of the Tengelic beds in the foreland, indicating a slight erosion affecting the central part. Such a sequence was observed in NW and SW in Boreholes Ófalu-5, Cikó-5 and Feked-I, respectively.
- The central part of the area might have been affected by erosion even during the deposition of the Tengelic Formation, a suggestion supported by the thin clastic band occurring in the higher level of Tengelic beds in Boreholes Palatinca-2 and Mórágý-II.
- Weak erosion succeeding renewed regional uplift could have occurred in Early Pleistocene. As a result of areal erosion initiated under semi-arid climate the central part of the area was cut off. Consequently, just the lower “root zone” of the Tengelic beds was preserved there (Figures 6 and 8). The youngest possible age of its occurrence around Boreholes Űh-2 and Űh-5 is 1.77 Ma (FÖLDVÁRI *et al.* 1999). Following the uplift which resulted in a more than 1 Ma discordancy, the erosion period continued through the period in which loess developed. The uppermost horizons of the lower sequence of the Old Loess Series have been preserved in the area. The profile starts there with the PD1 soil sub-horizon of the upper sequence of the Old Loess Series, or in some

boreholes with its direct base, the "thin loess". In most of the study area the lower sequence of the Old Loess Series exhibits uniform features, but in Borehole Üh-6 the complete PD1 soil is missing.

- The second regional erosional cycle during loess evolution started immediately after the formation of the Mende Basal Soil Complex. According to data compiled from geological cross sections, the central block of the Mórág Hills was uplifted, thus ending the structural unity between the central and foreland zones. Uplift of the central block was accompanied by gentle tilting: the uplift amounts to 35 m in the E exhibiting a progressive, westward increase, approaching even 55 m in the west of the explored area. Except for one segment in the N part, the boundary of the two regions can be traced along main valleys (Figure 1). The W boundary of the uplifted block is considered to be the N-S striking structural line interpreted by the comparison of data provided by Borehole Ófalu-4 and Ófalu site. The related neotectonic movement was assumed to have taken place during Middle Pleistocene (CHIKÁN 1989). Geological data indicate that the structural movement started after the formation of the Mende Basal Soil Complex. PÉCSI (1995) suggests that it occurred around 280,000 years ago.

The attempt to identify peripheral faults of the uplifted block was made upon the vertical displacement revealed between correlated horizons of the Kálla and Somló Formations, as well as the stratigraphic position and properties of post-Pannonian sediments.

Compiled cross sections allowed us to recognise four faults separating the central block from its foreland. The displacement observed between Pannonian horizons in the SE part of the area, between Boreholes Mórág-V, S-169 and Bátaszék-1 and the valley margin of the Lajvér Stream amounts to 30-35 m (Figure 6).

The same picture applies to the valley of the Lajvér Stream. Comparison of Boreholes Mórág-I and Alsónána-2 shows some 30-40 m difference between the level of related Pannonian formations there (Figure 7). Even the beds covering Pannonian formations are of different character in the two wings of the valley. Tengelic beds and loess sequences show a complete profile typical for the area in Borehole Alsónána-2, drilled in the down-faulted block. At the same time, Borehole Mórág-I, drilled in the uplifted area, exhibits a truncated post-Pannonian sequence. Tengelic Formation and the Old Loess Series are missing below, and the upper sequence of the Young Loess Series is missing above. The lower sequence of the Young Loess Series seen in the borehole between 133.6-145.5 m is made up of locally micro-stratified slope loess with a disturbed structure bearing a paleosol horizon between 135.5-136.9 m. Slope loess is covered by well-stratified to micro-stratified solifluction deposits occurring at the 145.5-151.2 m morphological level frequently bearing eroded, soil-affected material. They are also broken by zonal paleosol between 145.5-146.9 m.

The structure of both paleosols reflects the disturbed, poorly-stratified, or distinctively micro-stratified structure of their specific parent rock *i.e.* solifluction patterns. On the other hand it indicates undisturbed forest steppe soil evolution. The upper part of the profile continues with typical loess covered on the surface by a forest steppe-like soil horizon with a partially eroded profile. According to the stratigraphic correlation, soil horizons of the profile can be identified as the Mende Upper, Basaharc Double and Basaharc Lower Soil Complexes. Consequently, uplifting and subsequent strong erosion between the Old and Young Loess Series can be assigned to the lower sequence of the formation of the Young Loess Series, whereas solifluctional sedimentation can be suggested to have taken place approximately from the evolution of Basaharc Lower to the formation period of Basaharc Double and Mende Upper Soil Complexes. Data reported by PÉCSI (1995) indicates the development of the two soil complexes occurred between 280-230 thousand years ago. Boreholes Alsónána-2, Alsónána-3, Mórág-II and Bátaszék-1 were cut in the reaches of the Lajvér-Stream valley discussed above in the down-faulted area. The setting of the uplifted region is illustrated by the profile of Boreholes Bátaszék-2, S-169, Mórág-IV and Mórág-V.

The next portion of the profile reflecting neotectonic displacement occurs in the surroundings of the mouth of the Huta valley (CHIKÁN and MARSÍ 2000). Displacement between Pannonian horizons in this area is estimated between 40-50 m, based on the comparison of profiles from Boreholes Palatinca-2, Bábaapáti-I and Bábaapáti-VI.

The fourth young structural movement identified in cross-section can be traced in the NW part of the area in the valley side of Rák Stream (KOLOSZÁR 2000). Vertical displacement between Pannonian horizons amounts to around 50 m there according to the comparison of borehole profiles Ófalu-5, Cikó-V, Hidas-VIII and Cikó-5. The base level of the Tengelic beds and loess sequences in Boreholes Ófalu-5 and Palatinca-5 indicate similar amounts. The basement of the Tengelic Formation was intersected in Boreholes Ófalu-5 and Cikó-5 at 197.8 m and 141.6 m, respectively. In addition to the difference in the stratigraphic level of effectively the same horizons, the Young Loess Series seen along the N valley margin of the Rák Stream and in the profile of Borehole Mórág-I displays virtually similar characteristics. Boreholes Bábaapáti-VII, Ófalu-5 and Cikó-2, Cikó-4, Cikó-5, Cikó-V, Hidas-VI, Hidas-VIII were intersected in the uplifted and down-faulted areas, respectively.

The Holocene brought a new erosion cycle to the area. However, it was not due to structural movements. Denudation was induced by the deposition of the minimum 20 m thick upper sequence of the Young Loess Series.

In summary, we assume on the basis of available data that beside structural movements, climatic changes controlled erosion processes in the explored area of Mórág Hills. There are only a few data on the regional denudation in Middle Miocene. Geological and paleomorphologic

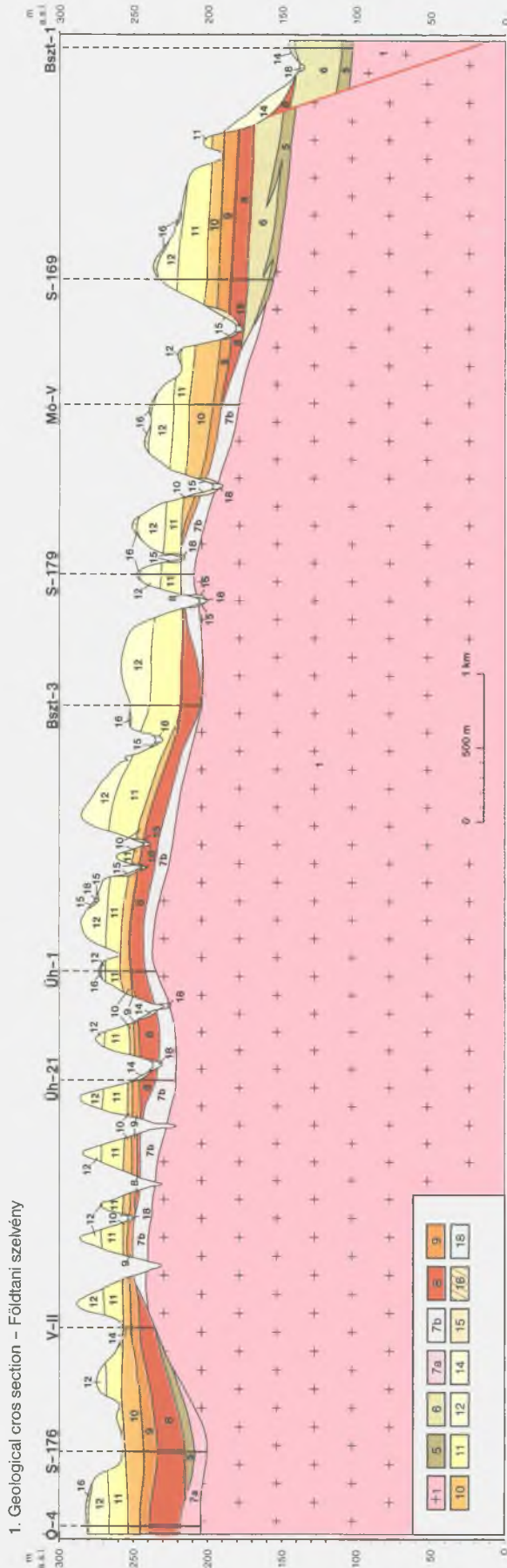


Figure 6. Geological cross section 1 (its trace see in Figure 1)

1 – Mórággy Granite Complex; 2 – Ófalu Phyllite Formation; 3 – Vasas Marl Formation; 4 – Budafai Formation; 5 – Kálla Gravel Formation; 6 – Somló Formation; 7a – granitic gravel undifferentiated; 7b – Pliocene-Pleistocene: granitic gravel; 8 – Tengelice Red Clay Formation; 9 – Old loess series, lower sequence; 10 – Old loess series, upper sequence; 11 – Young loess series, lower sequence; 12 – Young loess series, upper sequence; 13 – fluvial terrace deposits; 14 – Upper Pleistocene-Holocene slide-affected deposits; 15 – Upper Pleistocene-Holocene slope deposit; 16 – Upper Pleistocene-Holocene eluvial – deluvial deposit; 17 – fluvial floodplain deposits; 18 – proluvial, proluvial-deluvial deposits

6. ábra. 1. földtani szelvény (nyomvonalát lásd az 1. ábrán)

1 – Mórággyi Gránit Komplexum; 2 – Ófaluji Filit Formáció; 3 – Vasasi Márga Formáció; 4 – Budafai Formáció; 5 – Kállai Kavics Formáció; 6 – Somló Formáció; 7a – gránitmurva álltában; 7b – pliocén-pleisztocén: gránitmurva; 7c – pleisztocén: gránitmurva; 8 – Tengelici Vörösgyag Formáció; 9 – Idős löszsorozat, alsó összlet; 10 – Idős löszsorozat, felső összlet; 11 – Fialtal löszsorozat, alsó összlet; 12 – Fialtal löszsorozat, felső összlet; 13 – folyóvízi teraszképződmények; 14 – felsőpleisztocén-holocén csuszamlásos képződmények; 15 – felsőpleisztocén-holocén eluviális – deluviális üledék; 16 – felsőpleisztocén – holocén eluviális – deluviális üledék; 17 – folyóvízi ártéri képződmények; 18 – proluviális, proluviális-deluviális képződmények

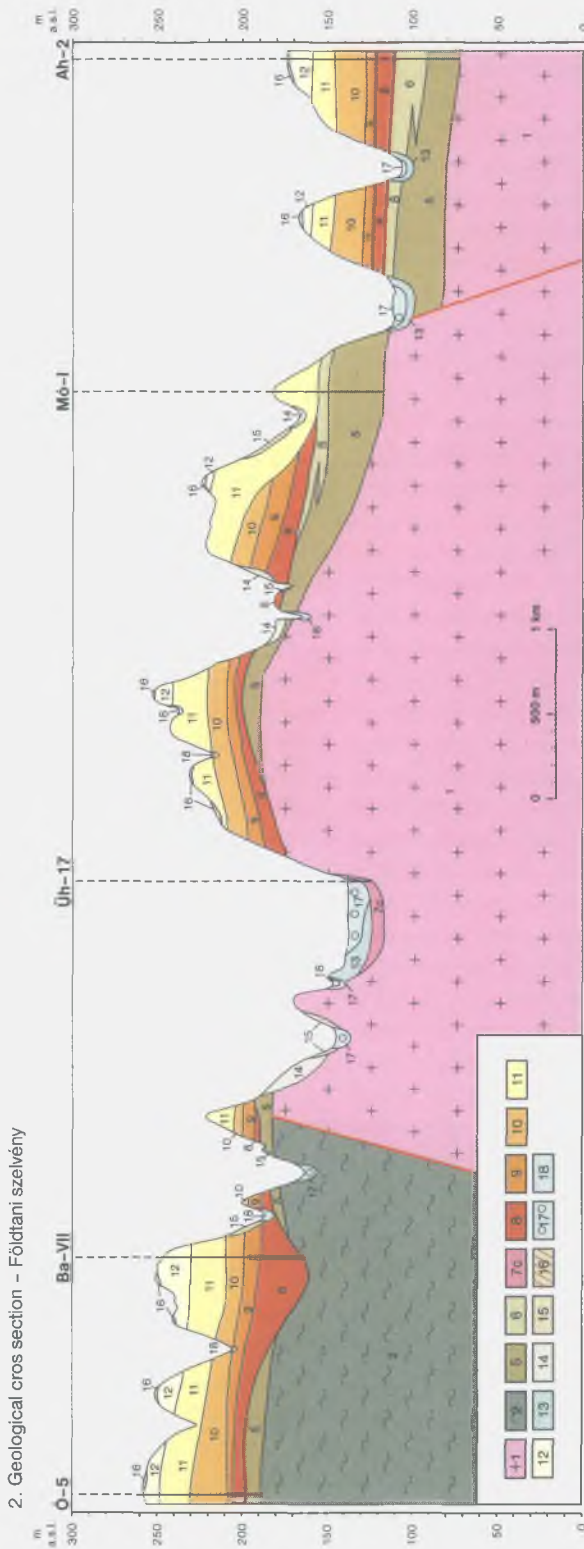


Figure 7. Geological cross section 2

Its trace see in Figure 1. Legend in Figure 6

7. ábra. 2. földtani szelvény

Nyomvonalát lásd az 1. ábrán. Jelmagyarázai a 6. ábrán

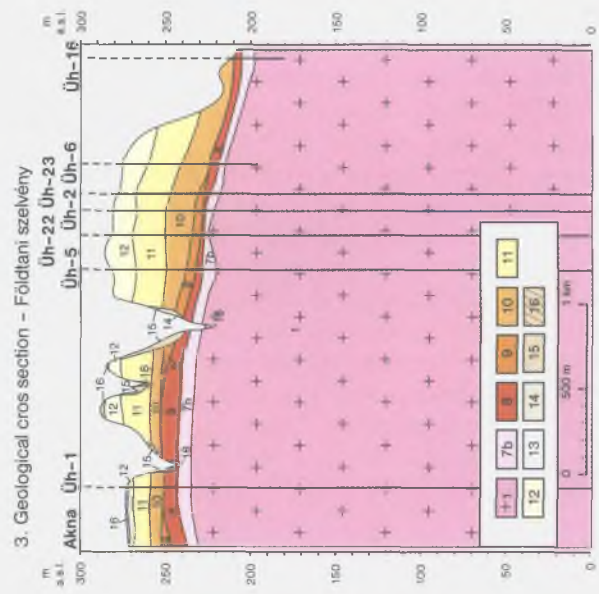


Figure 8. Geological cross section 3

Its trace see in Figure 1. Legend in Figure 6

8. ábra. 3. földtani szelvény

Nyomvonalát lásd az 1. ábrán. Jelmagyarázai a 6. ábrán

studies performed indicate generally very slow, gentle erosion accompanied by limited material transport from Late Miocene till Middle Pleistocene (erosion cycles 2-5). It suggests that the Mórágý Hills moved during this period, together with a larger structural unit and the central part of this unit was presumably more protected from erosion. Apart from structural and geomorphological features, slow denudation was also induced by climate up to the formation of the PD1 sub-horizon. Prolonged Mediterranean-semi-arid periods revealed by the sediments of the area induced the terrain's slow cut-off and facilitated erosion processes with limited re-deposition.

On the basis of the analysis of compiled geological cross sections and palaeo-pedological data, the sixth erosion cycle can be described by climatic and geomorphological conditions very different from the ones discussed above. Palaeo-pedological information shows that the climate of interstadials during the formation of the upper sequence of the Old Loess Series became substantially wetter as compared to the previous periods, shown by the occurrence of brown forest soils within the deposits. According to geological cross sections the central part of the explored area was uplifted with a slight tilt taking place, presumably after the formation of the MB Soil Complex. This structural movement divided the terrain into smaller units disrupting the comparative protection of the central part against erosion. Wetter climate reinforced the effects of structural movement. This erosion cycle can thus be characterised with more intense material transport. In the course of denudation linear material transport became predominant, in addition to intense slope processes.

3.2. Young valley development

Granite basement forms a hill with SNS-WSW axis in the investigated area. It dips slightly toward ENE and flattens smoothly toward the foreland. It is covered by overlying beds becoming progressively thicker toward the interior of the basin (KOLOSZÁR *et al.* 2000). According to the palaeomorphology resulting from the geological setting, the tendency of main dip directions of the relief is quite similar in each period from Late Miocene onward. The internal block of the study area was elevated higher than 300 m asl. It represents the erosion centre of the area from Late Pannonian up to today. The surface of the granite basement varies between 250-260 m asl. and also reaches its highest elevation there. The general dip of the relief together with the position, morphology, properties and structural features of the basement exerted the greatest influence on valley orientation. Studying morphology it becomes apparent that the orientation of the valley network corresponds essentially to the dip of the relief. Main valleys of the interior (valleys of Huta Stream, Mórágý Stream and Kövesd rill) were incised in basement rocks along the dip of the basement almost in symmetrical configuration also apparent on the basement map (Figure 2). Buried valley fills were completely missing in all loess or older

sequences of the 38 hilltop boreholes drilled and investigated in the study area. This indicates that the valley network was created at its present site. No indications of ancient buried valleys different from the current ones were found.

According to geological data the main valleys presumably formed as a result of valley incision following the Middle Pleistocene uplift. The suggested uplift of the central part of the area increased relief energy triggering even more intense valley development, especially during wetter periods with forest soil evolution. The down-cutting in main valleys was so intense that even the basement was dissected through erosion. The relative age of terrace sediments indicates that this process could already have taken place by then. Analysing the orientation of major valleys, it is clear that some of their reaches deviate from the general dip direction. This can be explained by the strike of basement rocks, their variously weathered zones, and loosened, faulted structure. The bend of the Köves Stream at right angles represents such an accordant structure. The valley of Huta Stream probably follows a loosened, tectonically accordant zone in the basement. This idea is supported by the thick G II zone identified by well-logging in Borehole Űh-24. Concerning main valleys, younger accordant tectonic features might have also taken part in the formation of some reaches of the Lajvér-Stream valley and the W-E reach of Rák-Stream valley. This is also a consequence of the fact that we were able to draw faults through several points of the valleys in sections crossing the two valleys. These valley sections coincide with the boundary of units uplifted or thrown down during the presumed Middle Pleistocene neotectonic movement (Figure 1).

As a result of uplifting, the formation of loess horizons during interglacial and interstadial cycles was followed in the Holocene by intense erosion. It brought about a dense network of tributary and subsidiary valleys attached to main valleys, as well as slide-affected belts, and resulted in swift recession of valleys and gullies. The majority of tributary and subsidiary valleys are younger than the main ones, as indicated by the relative age of their sediment fill. Most of the smaller valleys and gullies can be regarded as erosion valleys formed along the general dip of the terrain.

4. Acknowledgements

I would like to express my thank to Zoltán Balla, the chief of the research in the institute for giving me the opportunity to take part in the Üveghuta exploration during the past few years. I am also grateful to Mária Földvári and Péter Kovács-Pálffy for the thorough performance of DTA and X-ray diffraction tests, as well as to Mariann Hózer-Vigh for the sedimentological analyses. Last but not least I thank András Kókai for agreeing to report his basement map.

Reinterpretation of field and laboratory data of archive boreholes cut in the study area was facilitated by the OTKA (National Scientific Research Fund) T. 025202.

References

- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARS, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALOGH, K., 1991: A mállás. In: BALOGH, K.: *Szedimentológia I.* (in Hungarian: The weathering. In: BALOGH, K.: *Sedimentology I.*) – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 25–64.
- CHIKÁN, G., 1989: Jelentés az Ófalu-4. sz. fúrás és a közvetlen környezetében korábban lemélyített fúrások földtani eredményeinek összehasonlító vizsgálatáról (in Hungarian: Report on a comparative study of geological results of Borehole Ófalu-4 and boreholes drilled earlier in its surroundings). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., 1998: Az Üveghuta-24 (Üh-24) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological evaluation of Borehole Üveghuta-24). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., 2000: Neotectonic features of the Üveghuta study area (A neotektonika jelentősége az Üveghutai kutatási terület fejlődéstörténetében). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- CHIKÁN, G., and MARS, I. 2000: Az üveghutai térség fedőképződményeinek földtani viszonyai (in Hungarian: Geological conditions of the sedimentary cover of the Üveghuta area). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MARS, I., SZALAI, I., BALLA, Z., GYALOG, L., TUNGLI, GY., ZILAHY-SEBESS, L., 1998a: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Hidrogeológiai fúrások dokumentációja (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Documentation of hydrogeological boreholes), Volume I. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MARS, I., SZALAI, I., BALLA, Z., GYALOG, L., TUNGLI, GY., and ZILAHY-SEBESS, L., 1998b: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Hidrogeológiai fúrások dokumentációja (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Documentation of hydrogeological boreholes), Volume II. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FÖLDEVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., and LANTOS, M., 1999: Tanulmány a Tengelic Formáció és a lösz-összlet műszeres ásványtani vizsgálatának eredményeiről és magnetosztatográfiai értékeléséről (in Hungarian: Report on the results of instrumental mineralogical study and palaeomagnetic evaluation of Tengelic Formation and loess series). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HUM, L., 1997: Paleoenvironmental changes and geochemistry of loess and paleosols in SE-Transdanubia, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement Band 110*, pp 69–83.
- KAISER, M., 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement Band 110*, pp. 1–14.
- KAISER, M., 1999: Jelentés a Tengelic Formáció rétegtani helyzetének vizsgálatáról (in Hungarian: Report on the study of stratigraphic position of Tengelic Formation). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KÓKAI, A., 1999: Az üveghutai telephely környékének aljzatterképe (in Hungarian: Basement map for the surroundings of the Üveghuta site). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., and MARS, I., 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórág-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei (in Hungarian, with English summary: The Quaternary sequences of the hilly country nearby Üveghuta (eastern part of the Mórág Hills)). – *Földtani Közöny 129 (4)*, pp. 521–540.
- KOLOSZÁR, L., MARS, I., and CHIKÁN, G., 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórág Hills (A Mórág-rög K-i részének fedőképződményei). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., and MARS, I., 1999: Földtani leírás és anyagvizsgálati eredmények (in Hungarian: Geological description and analytical results). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KRIGER, N. I., 1984: Lithoecology and energetics of loess: paleogeographic and genetic aspects. In: PÉCSI, M., (editor): *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. – Geographic Research Institute, Budapest, pp. 11–17.
- MARS, I., 2000: A fedőösszletek réteggörrelációs adatai Üveghuta térségében (in Hungarian: Data on stratigraphic correlation of sedimentary cover of the Üveghuta area). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- PÉCSI, M., 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. – *Loess in Form 3*, pp. 23–30.
- PÉCSI, M., and PEVZNER, M. A., 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben (in Hungarian, with English summary: Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary). – *Földrajzi Közlemények 22 (3)*, pp. 215–224.
- PÉCSI, M., 1990: Loess is not just the accumulation of dust. – *Quaternary International 7–8*, pp. 1–21.
- RETALLACK, G. J., 1990: *Soils of the Past: An Introduction of Paleopedology*. – Allen & Unwin, London, 520 p.
- RETALLACK, G. J., 1997: *A Colour Guide to Paleosols*. – Department of Geological Sciences, University of Oregon, USA, 175 p.
- SINGER, A., 1980: The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. – *Earth Science Review 15 (4)*, pp. 303–326.
- STEFANOVITS, P., FILEP, GY., FÜLEKY, GY., 1999: *Talajtan* (in Hungarian: Pedology). – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 470 p.
- SZONGOTH, G., BUCSI SZABÓ, L., KASZA, Z., MÉSZÁROS, F., RIGLER, GY., and TONKA, P., 1996: Az Üveghuta-1 fúrás mélyfúrás-geofizikai mérései és kiértékelése (in Hungarian: Well-logs and interpretation of Borehole Üveghuta-1). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- YAALON, D. H., 1983: Climate, time and soil development. In: WILDING, L. P., and SMECK, N. E., (editors): *Pedogenesis and soil taxonomy*. – Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, pp. 233–250.
- ZILAHY-SEBESS, L., SZONGOTH, G., KASZA, Z., and TÓTH, I., 1999: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás. A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (in Hungarian:

Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94. Correlation of the sedimentary overburden

of the granite and possibilities for correlation within the granite complex based on geophysical logging). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

A GRÁNIT FEDŐÜLEDÉKEINEK FÖLDTANA A MÓRÁGYI-RÖG KELETI RÉSZÉN

MARSI ISTVÁN

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

Az üveghutai kutatások számos új ismeretet adtak a gránitmurva, a Tengelici Vörösagyag Formáció és a löszképződmények ismeretéhez. Jelen tanulmányban a fedőüledékek anyagi minőségét, felépítését jelentősen befolyásoló azon teresztrikus üledékképződési ciklusokat, folyamatokat és felszínfejlődési, neotektonikai viszonyokat vizsgálom, melyek a térség posztpannóniai fejlődéstörténetét leginkább befolyásolták.

A fedőüledékek közül a több szakaszban keletkezett gránitmurva-képződés mellett vizsgáltam a Tengelici Vörösagyag Formáció képződési körülményeit, a lösz- és paleotalaj képződés szakaszait és a völgykitöltő üledékképződést is. A Mórággyi-rög területét több időszakban is jellemző teresztrikus folyamatok közül részletesebben vizsgáltam a murvásodás és a kémiai, biokémiai mállás kapcsolatát. A terület felszínfejlődését meghatározó folyamatok közül az eróziós és neotektonikai ciklusokat és a fiatal völgyfejlődést vizsgáltam részletesebben.

1. Bevezetés

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéklerakó telephelyének kijelölését célzó kutatások fontos elemét képezik a térség felszínfejlődésének és szerkezetalakulásának minél részletesebb feltárása, mely a jövőben várható természeti folyamatok prognosztizálásához is lényeges kiindulási alapokat ad. Jelen dolgozatban az üveghutai telephely környezetében azokat a fő földtani, éghajlati, talajtani, geomorfológiai folyamatokat vizsgáltam, melyek leginkább befolyásolták a terület kainozoos, elsősorban pannóniai utáni fejlődéstörténetét.

Az elemzés a kijelölt telephely környezetére, elsősorban annak az 55 kutatófúrásnak mintegy 100 km²-es körzetére terjedt ki, amelyen elvégeztük a fedőüledékek réteggörrelációját (1. ábra, MARSI 2000). Munkámban alapul vettem a jelen kötetben tárgyalt rétegtani adatokat és alkalmaztam az ott közölt rétegtani egységek nevezéktanát (KOLOSZÁR et al. 2000). Nagy mértékben támaszkodtam a telephely környezetének aljzattérképére is (KÓKAI 1999).

2. A fedőüledék-képződés fő ciklusai és jellege

A kutatási területen két, alapvetően különböző típusú fedőüledék fordul elő: a nagy üledékgyűjtőben felhalmozódó tengeri, tavi, valamint üledékhiányokkal jellemzett teresztrikus képződmények. A középsőmiocén sekélytengeri, partközeli és folyóvízi (delta-) fáciesekbe tartozó, valamint a pannóniai beltengeri, tavi üledékek képződésével a medencekitöltő üledékképződés befejeződött. Közülük két középsőmiocén, egy alsópannóniai és két felsőpannóniai formáció ismeretes a Mórággyi-rög vizsgált részén. Elterjed-

sük az előtéri területeken és a központi blokk peremi, valamint DNY-i részein ismert (2. ábra). A pannóniai után különböző éghajlatok alatt keletkezett mállástermékek és szárazföldi eolikus és lejtőüledékek képződése vált uralkodóvá.

A területen több időszakban is keletkezett gránitmurva. Az eltérő korú összeleteik a geológiai felvétel során nem voltak minden esetben egyértelműen elkülöníthetők, ami megnehezítette a földtani fejlődéstörténet rekonstrukcióját.

2.1. A gránitmurva-képződés és szakaszai

Gránitmurvának tartjuk a granitoid kőzetek felszíni, felszín közeli részének fizikai aprózódása útján kialakult reziduális törmelékes üledékes kőzetet és annak alárendelten – gravitációs úton vagy areális erózió által – rövid távolságra áttelepített változatait. Az aprózódás jellemző kiváltó oka lehet a hóingadozás, fagyhatás, sók kristályosodásának hatása, gyökérsnyomás stb. (BALOGH 1991). A gránitmurva szállítás hatására szerkezetében megváltozott, áttelepített, rétegzett, koptatott, keveredett, abrázió által feldolgozott változatát a folyóvízi, a proluviális, vagy a pannóniai üledékekhez soroltuk. A murva a más üledékekbe való beépülése mellett mállás hatására is átalakulhatott, ebben az esetben a fizikailag aprózódott törmelék hosszú idő alatt (kémiai, biokémiai mállás hatására) talajosodott, agyagosodott és a gránitmurvából az egyre inkább átalakult, mállott üledékek irányába való fokozatos átmenettel tarkaagyag, paleotalaj, vagy ezek különböző kevert változatai alakulhattak ki.

A Mórággyi-rög vizsgált területén három települési helyzetben tudunk gránitmurva-képződést kimutatni, valószínűsíteni: a felsőpannóniai képződmények fekéjében, a Tengelici Vörösagyag Formáció bázisán és a Fialatal löszsorozat alsó összletén belül, emellett a középsőmiocén üledékkép-

ződés során is lehetséges volt a murvaképződés. Erre konkrét példát nem találtunk a területen, ez a kutatási terület DNy-i részén Feked környékén várható (KOLOSZÁR et al. 2000).

A Budafai Formáció jelentős részben granitoid alapú kavicsot tartalmazó folyóvízi-delta fáciesbe tartozó sorozata bizonyítja az egykori szárazföld létét. A formáció előfordulása az előtéri területeken általában a pannóniai rétegek fekéjében ismert, ezért valószínű, hogy az esetleg megőrződött középsőmiocén, vagy idősebb gránitmurva területe elkülönül a más időszakokban keletkezett összletek területeitől.

A pannóniai abrázio a fúrások nagy többségének rétegsora alapján letarolta a mállási kérget, és annak anyaga beépült a beltengeri üledékekbe. Néhány fúrás (pl. Feked-I, Mórág-IV) a pannóniai képződmények fekéjében harántolt gránitmurvát is. Ezek a fúrások minden bizonnyal a granitoid sorozat egy-egy fellazult zónájában mélyültek, ahol a környezeténél mélyebbre hatolt a mállás, ezért a mállási kéreg gyökérszónája lokálisan meg tudott őrződni. Ilyen, a pannóniai abrázio által lenyesett mállási gyökérszóna – Bataapáti K-i részén – egy feltárásban is látható. Ezen a területen a fellazult gránit tömbjeinek gömbhéjas, zónás mállása látható, ahol a külső övekben a mállás az alapkőzet egészének agyagosodásáig eljutott, a belső övekben pedig viszonylag üde gránittömbök vannak, amelyeket erősen repedezett, töredezett breccsás kőzet, majd murva övez. Az innen vett minták röntgendiffrakciós vizsgálata szerint az egyes mállási zónákat igen eltérő ásványtárulások jellemzik, amiben az éghajlati tényezőkön túl az alapkőzet szerkezetének lokális különbségei is nagy szerepet játszanak (1. táblázat). A Feked-1 fúrásban 51,8–66,0 m mélységközben feltárt feldolgozott murvatörmelékes kavicsos összlet utal a feké murva eredetileg nagyobb vastagságára.

A kutatási területen dombtetők alatt települő gránitmurva legnagyobb része a pannóniai után keletkezett (KOLOSZÁR et al. 2000), és a fedő Tengelici Formációtól ott húztuk meg a határát, ahol a kémiai, biokémiai mállás hatása a murva anyagának többségét feldolgozta, és az agyagfrakció aránya meghaladja a 20%-ot. A fedőzónában a felfelé fokozatosan agyagosodó törmelékes szakasz hossza 0,5–1,0 m és 6,0–8,0 m közötti, amit a fúrások ellenállásgörbéinek lefutása is megerősít (SZONGOTH et al. 1996, 1998).

A gránitmurva legfiatalabb részének az idősebb összletektől történő elkülöníthetősége érdekében a fúrások által feltárt gránitmurvát a jelenlegi geomorfológiai helyzete alapján két csoportba soroltuk (völgyben és dombtető alatt települő kőzet), rögzítettük településük abszolút magasságát is. A vizsgált 34, gránitmurvát harántolt fúrás közül 16 völgyben, völgyperemen (továbbiakban völgyi fúrások), 18 pedig dombtetőn, vagy domboldalon, a közeli völgyek abszolút magasságához képest magasabb tengerszint feletti helyzetben (továbbiakban dombtetői fúrások) tárta fel a képződményt. A völgyi fúrásokban a murvaösszlet fekészintje 93,5–221,4 m, a dombtetői fúrásokban pedig 100,0–235,6 m között változik. A két települési intervallum között nagy átfedés van, ezért a dombtetők alatt és a völgyekben feltárt murva nem képezheti közvetlenül a kőzet két generációját. Ezek elkülönítéséhez vizsgálni kellett a fedőkőzeteket és a relatív morfológiai helyzetet is. Mindezek figyelembe vételével a völgyi fúrások közül 11-ben a kőzet olyan alacsony relatív morfológiai helyzetben települ, hogy az ott feltárt rétegek nem keletkezhetek együtt az illető fúrások közelében dombtetők alatt települő murvával; az ezekben a fúrásokban feltárt gránitmurvát tekintettük a képződmény legfiatalabb térképezhető összletének (CHIKÁN, MARS I. 2000). Ezek a fúrások az alábbiak: Mórág-5, Mórág-6, Üveghuta-9, Üveghuta-11, Üveghuta-12, Üveghuta-13, Üveghuta-14, Üveghuta-15, Üveghuta-17, Üveghuta-19 és Üveghuta-24. A fenti 11 fúrás közül az Üveghuta-24 fúrás az egyetlen, amelyiknek a rétegsorában a gránitmurva fedőképződményei között a folyóvízi-proluviális (terasz)hordalékot lösz, lejtőlösz is fed (CHIKÁN 1998). A rétegsornak ez a szakasza a réteggörreláció alapján a Fialat löszsorozat alsó összletének valószínűleg a Mende Felső talajkomplexumot magába foglaló felső részébe tartozik (MARS I. 2000). Ez a rétegsor és a területen néhány helyen kimutatott fiatal löszrel fedett teraszképződmények azt mutatják, hogy a középsőpleisztocén folyamán lehettek olyan völgyperemi területek, ahol a granitoid kőzetek a felszín közelébe vagy a felszínre kerültek és folyhatott a fizikai aprózódásuk, murvasodásuk.

Mint a képződmények aprózódása, mállása általában a murvaképződés sebessége és a mállási termékek anyagi minősége is erősen függ az éghajlattól (BALOGH 1991). KAISER (1997) a kutatási területéhez feltehetően igen hasonló ég-

1. táblázat

Ásványok a granitoid kőzet mállási zónáiban Bataapáti K-i részén

Minta	Ásványcsoportok (%)																		
	agyag						törmelékes				karbonát			vas			egyéb		amorf
	mm.	im.	i.	k.	kl.	Σ	kv.	kf.	pl.	Σ	kal.	d.	Σ	gh.	he.	Σ	gipsz		
1.	22	12	10	3	2	49	21	10	0	31	13	0	13	3	0	3	1	3	
2.	18	16	5	10	0	49	22	10	4	36	8	2	10	2	0	2	0	3	
3.	8	4	11	1	0	24	23	0	0	23	46	0	46	4	0	4	0	3	
4.	3	2	0	1	0	6	56	1	0	57	5	0	5	0,01	0	0,01	0	2	

Minták (kivülről befele): 1. – erősen agyagos gránitmálladék (külső mállási öv); 2. – agyagos gránitmálladék (külső mállási öv); 3. – gránittömb fehéres mállási öve; 4. – gránittömb vörösestartka mállási öve. Ásványok: mm. = montmorillonit, im. = illit-montmorillonit, i. = illit, k. = kaolinit, kl. = klorit, kv. = kvarc, kf. = kálföldpát, pl. = plagioklász, kal. = kalcit, d. = dolomit, he. = hematit, gh. = goethit.

hajlatú Vértesben és a Velencei-hegység térségében az ott települő üledékegyüttes alapján az oligocén és a miocén határán szárazföldi üledékképződéshez kötött szubtrópusi klímát, a pannóniaiban mediterrán, majd szemiariid éghajlatot mutatott ki, ami a pliocénben és korapleisztocénben is folytatódott, rövid időre monszun klímával megszakítva. A pliocén-pleisztocén határán kezdődött globális klímaváltozás hatása a vizsgált üledékekben nem jelentkezett. A Mórági-rög térségében a gránitmurva különböző összeletinek rétegtani helyzetét is figyelembe véve a középsőmiocénben, s azt megelőzően szubtrópusi éghajlat határozta meg a mállást és történhetett murvaképződés. A Kállai Kavics Formáció fekéjében települő murva mediterrán, majd szemiariid klíma hatására keletkezhetett, a Tengelici Formáció alatt települő gránitmurva felső szakaszának montmorillonitos agyagásvány-tartalma is szemiariid körülményekre utal, a középsőpleisztocén folyamán pedig főként a hideg, száraz löszképződési időszakokban folyhatott a fentiekől kevésbé agyagos gránitmurva keletkezése.

2.2. A Tengelici Vörösagyag Formáció felhalmozódása

A kutatási területen a Tengelici Vörösagyag Formáció öt fő kifejlődését, a tarkaagyagot, a vörösagyagot, a vörösagyag-foszlányos tarkaagyagot, a paleotalajokat és az agyagos törmelékszinórokat különítettük el. Kora jelen adatok alapján 3,0–1,77 M év közötti időre tehető (KOLOSZÁR et al. 2000). A formáció, amely nagyrészt granitoid és pannóniai alap- vagy fekézőzeteken települ a gránitög előtere felé fokozatosan kivastagodik. A terepi és laboratóriumi vizsgálataink alapján a formáció kifejlődései különböző fekézőzetek száraz térszínén, hosszú időn keresztül folyó fizikai aprózódása, kémiai, biokémiai mállása és enyhe lejtőkön történt lassú areális erózió (alárendelten vonalas anyagszállítás) általi részleges áthalmozása révén keletkeztek. Az erősen agyagosodott, nyugodt vagy igen lassan pusztuló, esetleg épülő térszíneken fokozott szerepet kapott a biokémiai mállás, a talajképződés.

A paleotalaj-képződés gyakran tíz- vagy akár százezer évig tartó folyamatok eredménye, melyek során több m vastag szelvényű talajok vagy akár 10 m vastagságot is meghaladó talajsorozatok jöhettek létre, melyek szelvényfelépítésükben, talajszerkezetükben, ásványtársulásaikban tükrözik keletkezési idejük klímáját (YAALON 1983, RETALLACK 1990). A terület tengelici rétegeiben települő paleotalajok jellegzetes genetikai bélyegei közül a feltalaj montmorillonitos agyagásvány-társulása, erősen repedezett szerkezete és a talajszelvény háromfázisú zónájának oxidatív körülmények között történt élénkörös elszíneződése (rubifikációja) felszáraz, alárendelten száraz képződési közegre utal. Az altalajban található mészfelhalmozódási szint az évszak egy részének csapadékos voltát mutatja. KAISER (1999) a Délkelet-Dunántúlon vizsgált tengelici képződmények agyagásványtársulásai alapján a térségben pliocénben szemiariid mediterrán, az korapleisztocén végén kissé melegebb-nedvesebb és szárazabb sztyepp jellegű klímaszakaszok váltakozását mutatta ki. A kutatási területen az eddigi adataink alapján

két fő talajtípust tudunk megkülönböztetni. Az egyik uralkodóan mészmentes, erősen agyagos feltalajú, erősen repedezett szerkezetű, vörösbarna, szürkésbarna színű talaj, a másik pedig ugyancsak kiugróan agyagos, élénkörös, lilás-vörös feltalajú, esetenként vastag mészfelhalmozódással az altalajban. Megítélésünk szerint mindkét talajtípus szemiariid mediterrán klíma hatásait tükrözi, de az első valamivel szárazabb körülmények között keletkezhetett.

A szárazföldi kémiai, biokémiai mállás folyamán keletkezett ásványtársulások – amennyiben a klimatikus hatások az ún. klimax állapot eléréséhez elegendően hosszú ideig érvényesültek – általában betemetődés nélkül is nagyon stabilak és csak nehezen alakulnak át. Általános tapasztalat, hogy a nagyobb kilúgozási faktorról párosuló éghajlati hatás (elegendő idő alatt) felülírhatja a kisebb kilúgozás hatására keletkezett képződményeket (SINGER 1980, RETALLACK 1997). Mivel a Tengelici Formáció vizsgált talajszelvényeiben igen kevés kaolinit van, a fentiek alapján a felszín közelében nem érte őket utólagos erős humid hatás.

A Tengelici Vörösagyag Formációt hasonlóan a löszformációhoz paleotalaj-komplexumok tagolják, melyek szerencsés esetben meg is őrződtek. Ilyen talajhorizontok ismeretek, pl. Dunaföldváron (PÉCSI, PEVZNER 1974). Ezek a paleotalajok a réteggörrelációra kevésbé alkalmasak, mint a lösztagoló paleoszolok, s nemcsak azért mert nagyrésztük lepusztult, hanem azért is, mert a tengelici típusú talajhorizontok közötti üledékképződés genetikája erősen eltér a lösz-összletekétől, lerakódásuk döntően a felszínfejlődéstől függ, ami morfológiai egységeként, szintenként változik. A mórági területen Tengelici Formáció paleotalaj-horizontjai a kutatás jelen fázisában nem párhuzamosíthatók egymással és a környező területek hasonló képződményeivel.

A formáció keletkezési körülményeinek tisztázásához a képződmény mállottsága is támpontot adhat. Ennek vizsgálatához a röntgenelemzések során kapott törmelékes ásványtartalom belüli kvarchányad adatait használtam fel. Feltételezésem szerint nagyobb kvarchányad hosszabb időtartamú mállásra utal.

A különböző fekéző (gránitoid és pannóniai) települő kifejlődéseket az Üveghuta–22 és az Udvari–2A fúrások adatai szemléltetik. A Mórági-rög területén összehasonlítottam a gránitoid mállási övek és a Tengelici Formáció adatait is.

A Tolnai-Hegyhát területén, az Udvari–2A fúrásban a pannóniai üledékek átlagos kvarctartalma az 56,1%-ot kitevő törmelékes ásványokon belül 25,3% volt, a rajta települő tengelici képződményekben az 59,7% törmelékes ásványból már 50,4% a kvarc (3. ábra). Az Üveghuta–22 fúrásban a vizsgált murvaminta kvarctartalma 22,0% volt az 52,3% törmelékes ásványokon belül. Ez a kvarc a fúrás Tengelici Formációt harántoló szakaszán 39,9%-ra növekszik a 49,9%-ot kitevő összes törmelékes ásványon belül (4. ábra).

Üveghuta környékén a granitoid összletben a kvarc hányada a mállási övek elsődleges ásványain belül a szelvényben felfelé növekszik, és a gránitmurvaszintben átlagértéke 20,5%-nak adódott a 62,1% törmelékes ásványokon belül (BALLA et al. 1999). Az Üveghuta–5 fúrás tengelici rétegeiben 57,8% törmelékes ásványon belül 44,6% kvarc. Ezek az érté-

kek az Üveghuta-1 fúrásban (60,0% és 47,0%), Üveghuta-2 fúrásban (56,0% és 42,0%), Üveghuta-3 fúrásban (58,0% és 42,0%), és Üveghuta-7 fúrásban (47,0 és 39,0%).

Az Udvari-2A és az Üveghuta-22 fúrások adatai alapján a pannóniai fekvő települő tengelici rétegekben az átlagos kvarctartalom az alapközethez képest közel 25%-kal, a gránitmurva felett települőben is a fekihöz képest közel 18%-kal nőtt meg. Az üveghutai kutatások során a többi fúrás vizsgált adatait is figyelembe véve a gránitmurva kvarctartalmához képest a granitoid környezetben keletkezett tengelici rétegek átlagos kvarctartalma több, mint 20%-kal növekszik. A Tengelici Formáció vizsgált képződményeiben – montmorillonitos agyagásvány-társulás mellett – a kvarc mennyiségének a különböző fekihöz képződmények átlagos kvarcmennyiséghez viszonyított jelentős növekedése a mállással szemben nagy ellenállást tanúsító ásvány feldúsulásának, hosszú idejű szemiárid mállás bizonyítékának tekinthető.

2.3. A lösz- és paleotalaj-képződési szakaszok

A Paksi Lösz Formáció két fő, egymástól alapvetően különböző típusú üledékegyüttesét a lösz- és a paleotalaj-horizontok képezik. A löszhorizontokhoz soroltuk a különféle lejtőlösz-változatokat és szoliflukciós üledékeket is. A formáció lerakódása a Mórággyi-rög térségében egymást váltogató hét fő löszképződési és ugyancsak hét talajosodási ciklusban ment végbe (KOLOSZÁR et al. 2000). Az üledéktípusok váltakozását minden bizonnyal regionális éghajlatingadozások és helyi tényezők együttesen idézték elő. A löszváltozatok és a paleotalajok rétegsoron belüli ciklikus váltakozását, valamint az egyes lösz-összletek közötti fő talajtípus változásokat elsősorban az éghajlat időbeli váltakozásával, a lösz- és paleotalaj-horizontok eltérő lokális kifejlődését, vastagságát, a paleotalajok lösz-összleten belüli enyhén eltérő típusát a helyi tényezők különbségeivel magyarázzuk. A löszképződés klasszikus elmélete szerint a jégkorszak folyamán a glaciális és stadiális szakaszokban gyors löszképződés folyt, az interglaciálisokban és interstadiálisokban stagnált, vagy erőteljesen lelassult a löszképződés és a talajosodás volt az üledékképződés fő folyamata. Ez a váltakozás a fúrási rétegsorok tanúsága alapján általában nem éles, hanem igen gyakran a paleotalajtól a löszréteg irányába felfelé világosodó átmenet mutatkozik („A”, átmeneti szint). Ilyen esetben az üledékképződés felgyorsult, és a talajosodás üteme nem volt képes „lépést tartani” a löszképződés sebességével (KRIGER 1984, PÉCSI 1990). Amennyiben a löszképződés csak rövid időre lassult le, gyengén fejlett fiatal talaj („J”, juvenilis talajszint) keletkezett. Ezt az éghajlati ingadozás által okozott ciklusosságot a kutatási területen tovább bonyolította a helyi morfológiai különbségek hatása. A morfológiai hatás egymáshoz viszonylag közel eső területeken is a löszszelvény eltérő kifejlődését eredményezheti. Helyi eróziós üledékhány, áttelepített („I”, inverz) talajszelvények, eltérő vastagságú és kifejlődésű paleotalajok, típusos és lejtőlöszök összefogódása, lokális szoliflukciós akkumuláció gyakori váltakozása jellemzi a rétegsorokat. Az éghajlati és a morfológiai hatások együttese igen jól lát-

ható az Üveghuta-2, -3, -4, -5, -6 és -7 fúrások fedőképződményeinek párhuzamosítását bemutató elvi szelvényen, ahol egymáshoz igen közel eső fúrások löszrétegsorában is viszonylag nagy a különbség (KOLOSZÁR, MARS I. 1999).

A löszszelvényen belül a különböző rétegek egymástól nagyon eltérő tulajdonságúak lehetnek. Ennek tanulmányozásához jól felhasználhatóak voltak a szedimentológiai vizsgálati eredmények. Az egyes horizontok agyag- és karbonát-tartalma információt adhat a keletkezése idején végbement anyagátrendeződés mértékéről, a talajosodás, mállás időtartamáról és intenzitásáról. A nagy agyagtartalom hosszú idejű mállásra, a mész kimosódása gyengébb, az agyag altalajba történő elmozdulása igen erős kilúgozásra utal (STEFANOVITS et al. 1999). A kutatási területen a Paksi Lösz Formáció néhány szedimentológiai tulajdonságát legjobban az Üveghuta-22 fúrás adatai jellemzik, ami a terület egyik legrészletesebben megvizsgált szelvénye (5. ábra).

A fúrás lösz alkotta rétegsorában a talajhorizontok fel-talaja a Mende Bázis talajkomplexum (MB) kivételével erősebben agyagos, mint az altalaj, és a szelvényben lefelé haladva a fő klímazonális (egy-egy adott klímazona éghajlatát tükröző szelvényű) talajtípus-változások függvényében enyhén növekszik. Bár különböző formában és mennyiségben, de minden paleotalaj altalajában mészakkumuláció figyelhető meg. A fiatal löszsorozat paleotalaj-szelvényeinek felső szakaszában több karbonátásvány maradt, mint az Idős löszsorozatában. A Paksi homokos talajkomplexum (Ph) és a Paks Dupla talajkomplexum felső alhorizont (PD1) igen erősen kilúgozott, felalaja teljesen mészmentes.

A löszhorizontok érdekessége, hogy a felső két horizont (L1 és L2) különböző mintáinak agyagtartalma közel állandó, az idősebb horizontokon belül (L3–L7) pedig alulról felfelé csökken az értéke. A különbség oka valószínű, hogy az egyes löszhorizontok képződésének eltérő dinamikájában keresendő (sebesség, mállottság stb.). A mórággyi térségben a fiatal lösz- és paleotalajok képződésének klímatis viszonyai HUM (1997) foglalkozott részletesebben, eredményeivel a közölt adatok jó egyezést mutatnak.

A fentiek alapján a kutatási területen a lösz- és paleotalajképződés fejlődésmenete az alábbiakban vázolható. A Délkelet-Dunántúl néhány, a Mórággyi-rögön megismertnél teljesebb löszszelvénye alapján valószínű, hogy a térségben az korapleistocén vége felé a szemiárid mediterrán mállást, talajosodást egyre hosszabb időszakokra váltotta fel a löszképződés. A tarka- és vörösayagok keletkezését a stadiálisokban löszhorizontok lerakódása váltotta fel, míg az interstadiálisokban a (PD1) képződési idejével bezárólag tovább folytatódott a löszképződés idejét megelőző talajosodáshoz nagyon hasonló vörös szelvényű, mediterrán jellegű talajképződés. A kutatási területen ennek a folyamatnak csak a záró szakasza (az Idős löszsorozat alsó összletének felső része) nyomon követhető a rétegsorokban (KOLOSZÁR et al. 2000):

Az Idős löszsorozat felső összlete képződésének idején valószínű, hogy igen gyengén tagolt volt a terület domborzata, többségében enyhe lejtőkkel, mivel ebben az öszletben települ a löszhorizontok közül az egyik legjobb vezető-

szint a legtöbb fúrásban észlelt, közel 5 m vastag „fakó lösz”. Az összlet képződése idején, mintegy öt-hatszázezer évvel ezelőtt újabb klímaváltozás kezdődött a kutatási területen, és az interstadiálisokban az enyhe nedves klímát jelző barna erdőtalajok képződtek, melyeknek két fő horizontjuk fejlődött ki a területen a Paksi homokos és a Mende Bázis talajkomplexumok.

A Fiatal löszsorozat alsó összletének középső, felső részén a típusos lösz képződése mellett jelentős volt a lejtőlösz lerakódása és különösen a kiemelt blokk peremi részén a szoliflukciós üledékképződés is. Az összlet képződése idején az interstadiálisok éghajlata kissé szárazabbá vált és erdőssztyepp talajok keletkeztek a területen. Ezek alulról felfelé a Basaharc Alsó (BA), Basaharc Dupla (BD) és a Mende Felső (MF) talajkomplexumok.

A Fiatal löszsorozat felső összletének interstadiális szakaszaiban az éghajlat kicsit még szárazabb lett, mint a fekvő összlet talajképződési ciklusaiban, és a talajképződés rövidebb ideig tartott. Az összletet legtöbb helyen gyengén fejlődött szelvényű csernozjom jellegű talajképződés a humuszos alhorizontok (H1, H2) kialakulása jellemzi.

A holocén folyamán a terület nagyobb részén kifejlődött csernozjom barna erdőtalaj a terület éghajlatának újból enyhén nedvesebb szakaszát jelzi. A jelenkorban megszűnt, vagy stagnáló löszképződés és a tapasztalt éghajlatváltozások alapján egyelőre nem dönthető el, hogy a holocén a jégkorszak vége, vagy csak egy interglaciális szakaszhatár.

2.4. Völgykitöltő üledékképződés

A terület fővölgyeiben nyomozható markáns folyóvízi üledékképződés a középsőpleisztocénben kezdődhetett. A fővölgyek közül a Hutai-völgy alsó szakaszán és a Lajvérpatak völgyében a pleisztocén folyóvízi teraszos hordalékot helyenként lösz, lehordott és zavartalan településű paleotalajokkal tagolt lejtőlösz, fedi. A fúrások közül a Hutai- és a Mészkemence-völgy találkozásánál mélyült Üvegghuta-24 tárt fel ilyen, folyóvízi jellegű képződményt is tartalmazó völgyi rétegsort. A fúrásban gránitmurva felett mintegy 3,2 m vastag, rosszul osztályozott, gyengén koptatott gránitkavicsos homok, majd az idősebb löszképződményekből főként a barna erdőtalajosodott szakaszából származó lejtőlösz települ. A lejtőlösz lehordott talajjal kevert szakaszát egy zavartalan településű erdőssztyepp talaj fedi, amit a Mende Felső talajkomplexummal párhuzamosítottunk (MÁRSI 2000). A rétegsor záró szakaszában lehordott talaj eredetű anyagot már nem tartalmazó lösz, lejtőlösz települ, ami fölött egy zavartalan településű erdőtalaj, valamint egy igen vékony humuszos hordalék települ, ami a Fiatal löszsorozat felső összletével és felette a recens talajjal korrelálható.

A folyóvízi, proluviális hordalék és megítélésünk szerint a Fiatal löszsorozat magasabb szakaszát reprezentáló fedőképződménye néhány feltárásban is tanulmányozható. Más helyeken, elsősorban a Lajvér völgyében és a Rák-patak völgyében, kimutatható a teraszmorfológia – egy teraszszinttel. A terület nagy völgyeinek peremi részein, völgyoldalakon igen nagy területen csuszamlásos pásztták láthatók,

ezért valószínű, hogy sok helyen a teraszüledékeket lesuvadt lösz fedi. A közölt fúrási adatok, illetve az elvégzett értékelések (KOLOSZÁR et al. 2000) alapján azonban úgy ítéljük meg, hogy a löszképződmények nemcsak csuszamlás formájában, hanem eredeti településű fedőként is boríthatják a teraszüledékeket. A fentiek alapján a kutatási terület fővölgyeiben települő gránitmurva a Fiatal löszsorozat alsó összlete idősebb, a löszképződményekkel fedett teraszüledékek pedig középső szakaszának heteropikus fáciése lehet.

A teraszos völgyek a holocén folyamán is kiépítették ártéri szintjeiket. A nagyobb völgyek elkeskenyedő, magasabb szakaszain nem alakulhattak ki teraszok, ezeken a helyeken felfelé szakaszosan finomodó és a valószínűleg a középsőpleisztocéntól holocénig fiatalodó völgykitöltés a jellemző. A kijelölt telephely közelében ilyen típusú a Hutai-völgy felső, a Mészkemence-völgy alsó szakasza, a Köves-patak völgye és a Mórágyn átfolyó patak völgye is, a legfelső szakaszának kivételével.

A területen az erózió előrehaladásával – az anyagszállítás típusai szerint eltérő geomorfológiai helyzetben települve – a napjainkig jellemző folyóvízi üledékképződés a különböző vonalas anyagszállítási termékek, valamint lejtő- és csuszamlásos üledékek képződésével egészült ki. Így a teraszképződmények közvetlen, vagy közvetett fedőjében folyóvízi ártéri képződmények és proluviális, proluviális-deluviális-képződmények a völgykitöltő üledékek. A völgyoldalakon általában felsőpleisztocén-holocén lejtő- és felsőpleisztocén-holocén csuszamlásos üledékek váltakoznak (KOLOSZÁR et al. 2000):

3. Felszínfejlődés, neotektonika

A terület felszínfejlődésének és fiatal szerkezeti viszonyainak alakulását földtani szelvényeken vizsgáltuk (CHIKÁN, MÁRSI 2000). Közülük az 1. szelvény a terület legmagasabb részén, közel KÉK-DDNy-i irányban halad (6. ábra), a 2. szelvény ettől kissé É-ra az előtéri területek irányában fut (7. ábra), a 3. szelvény pedig a telephelyen áthaladó kereszt-szelvény (8. ábra).

3.1. Eróziós és neotektonikai ciklusok

A Mórágvi-rög vizsgált területén az kainozoikum folyamán az eróziót egyrészt olyan szerkezeti mozgások idézheték elő, melyek során az egész kutatási terület egy nagyobb geológiai egység részeként, egységesen emelkedett ki környezetéből, vagy olyan ami során a kutatási terület egyes részei egymáshoz képest is elmozdulhattak. A területen a földtani adatok alapján – bár eltérő biztonsággal – több eróziós ciklust (KOLOSZÁR et al. 2000) is azonosítani lehetett, ezeket az alábbiakban ismertetjük.

- A Hidasi-medence D-i részén a Cikó-4 és a Cikó-5 fúrás rétegsorai, és Fekedtől ÉNy-ra felszíni feltárások jelzik, hogy a területen a középsőmiocén folyamán hosszú lepusztulási időszak volt.
- A Mórágvi-rög vizsgált részének eróziós centruma a későpannoniaiától kezdve megegyezik a mai központi

terület legmagasabb pontjának környezetével, az Üveghuta-1, Feked-I, Báticasék-3 fúrások térségével. A területen mélyült kutatófúrások közül többnek a rétegsorában és néhány feltárásban is jól azonosítható volt a regionális denudáció, amit a későpannóniai transzgresszió okozott, amely feldolgozta az előtér és a kis területű szárazulatokról lehordódott mállás-termékek anyagát.

- A tavi, beltengeri üledékképződés a miocén végén, pliocén elején a térség regionális kiemelkedése következtében szűnhetett meg a területen. A pannóniai üledékképződéstől mintegy 3 M évvel ezelőttig eróziós diszkordanciát valószínűsítettünk a terület központi részén, amit az előtéri területek néhány fúrásadata is megerősít. Az előtéri területek tengelici rétegeinek bázisán a központi rész enyhe erózióját jelző, vékony törmelékes üledékciklus figyelhető meg. Ilyen a rétegsora ÉNy-on az Ófalu-5, Cikó-5 fúrásoknak, DNy-on pedig a Feked-I fúrásnak.
- A Tengelici Formáció képződése ideje alatt is lehetett kisebb lepusztulás a központi területen, amit a Palatinca-2 vagy a Mórógy-II fúrás tengelici rétegeinek magasabb szintjében települő vékony törmelék-zsinór jelez.
- Az újabb regionális kiemelkedést követő enyhe erózió az koraleisztocénben történhetett a területen. Ennek során a terület központi része – szemiarid körülmények között zajlott areális erózió hatására – lenyesődött, ott a tengelici rétegeknek csak alsó „gyökérzónája” maradt meg (6. és 8. ábra). Ennek lehetséges legfiatalabb kora az Üveghuta-2 és Üveghuta-5 fúrások környezetében 1,77 M év (FÖLDEVÁRI et al. 1999). A több mint 1 millió éves eróziós diszkordanciát okozó kiemelkedést követően az eróziós időszak áthúzódott a löszképződés időszakára is és az Idős löszsorozat alsó összletének utolsó horizontjai már megőrződtek a területen. A szelvény itt az Idős löszsorozat felső összletének PD1 talaj-alhorizontjával, néhány fúrásban pedig ennek közvetlen feküdképződésével, a „vékony löszsel” kezdődik. Az Idős löszsorozat alsó összlete a kutató terület legnagyobb részén csaknem egyforma kifejlődésű, de az Üveghuta-6 fúrásban a teljes PD1 talaj is hiányzik.
- A löszképződés idejének második, térségi szintű eróziós ciklusa megítélésünk szerint közvetlenül a Mende Bázis talajkomplexum képződése után kezdődött. A szerkesztett szelvények adatai alapján a Mórógyi-rög központi blokkja kiemelkedett, ennek következtében a központi és előtéri részének szerkezeti egysége megbomlott. A központi tömb enyhén kibillenve emelkedett ki: a kiemelkedés a K-i 35 m körüli értékről Ny-felé haladva fokozatosan növekszik, és a kutatási terület Ny-i részén megközelíti az 55 m-t. A két terület típus határa, az É-i rész egy szakasza kivételével, a fővölgyek mentén fut (1. ábra). A kiemelt blokk Ny-i határa lehet az a közel É-D-i irányú szerkezeti vonal, mely az Ófalu-4 alapfúrás és az ófalui telephely kuta-

tási adatainak összevetéséből következett, és amely a neotektonikus mozgás idejét a középsőpleisztocénre tette (CHIKÁN 1989). A szerkezeti mozgás a földtani adatok alapján a Mende Bázis talajkomplexum képződését követően kezdődött, amelyet PÉCSI (1995) mintegy 280 000 évvel ezelőtti időre tesz.

A kiemelkedést határoló vetőket a Kállai és a Somlói Formációk összetartozó horizontjai között tapasztalt vertikális elmozdulás, valamint a posztpannóniai üledékek települési szintje és kifejlődése alapján valószínűsítettük.

A szerkesztett szelvények alapján 4 helyen mutattunk ki a központi tömb és az előtéri területek közti vetőt. A terület DK-i részén a Mórógy-V, S-169 és Báticasék-1 fúrások között a Lajvér-patak völgyének peremvidékén a pannóniai horizontok között 30–35 m-es elmozdulás figyelhető meg (6. ábra).

A Lajvér-patak völgyében ugyancsak a pannóniai formációk megfelelő rétegei között mutatható ki 30–40 m szintkülönbség a Mórógy-I és az Alsónána-2 fúrás összevetésével (7. ábra). A vető két szárnyán a pannóniai összlet fedőképződményeinek kifejlődése is eltérő. A lezökken terület-részen mélyült Alsónána-2 fúrás tengelici és lösz-összletei a területen jellemző teljes kifejlődésűek. A kiemelt terület-részen lévő Mórógy-I fúrás posztpannóniai rétegsora csonka. Alul hiányzik a Tengelici Formáció és az Idős löszsorozat, felül a Fiatal löszsorozat felső összlete. A fúrás Fiatal löszsorozatának alsó összletét (133,6–145,5 m között) zavart szerkezetű, helyenként gyengén vékonyréteges lejtőlösz alkotja, melyben (135,5–136,9 m között) fosszilis talajzóna települ. A lejtőlösz fölött (a 145,5–151,2 m-es morfológiai szintben) jól rétegzett, mikroréteges, (gyakran lehordott talajosodott anyagot tartalmazó) szoliflukciós összlet települ, melyet szintén zonális paleotalaj tagol (145,5–146,9 m között). Mindkét paleotalaj szerkezete tükrözi az anyaközetének zavart, gyengén rétegzett, illetve kiválóan mikroréteges szerkezetét, vagyis a szoliflukciós bélyegeket, másrészt zavartalan településű erdőössztyepp típusú talajosodást mutat. Az összlet felső szakasza típusos löszsel folytatódik, melyet a felszínen részben erodált szelvényű, erdőössztyepp típusú talajhorizont fed. A szelvény talajhorizontjai az elvégzett réteggörreláció alapján a Mende Felső, Basaharc Dupla és Basaharc Alsó talajkomplexumokkal azonosíthatók. Ezek alapján a kiemelkedés és az azt követő erőteljes lepusztulás az Idős és a Fiatal löszsorozat között a Fiatal löszsorozat képződésének alsó szakaszába, a lejtő-, majd szoliflukciós üledékképződés pedig megközelítően a Basaharc Alsó talajkomplexum képződési idejétől a Basaharc Dupla és a Mende Felső talajkomplexumok képződése közötti időre tehető. PÉCSI (1995) közölt adatai alapján a két talajkomplexum keletkezése 280–230 ezer év közötti időre esik. A Lajvér-patak völgyének tárgyalt szakaszán, a lezökken területen mélyült az Alsónána-2, Alsónána-3, Mórógy-II és a Báticasék-1 fúrás. A kiemelt térszín felépítését reprezentálja a Báticasék-2, S-169, Mórógy-IV és Mórógy-V fúrás rétegsora.

A következő neotektonikus elmozdulást tükröző szelvényszakasz a Hutai-völgy torkolati szakaszának térségére esik (CHIKÁN, MARS I 2000). Ezen a területen a pannóniai

horizontok között 40–50 m a valószínű elmozdulás mértéke (a Palatinca-2, Bátaapáti-I, valamint a Bátaapáti-VI fúrások adatainak összevetése alapján).

A negyedik, szelvényvel kimutatott fiatal szerkezeti elmozdulás a kutatási terület ÉNy-i részén, a Rák-patak völgyoldalában nyomozható (KOLOSZÁR 2000). A pannóniai horizontok közötti vertikális elmozdulás mintegy 50 m (az Ófalu-5, valamint a Cikó-V, Hidas-VIII és Cikó-5 fúrások adatainak összevetéséből). Az Ófalu-5 és a Palatinca-5 fúrás tengelici és lösz-összleteinek fekvésintjei is hasonló nagyságú elmozdulást mutatnak. Az Ófalu-5 fúrásban a Tengelici Formáció fekvésintje 197,8 m, a Cikó-5 fúrásban 141,6 m. A rétegtanilag összetartozó horizontok települési szintjeiben mutatkozó különbség mellett az is megfigyelhető, hogy a Rák-patak É-i völgyperemén a Fiatal löszsorozat hasonló kifejlődésű, mint a Mórógyi-I fúrás rétegsorában. A szelvény mentén vagy közelében a kiemelt területen mélyült a Bátaapáti-VII és az Ófalu-5 fúrás, az alacsonyabb térszínen pedig a Cikó-2, Cikó-4, Cikó-5, Cikó-V, Hidas-VI és Hidas-VIII fúrás.

A holocénnel újabb eróziós ciklus kezdődött, amelyet azonban nem szerkezeti mozgás indukált, hanem a területre hullott, legalább 20 m vastag Fiatal löszsorozat felső öszletének lerakódása miatt indult denudáció.

A fentieket összefoglalva úgy látjuk, hogy a rendelkezésre álló adatok alapján a Mórógyi-rög vizsgált területén észlelt eróziós folyamatokat a szerkezeti mozgások mellett elsősorban az éghajlat váltakozásai befolyásolták. A középsőmiocénben folyt regionális lepusztulásról a kutatási területen nem sok adattal rendelkezünk. Az elvégzett földtani, paleomorfológiai értékelések alapján a kutatási területen a későmiocéntől a középsőpleisztocénig (a 2–5. eróziós ciklusok) általában igen lassú, kis anyagszállítással kísért, enyhe lepusztulás folyt. Ez arra utal, hogy a Mórógyi-rög ebben az időszakban egy nagyobb szerkezeti egység belső részeként, azzal együtt mozoghatott és a nagyobb földtani test központi része jobban védett lehetett az eróziótól. A szerkezeti, geomorfológiai adottságok mellett a PD1 alhorizont képződésével bezárólag a lassú denudációt az éghajlat is lehetővé tette. A terület üledékei alapján kimutatott hosszú idejű mediterrán-szemiarid periódusok a térszín lassú lenyesődését, a kis anyagáthalmazódással kísért területi eróziós folyamatokat támogatták.

A 6. eróziós ciklust a szerkesztett földtani szelvények elemzése és a paleopedológiai adatok alapján az előzőektől erősen eltérő éghajlati és geomorfológiai feltételek jellemezték. Az interstadiálisok éghajlata a paleopedológiai adatok alapján az Idős löszsorozat felső öszletének képződése idején az azt megelőző időszakokénál jóval nedvesebbre változott, amit az öszleten belüli barna erdőtalajok képződése jelez. A szelvényadatok alapján a kutatási terület központi része enyhén kibillenve kiemelkedett, ami véleményünk szerint a MB talajkomplexum keletkezése utáni időre tehető. Ez a szerkezeti mozgás kisebb egységekre szabdalta a területet, amivel megszűnt a központi rész erózióval szembeni viszonylagos védettsége. A szerkezeti mozgások hatását a nedvesebb klíma felerősítette, ezért ezt az eróziós

ciklust az előzőeknél jóval nagyobb anyagszállítás jellemezte. A denudáció során intenzív lejtőfolyamatok mellett a vonalas anyagszállítás vált uralkodóvá.

3.2. Fiatal völgyfejlődés

A kutatási területen a gránitos alaphegység egy KÉK-NyDNy-i tengelyű, enyhén KÉK felé dőlő, az előtér felé egyenletesen ellaposodó hát, amire a medence belseje felé fokozatosan kivastagodó fedőkőzetek települnek (KOLOSZÁR et al. 2000). Az övezetes földtani felépítésből olyan paleomorfológiai alaphelyzet következik, ami szerint a domborzat fő esésirányainak tendenciája a későmiocén óta koronként nagyon hasonló. A kutatási terület 300 m magasságot meghaladó belső blokkja a későpannóniai máig a térség eróziós centruma. Ezen a területen legmagasabb a gránitos alaphegység felszíne is, ami jelenleg 250–260 m közötti morfológiai szintben van. A völgyek irányára legnagyobb hatást a domborzat általános esése és az alaphegység helyzete, morfológiája, felépítése és szerkezeti viszonyai gyakorolhatták. A morfológiát vizsgálva látszik, hogy a völgyhálózat irányítottsága alapvetően konzekvens a domborzat esésével. A belső területre szűk fővölgyei (a Hutai-patak, a Mórógyi-patak és a Kövesdi-víz völgye) az alaphegység esésirányában, szinte szimmetrikus elrendezésben vágódtak be az alaphegységi kőzetekbe, ami az aljzattérképen is jól látszik (2. ábra). A kutatási terület 38 részletesen vizsgált dombtetői fúrása lösz- és idősebb öszletek által felépített szakaszának egyikében sem ismertünk fel eltemetett völgykitöltő üledéket; ez arra utal, hogy a völgyhálózat alapvetően a mai helyén alakult ki, a ma látható völgyeken kívül más eltemetett idős völgyekről nincs adatunk.

A terület fővölgyei a földtani adatok alapján valószínűleg a középsőpleisztocénben lejátszódott kiemelkedést követő völgyképződés eredményezhette. A terület középső részének feltételezett kiemelkedése következtében megnőtt a reliefenergia, amit különösen a nedvesebb erdőtalaj képződési időszakokban intenzív völgyképződés követett. A bevágódás a fővölgyekben olyan mélyre hatolhatott, hogy eróziós úton az alaphegység is felszabdaldott. Az alaphegységnek ez a felszabdaldása a teraszüledékek relatív kora alapján már ekkor megtörténhetett. A nagyobb völgyek irányítottságát megvizsgálva látható, hogy egyes szakaszaik eltérnek a domborzat általános esési irányától. Ezeket az eltéréseket az alaphegységi kőzetek irányítottsága, eltérő mállottságú zónái, fellazult, idős töréses szerkezete is okozhatta. A Kövespatak derékszögű kanyarulata ilyen szerkezeti preformáltásra utal. Az alaphegység fellazult, vagy tektonikailag preformált zónájában futhat a Hutai-patak völgye, amit az Üveghuta-24 fúrás rétegsorában a geofizikai mérések által kimutatott mély G II zóna is alátámaszt. A fővölgyek közül a Lajvér-patak völgye egyes szakaszai és a Rák-patak völgyének Ny-K-i irányú szakasza kialakulásában a fiatalabb tektonikai preformáció is szerepet kaphatott. Erre utal, hogy a két völgyet keresztező szelvényeken a völgyek több pontján is vetőt tudunk kiserkeszteni. Megítélésünk szerint ezek a völgyszakaszok a feltételezett középsőpleisztocén neotekto-

nikus mozgás kiemelkedett és lezökkent egységeinek határára futnak (1. ábra).

A kiemelkedés után az egyes löszhorizontok lerakódását az interglaciális vagy interstadiális ciklusokban és a holocén folyamán gyors erózió követte. Működésének fontos ismérve fővölgyekhez csatlakozó sűrű mellék- és oldalvölgyhálózat kialakulása, a völgyek, vízmosások gyors hátravágódása és a csuszamlásos, suvadásos pászták kialakulása is. A mellék- és oldalvölgyek többsége a bennük települő üledékek relatív földtani kora alapján fiatalabb a fővölgyeknél. A kisebb völgyek, vízmosások többsége a térszín általános lejtési irányai szerint kialakult eróziós völgy.

4. Köszönetnyilvánítás

Köszönöm Balla Zoltánnak, a kutatás intézeti irányítójának a lehetőséget, hogy az elmúlt évek során részt vehettem az üveghutai kutatómunkákban. Köszönettel tartozom Földvári Máriának és Kovács-Pálffy Péternek a DTA- és röntgendiffrakciós vizsgálatok, továbbá Partényi Zoltánnak és Hózer Ferencnek a szedimentológiai vizsgálatok gondos elvégzéséért. Nem utolsó sorban köszönöm Kókai András kollégámnak, hogy az általa szerkesztett aljzatterkép közléséhez hozzájárult.

A kutatási területen korábban mélyült fúrások terepi és laboratóriumi adatainak átértékeléséhez a T. 025202 sz. OTKA pályázat nyújtott segítséget.

DIVISION OF QUATERNARY FORMATIONS AND THEIR CHARACTERISATION BASED ON PHYSICAL PROPERTIES AT THE ÜVEGHUTA SITE

LÁSZLÓ ZILAHÍ-SEBESS*, PÁL LENDVAY* AND GÁBOR SZONGOTH**

*Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**Geo-Log Ltd., H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Keywords: correlation, Hungary, loess, magnetic susceptibility, paleosols, resistivity, saturation, sedimentary cover

To study the Quaternary sedimentary sequence overlying the granite in the vicinity of the Üveghuta site, integrated well-logging measurements in 10 boreholes were made available for research. We have divided the loess sequence into palaeoclimatic cycles based on electric measurements, while from the susceptibility measurements the paleosol horizons were identified. On the basis of this we have prepared the correlation between the Quaternary formations which has been presented in an axonometric (3D) format as well. We have determined the hydrogeological properties (porosity, water saturation) of Quaternary formations from the well-logging measurements.

1. Introduction

During the investigation of the vegguta site for storing low- and intermediate-level radioactive waste, the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (ELGI) and Geo-Log Ltd. was asked to carry out well-logging measurements and their interpretation. During the performance of this task we succeeded in developing a rather detailed image on the Quaternary loess sequence, the weathering crust of granite and fracture zones of the fresh granite. In this volume a study is dedicated to each of these three topics. In this study the division and characterisation of the Quaternary sequence will be discussed.

The Üveghuta granite is overlain by 40-60 m thick loess sediment deposited during the Pleistocene ice age, so outcrops of granite can be found only in the valleys in the study area. Due to the unconsolidated nature of the rocks, there is a close connection between the lithological and geotechnical information in the Quaternary sequence. Lithological boundaries are at the same time permeability categories, therefore the hydraulic image of the overburden is closely related to the stratigraphic conditions, and they can be understood by means of correlation. Although the water flow is vertically downward in the three-phase system, hydraulic conduction directions are influenced by the position of permeability barriers, *i.e.* of clayey horizons, so therefore correlation of paleosol horizons might also contribute to the construction of a hydrogeological model. The overlying sedimentary sequence lies mostly above the groundwater table. Therefore in most cases it is dry, thus the layers are more or less saturated with fluid only in the vicinity of the borehole. Water saturation can be calculated from the well-logging measurements and it is – if we take into account the disturbing effect of the drilling fluid –

partly characteristic for the original state of the individual layers, as well as of their permeability.

The geological columns of the boreholes drilled on hill-sides may be so much disturbed due to the landslides and soil slips that they are not suitable for correlation. For division of loess into layers one needs a sufficiently undisturbed layer sequence, which may occur only in the case of boreholes drilled on hilltops. In the following sections we discuss how cyclic changes in resistivity logs follow the individual periods of loess formation, then how the paleosols formed in the individual cycles can be detected by magnetic susceptibility measurements. Later we study how the calcareous concretionary horizons developed within the loess appear on the geophysical well-logs. In Chapter 5 the individual cycles are studied on the basis of cross-plots constructed from the most characteristic well-logs. Correlation between the 10 available boreholes is shown in figures, then the horizons are identified with geological units as well. In Chapter 8 the hydrogeological conclusion which can be inferred from the measurements is studied, and finally a 3D axonometric representation of the geological model of the site is presented.

2. Cyclic variation of electrical resistivity in the Pleistocene loess sequence

The electrical resistivity in the Pleistocene loess sequence shows cyclic variations as a function of depth at several places, thus also at Üveghuta (*Figure 1*). The shape of these cycles resembles regression cycles because the electrical resistivity increases upwards with depth. Taking into account the aeolian origin of loess, which has been modified only by subsequent geochemical alteration asso-

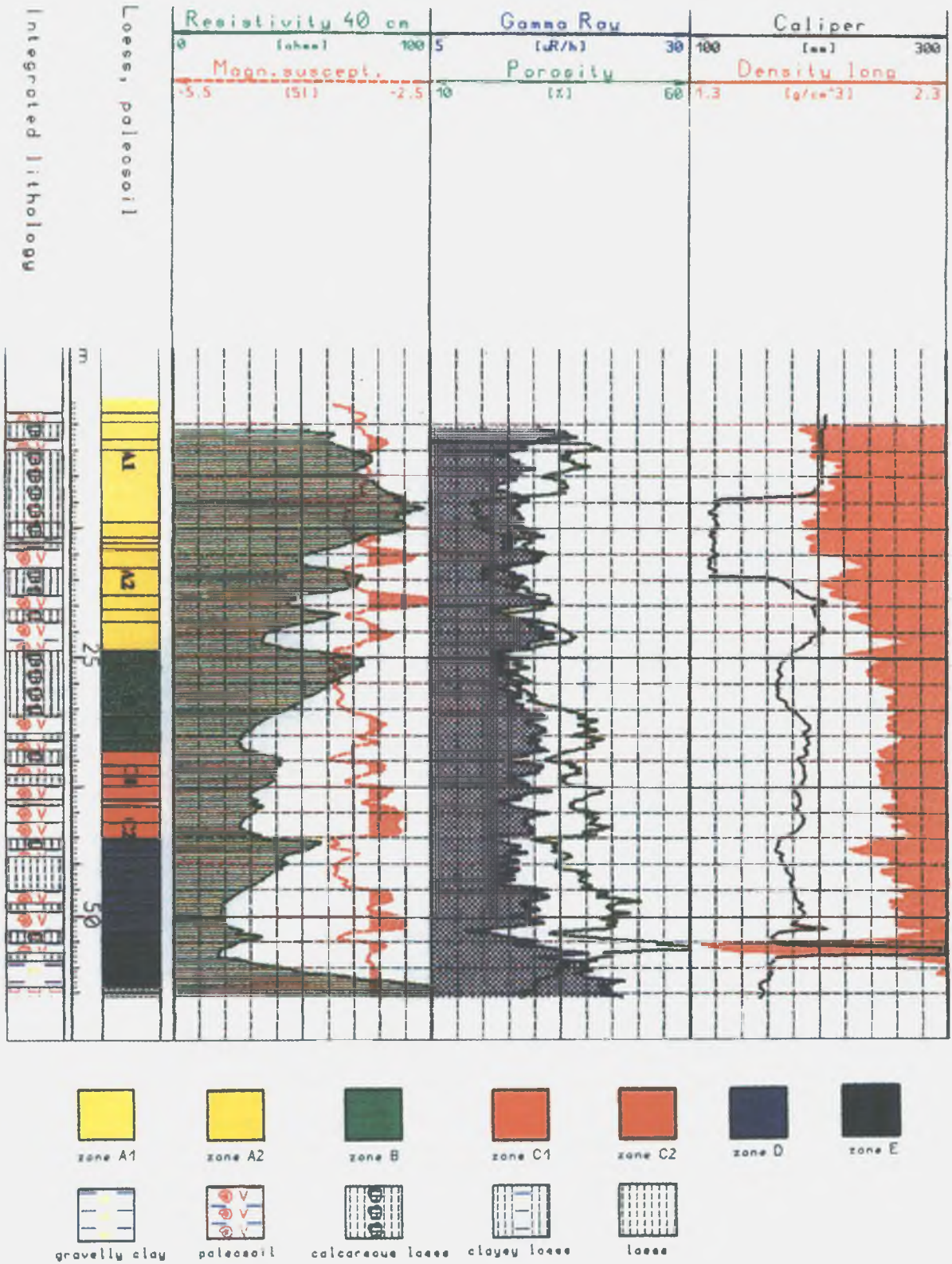


Figure 1. Logs of well Üh-2

1. ábra. Az üledékes fedőszlet tagolása az Üh-2 fúrásban

ciated with paleosol development, the upward coarsening of grain-size is impossible in the traditional sense of terms such as regression cycles. Increase in resistivity is, however, also related to the decrease in specific internal surface, and in this case it can be linked to an increase in lime content. Lime content decreases downwards as a function of the distance from the lime accumulation horizon of paleosols. Accordingly a complete cycle is recognisable in the electrical resistivity log with downwardly increasing clayey character and decreasing lime content which develops only when the concretionary horizon of the paleosol is underlain by a sufficiently thick loess sequence. Otherwise, if the calcareous, concretionary horizon in the paleosol were underlain by clay, due to its low resistivity no cyclic change could be seen.

Cyclic changes in electrical resistivity are linked to formation periods of thicker loess layers, but their boundaries do not coincide with them. While the lower boundary of loess formation period falls at the top of a paleosol horizon, the lower boundary of a geoelectric cycle follows the surface of the lime accumulation belonging to this. Thicker loess sequences accumulated in periglacial areas during the glacial periods, therefore cyclic changes in resistivity are basically related to large-scale climate changes in the Pleistocene.

3. Identification of paleosol horizons based on the magnetic susceptibility measurement

For a stratigraphic division of Pleistocene loess the identification of paleosols as climate indicators is important (FLORIDO *et al.* 1999). Paleosols developed during the interglacial periods of milder climate – possibly during the interstadial phases – overlying the earlier accumulated loess, thus each of them can be considered a chronostratigraphic horizon, therefore their identification is essential from the viewpoint of tectonic interpretation as well.

Magnetic susceptibility of sedimentary rocks is very diverse, depending on the fraction which is the main carrier of magnetisation. In sedimentary rocks, and thus in soils too, hematite occurring in the clay fraction is frequently the main magnetic mineral and not the magnetite in the silt fraction. Hematite grains of micron size constitute superparamagnetic particles of single domain in clay, so therefore its magnetisation is relatively high (O'REILLY 1984).

Based on a comparison with the geological layer sequences, upper A and B horizons (pedogenic horizons) of paleosols in the loess sequence give the positive magnetic anomaly, while the magnetic susceptibility of horizon C, which is the horizon of lime accumulation, does not differ from that in other part of loess.

Loess itself contains few magnetic minerals (its susceptibility is about $(3\text{--}5) \cdot 10^{-4}$ SI unit), thus paleosols which can be magnetised to almost one order of magnitude higher give in the magnetic susceptibility log a characteristic, positive anomaly (Figure 1).

The cyclic repetition identifiable in the resistivity logs can be recognised with more difficulty or cannot be identified at all in the magnetic susceptibility log, although this kind of measurement is the most suitable for detecting paleosols. The number of paleosols can be even 15–18, *i.e.* much higher than that of the major periods of loess formation, because more soil-forming cycles might exist within one interglacial period. Due to the fluctuation of climate it could be interrupted by several more or less cooler, short periods of loess accumulation which were unfavourable for soil formation, thus soil formation within the same interglacial was not continuous. The phenomenon might be associated with the quick changes in climate (flip-flop mechanism) within the interglacial and interstadial periods (such changes might take place partly during the glacial periods as well, *e.g.* MAZAUD *et al.* 1999). If the loess depositional period was short, and in the meantime erosion also occurred, the loess accumulating over the older soil might be completely transformed to soil during the next break in loess formation. As a result, the paleosols formed within the same interglacial for the most part directly overlie each other due to the soil forming process during erosion, and represent the lower, low-resistivity part of the period identifiable on the electric resistivity log.

The situation is made more complicated by the fact that the paleosols can overlie each other too when the layer sequence is not completely continuous, due either to landslide or hidden erosion horizons. These later disturbances to the sequence can frequently be deduced only from correlation between the boreholes. Summarising, the magnetic susceptibility measurement is suitable to identify such changes of short period which otherwise could be only poor or not distinguished with other measurements.

4. Calcareous horizons in loess

The calcareous concretionary horizons in loess are linked with the calcareous C horizons of paleosols. Effective porosity of the calcareous concretionary horizons closing the cycle is relatively high. Therefore it is possible that density changes are contrary to those of electrical resistivity. Presumably, compaction within one cycle is stronger in less calcareous formations. This difference in compaction can explain why density increases downwards in some cases within one and the same cycle. This effect can be observed in spite of the fact that increase in diameter and cavity formation at clayey sections has just the opposite effect, because due to this, the measured apparent density could be lower than the real one, and the effect of the larger cavities cannot be successfully corrected completely (Figure 2).

As with electrical resistivity, the individual paleosol horizons cannot be identified by neutron porosity. The neutron porosity is higher in the moisture-bearing layers than in the drier calcareous layers. Due to their clay content the natural gamma-radiation level of paleosols is relatively

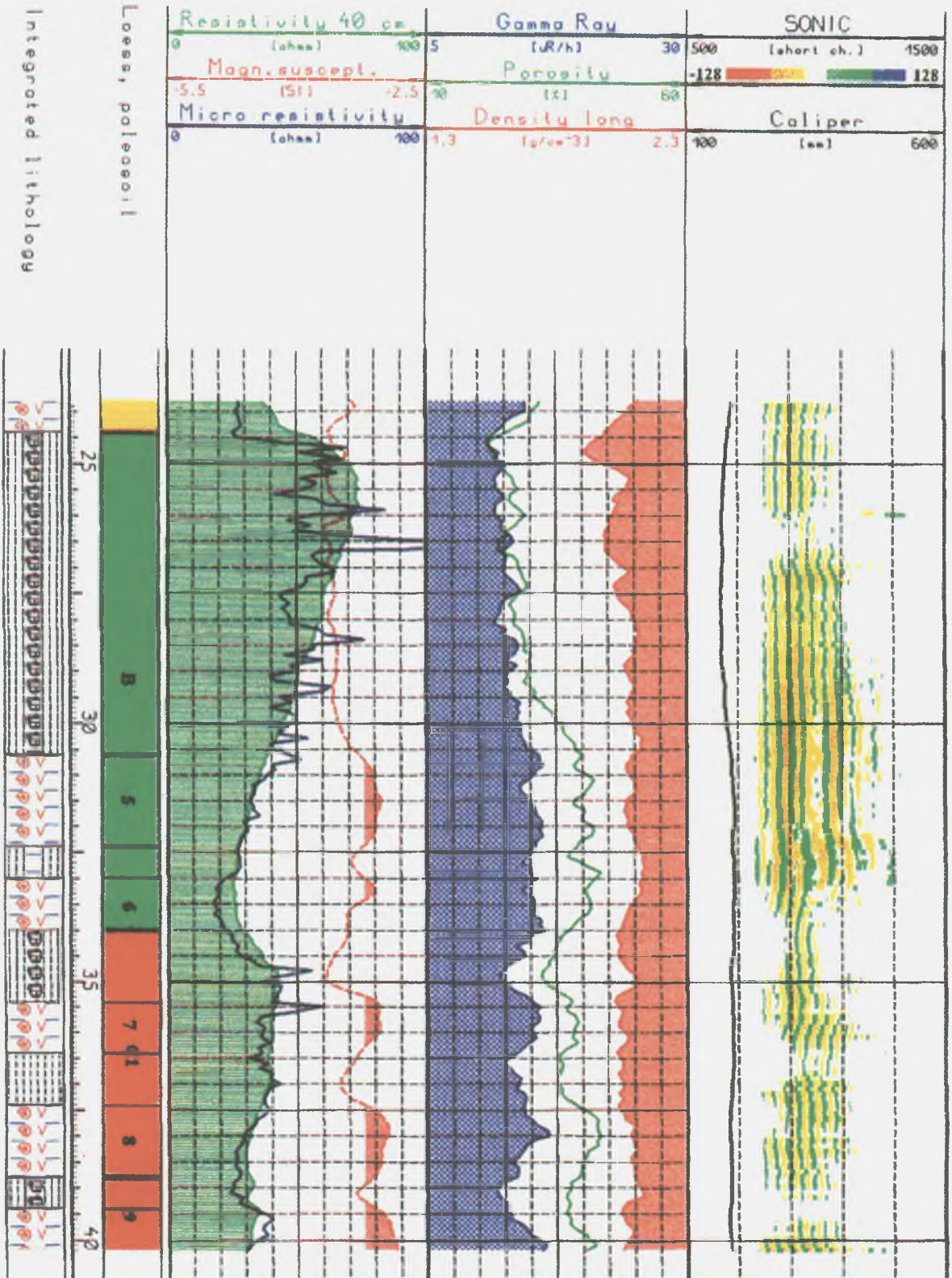


Figure 2. Detail of Figure 1

2. ábra. Paleotalajok kijelölése az elektromos ellenállás ciklusában

higher than that of loess, but they cannot always be easily separated from the non-calcareous, concretionary loess.

Sequences containing calcareous concretionary horizons are distinguished from their surroundings by a negative anomaly. The very thin horizons can be detected with micro-resistivity measurement only (sound length of 2.5 cm; Figure 2). The calcareous concretionary horizons are distinguished from their surroundings by their higher resistivity. It turns out from the micro-resistivity curve that the lime content does not decrease regularly downwards, and the smooth curve is probably due to averaging effect of the larger sound spacing of other methods. The significance of this finding is that the water conducting ability of non-paleosol loess can also be anisotropic.

In sandy to clayey sequences deposited in water, positive anomalies of natural gamma radiation are caused by the accumulation of clayey sediment higher in radioactive elements at the expense of the inert, coarser fraction. A relationship to the grain size is the result of selective physical and chemical alteration processes taking place during transportation. In loess of aeolian deposition there is no such sorting, therefore in our opinion loess can be characterised by a uniform natural gamma level in which negative anomalies are caused by the leaching phenomenon associated with the formation of calcareous concretionary horizons, *i.e.* they have developed as a consequence of a destructive process. The natural radioactivity level of clayey loess residues which have not been converted to soils, lying between the individual soil horizons, is very similar to that of paleosols, therefore natural gamma is a less effective tool than magnetic susceptibility for distinguishing paleosols.

5. Selection and characterisation of cycles

Based on the electrical resistivity logs, periods marked with **A, B, C, D, E** have been distinguished, which represent the major sediment formation units with some shifts. Periods **A** and **C** are divided into two parts. The paleosol horizons that can be correlated are marked out according to the susceptibility with Arabic numerals (Figure 2).

The cycles identified on the basis of logs are considered to be units or formations which consist of a series of subsequent palaeofacies, and represent a continuous series of physical, chemical and geological events. The latter ones are reflected on geophysical well-logs and this is the basis for correlation. The beginning and end of the real sedimentological cycles are striking, therefore the boundaries of the geophysical correlation units do not coincide with them. The paleosol which starts the cycle really belongs to the older cycle, from geological point of view.

In addition to the geophysical log, the image identified on the basis of a log shape relationship between the physical parameters, is also characteristic for a formation. The splines which can be fitted to the cross-plots, and the shape

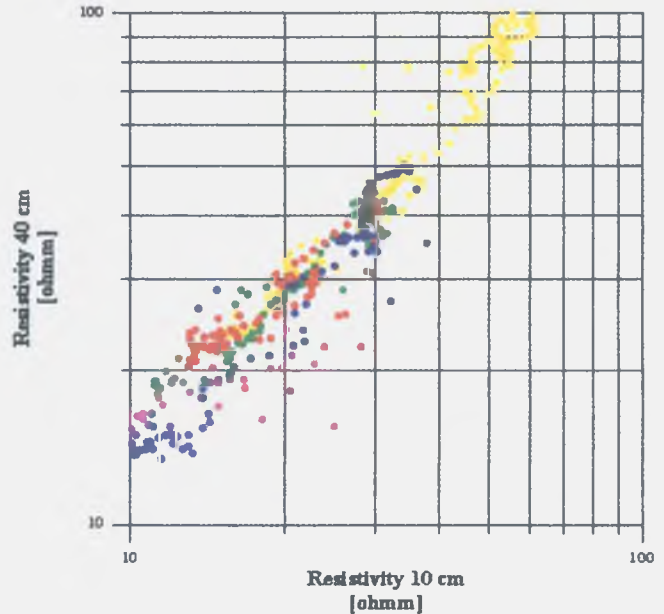


Figure 3. Resistivity diagram (10 cm – 40 cm)

yellow = A, green = B, red = C, blue = D, lilac = E cycle

3. ábra. Ellenállásmérések diagramja (10 cm – 40 cm)

sárga = A, zöld = B, piros = C, kék = D, lila = E ciklus

of point assembly are repeated with a high degree of certainty in layer sequences belonging to the same formation.

Figure 3 shows that only points corresponding to the uppermost sedimentation cycle (**A**) deviate significantly from the linear relationship between the electric measurements of two different penetrations, because the resistivity measurements of deeper penetration better record the incompletely saturated part of the space surrounding the borehole. The minimal resistivity of the two lower cycles (**D** and **E**) is lower than that of the overlying sediments because in these the paleosols and the clayey loess are presumably more water saturated than the overlying layers. This might be justified both by their deeper location and by their lower permeability due to the stronger compaction. The minimum resistivities in the lower cycles are also lower, which may be caused by their higher clay content as well, and was indicated by geological laboratory studies (KOLOSZÁR and MARSÍ 1998a, b). The low-resistivity points deviate from the straight line drawn upwards in each period, because the resistivity of low-permeability but partly dried out clayey layers is lower close to the borehole due to the soaking.

Figure 4 shows the cross-plot of two density measurements with two sound spacings *i.e.* with two different penetrations. It is striking that the points of sedimentation cycle **A** significantly deviate downward from the ridge line (the shorter tool of smaller penetration measures higher density). This can be explained by the dryness of layers, and supports the interpretation of Figure 3.

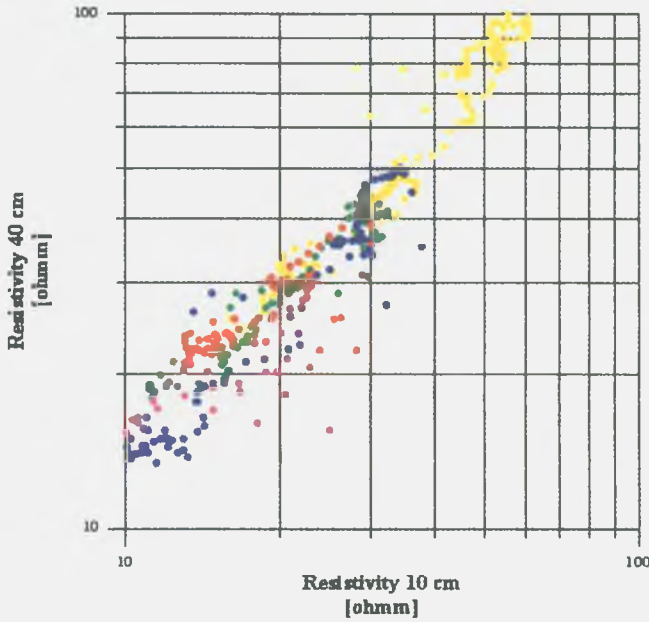


Figure 4. Density diagram (17 cm - 37 cm)

Legend on Figure 3

4. ábra. Sűrűségmérések diagramja (17 cm - 37 cm)

Szinkulcs a 3. ábrán

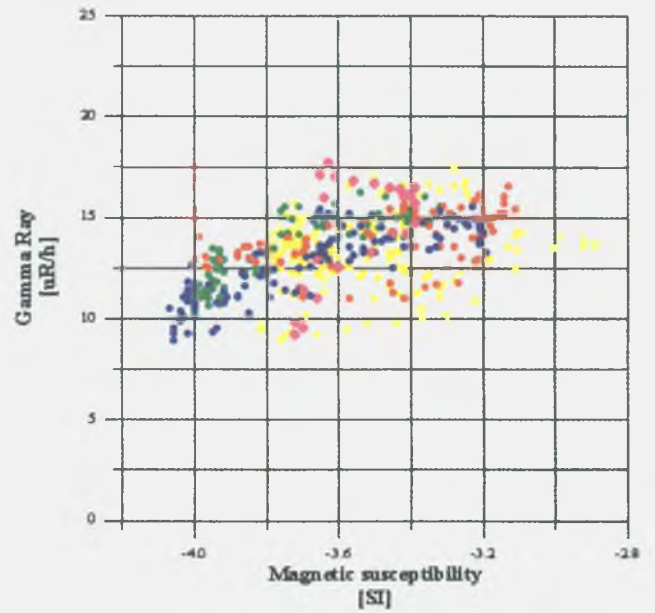


Figure 6. Susceptibility-Gamma Ray crossplot

Legend on Figure 3

6. ábra. Természetes gamma mint a mágneses szuszceptibilitás függvénye

Szinkulcs a 3. ábrán

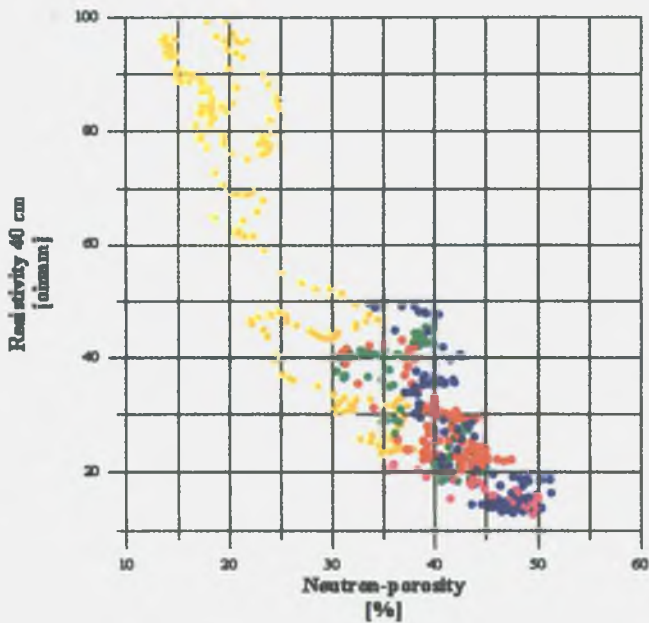


Figure 5. Porosity-Resistivity 40 cm crossplot

Legend on Figure 3

5. ábra. Elektromos ellenállás mint a neutronporozitás függvénye

Szinkulcs a 3. ábrán

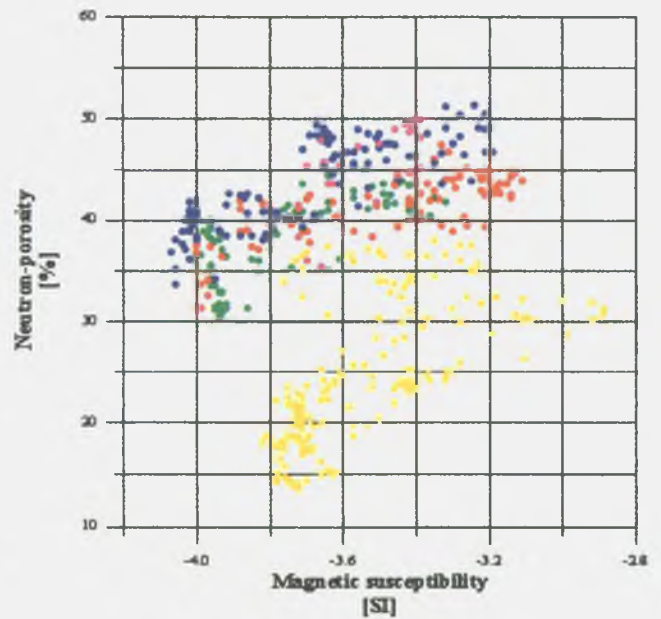


Figure 7. Susceptibility-Porosity crossplot

Legend on Figure 3

7. ábra. Neutronporozitás mint a mágneses szuszceptibilitás függvénye

Szinkulcs a 3. ábrán

Figure 5, the neutron porosity – electric resistivity cross plot, shows the separation of sedimentation cycle A. A close connection can be observed between the neutron porosity and logarithm of the electrical resistivity. The points of sedimentation cycle E (Tengelic Clay, lilac) correspond to the clayey paleosol part of cycle D (blue), *i.e.* E is more clayey than D. The relationship is almost the same for cycles B and C, which are similar to each other rather than to the formations over- or underlying them.

Figure 6 shows that the orientation of the point assembly of cycle E deviates from that of the others, *i.e.* in a statistical sense the relationship is different between these two parameters. This can be linked to the deposition conditions of the Tengelic Clay which were different from that of the loess. The relationship which is valid for the paleosol part of C ($k > 10^{-3.6}$ SI unit) is similar to that of E.

In the magnetic susceptibility – neutron porosity cross plot (Figure 7), point clusters of cycle B (green) and cycle C (red) almost overlap each other, which also suggests the similarities established already, based on Figure 5. Point clusters of cycles A, B, C, D all show parallel trends with each other. Point assembly of cycle D (blue) – presumably the old loess – is located above the others. This suggests a higher degree of compactness and higher bound water content. The trend connection characterising the cycle E, *i.e.* the Tengelic Clay (lilac) strongly differs from that of other parts of the Quaternary sequence, which suggests material of different origin.

6. Correlation within the Quaternary sequence on the basis of well-logging measurements

Well-logs reflect the evolutionary history with a characteristic pattern, which characterises the given sedimentary formation.

In general, the curve pattern starting in the vicinity of the formation boundary can be considered a characteristic signature, thus by means of well-logs the question of over- or underlying can be answered as well.

When correlating paleosols it is fundamental that not only thickness and spatial position of soils are considered, but the log shape itself is also taken into account at the individual anomalies. The curve shape is characteristic not only of the whole sequence, but of the individual layers as well. It can be considered an individual pattern which was formed by the natural process by which it was formed. The accompanying layers, or structure within the layer, are characteristic of a paleosol layer, and define the individual finger print. Measuring magnetic susceptibility with sound length of 20 cm and sampling interval of 10 cm gives us more information. Taking into account the disturbing effect of landslides, correlation of erosion is more reliable if paleosols are not considered individually, but as members of a certain period, because the soil horizons possibly omitted, or those appearing as extra can more easily be classified.

Summarising, we conclude that the pattern provided by the resistivity and magnetic susceptibility curve groups is a basis for identification, because due to its richness in detail it is such an individual feature of a specific sequence that it may be possible to identify a simultaneous sequence of events taking into account the nature of aeolian sedimentation.

Correlation between boreholes is aimed at matching the sequences marked A, B, C, D, E, and within them the paleosols. In Table 1 the elevation of those sequences which can be correlated, and the paleosols can be seen. Correlation between the boreholes is shown in Figures 8 and 9.

Quaternary layers of boreholes can generally be correlated with each other, while Boreholes Üh-1 outside the selected site and Üh-4 drilled in a slope setting significantly differ from the rest, therefore the reliability of correlation with these two boreholes is less than the correlation between the other boreholes (Table 1 and Figures 8 and 9). In Borehole Üh-1 sediments of the interval C are supposedly missing and only the lower part of interval B can be found. Similarly interval A at Üh-1 is also weaker compared with the other boreholes. In the geological column of Borehole Üh-1, period C is completely missing according to the correlation and the geological column of this borehole can only be correlated with difficulties with the others, probably due to the disturbed conditions. The surface of the granite is 15-20 m higher in Borehole Üh-1 than in the other boreholes.

In Borehole Üh-4 the surface of granite is practically at the same altitude above sea level as in the other boreholes and all layers are at about the same altitude with a deviation of about 1 m upwards, up to the paleosol marked 10, as in Borehole Üh-2. Based on this the altitude of the terrain where Üh-4 was drilled has been lowered only by erosion, and it is very likely that no tectonic movement took place between the two borehole sites. According to the well-logs it seems that only the upper 8 m is a soil slip sediment which cannot be correlated.

Paleosols are missing from zone A1 of Boreholes Üh-5 and Üh-8, therefore it is very likely that this horizon is re-sedimented here. Zone A1 of Borehole Üh-7 is also thinner (9.8 m) than in Boreholes Üh-2 and Üh-6 (12 and 15.6 m, respectively), where zone A1 contains two paleosols as well. The layer overlying the paleosol marked -2 in Borehole Üh-6 is thicker than that in Borehole Üh-2, which accounts for most of the difference between the thickness of zone A1 in the two boreholes.

In Borehole Üh-5 only the calcareous-concretionary part of zone B exists, and its top is at the same altitude with a difference of 0.4 m from the top of B in Borehole Üh-2. According to KOLOSZÁR *et al.* (2000), the oldest loess horizon of the Mende-Basaharc sequence – the Mende Base – and the overlying paleosol are missing in Borehole Üh-5. A hiatus caused by erosion can also be found by means of correlation according to the well-logs. For example, zone B of Üh-5 is thinner by 5.4 m than Üh-2, while the top of granite is 5 m higher than in Üh-2 (Figure 9). Therefore

Table 1

Correlation between Boreholes Üh-1, -2, -3, -4, -5, -6, -7, -8, -22 and -23

Interval code*	Üh-1	Üh-2	Üh-3	Üh-4	Üh-5	Üh-6	Üh-7	Üh-8	Üh-22	Üh-23	Sequence
A1	274.0	280.7-268.7	279.6-268.6	246.6	281.3-?	276.2-261.6	269.9-260.1	270.1-267.3	281.2-269.8	277.2-254.2	
-2		279.3-278.4	278.0-276.7		?	272.0-271.0	266.6-265.1				
-1		276.7-275.7	276.4-275.4		?	270.4-269.4			279.2-277.8		
A2			268.6-260.1		?-255.9	261.6-249.2	260.1-252.7	267.3-253.5	269.8-258.3		
1	270.4-269.0	267.3-266.7	267.8-267.2	A2	274.0-256.2	268.7-256.3			269.6-269.0		
2	269.0-267.4	266.1-264.3	267.2-266.4		265.1-263.9	259.4-257.8	259.5-258.0	266.3-264.5	268.5-267.0		Dunaújváros
3	260.2-259.2	261.7-260.3	264.6-263.6		262.1-260.7	255.0-253.2	256.5-255.3	257.1-256.5	263.9-262.3		Mende-Basaharc
4	258.4-257.4	259.1-256.3	262.6-260.1		258.3-256.5	251.6-249.2	254.3-252.7	255.6-253.8	261.2-258.5	257.2-254.5	
B	256.2-252.7	256.3-246.7	260.1-252.6		255.9-251.7	249.2-239.8	252.7-245.0	253.5-246.3	258.3-248.6	254.2-244.2	
5	255.0-254.4	250.1-248.3	256.0-254.6		no	242.8-241.2	248.1-	249.6-247.5	251.6-250.2	247.9-246.2	
6		247.7-246.7	253.9-252.6		no	240.4-240.0	245.0	247.1-246.3	249.8-248.5	245.7-244.7	Mende Base
C1	no	246.7-241.9	252.6-247.6		251.7-247.7	239.8-235.8	245.0-239.4	246.3-243.5	248.5-243.8	244.2-239.4	Paksi-II
7		245.3-244.3	251.2-250.1		251.7-250.7	239.8-239.0		245.9-245.6	247.4-246.2	242.9-241.4	
8		243.3-	248.8-		249.5-	238.1-237.2	243.5-242.6	244.8-	245.2-244.6	240.8-240.2	
8/a		241.9	247.6		248.9		241.3-240.0	243.5	244.6-244.0	240.2-239.2	
C2	no	241.9-238.1	247.6-244.0	?-237.1	247.7-244.6	235.8-231.0	239.4-236.3	243.5-239.6	243.8-240.5	239.2-235.7	
9		241.3-	247.0-		247.7-	235.8-235.2		242.7-	243.4-242.8	238.7-	
9/a		239.7	245.6		246.3	234.8-234.5		241.5	242.8-242.0	236.7	
10		239.7-238.1	245.0-244.0	238.6-237.1	246.3-244.6	233.8-232.2	239.4-	241.1-	241.8-240.6	236.7-	
10/a						232.2-231.0	236.5	239.6		235.7	
D	252.7-246.0	238.1-229.2	244.0-233.2	237.1-230.3	244.6-234.1	231.0-223.6	236.3-226.7	239.6-232.9	240.5-231.2	235.7-227.0	
11	252.7-251.7	237.1-236.3	242.9-242.1	no	243.5-242.9	229.8-228.8		238.9-237.9	239.2-237.8	234.5-233.5	
11/a									237.0-236.5		Paks-II
12	248.6-247.0	233.1-231.9	239.0-237.6*	233.8-232.6*	239.7-238.3	226.4-225.2	231.8-228.9	235.1-234.1	235.3-233.6	230.7-229.0	Paks-I
13	246.7-246.3	231.1-229.2	234.6-233.2	231.8-230.3	236.1-234.1	224.0-223.6	228.4-226.9	233.1-232.9	233.2-231.8	227.9-227.0	Paks-I
E	246.0-244.0	229.2-223.7	233.2-230.6	230.3-226.9	234.1-228.7	223.6-219.2	226.7-223.5	232.9-229.6	231.2-228.2	227.0-223.2	Tengelic
14	245.0-244.5	228.1-227.1	232.6-231.1	229.4-228.2	233.3-232.5	222.4-221.6		231.7-230.7	no magnetic susceptibility measurement		
15	no	no	no	no	no	220.8-219.7	no	no			

* In leftmost column, cycles on electric resistivity curves indicated by letters A, B, C, D and E. Paleosol horizons identified in magnetic susceptibility indicated by Arabic numerals. Altitudes indicated in metres above Baltic Sea.

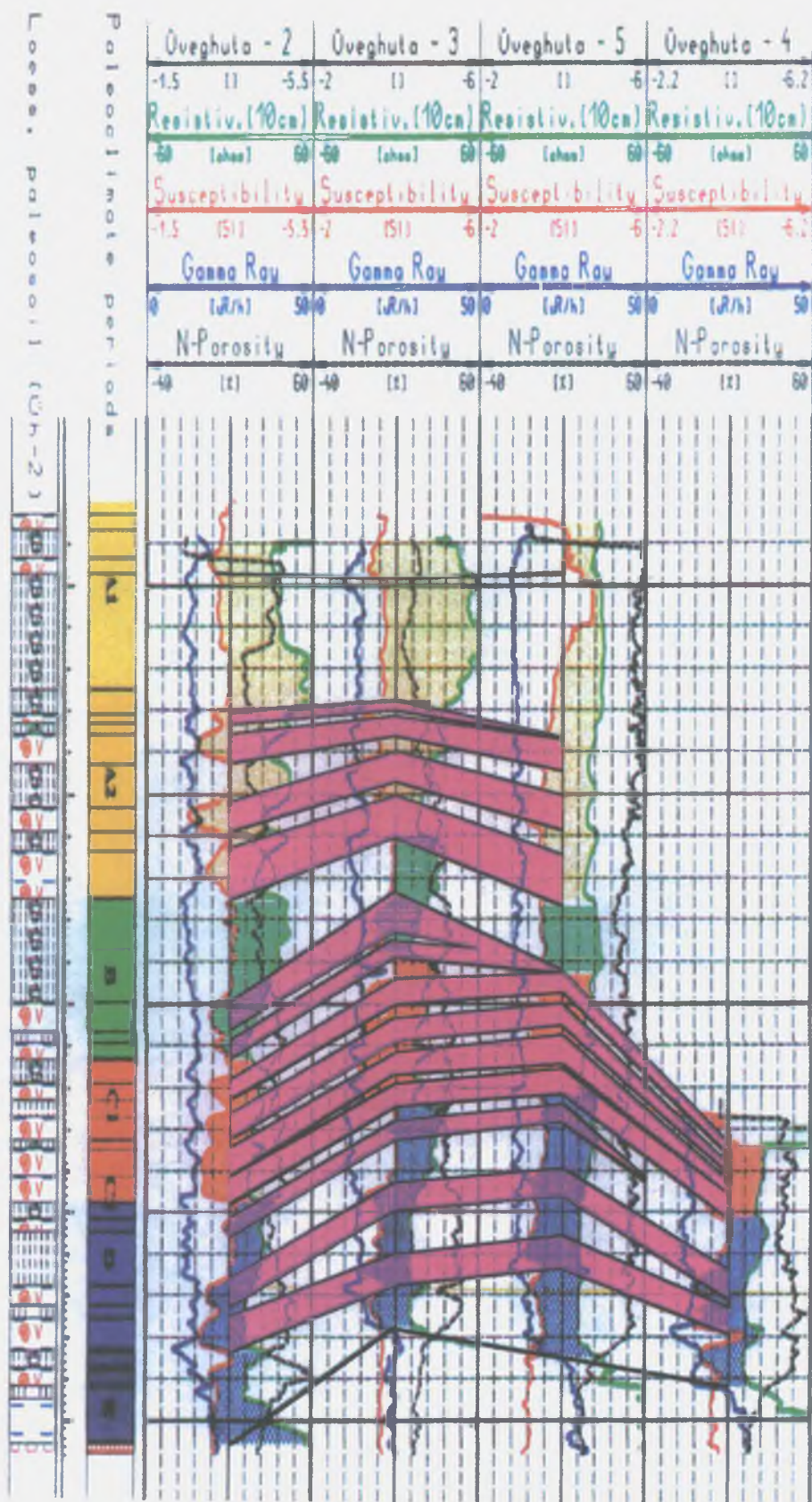


Figure 8. Correlation plot along the closed profile Üh-2, Üh-3, Üh-5, Üh-4

8. ábra. Korreláció zárt vonal mentén (Üh-2, Üh-3, Üh-5, Üh-4)

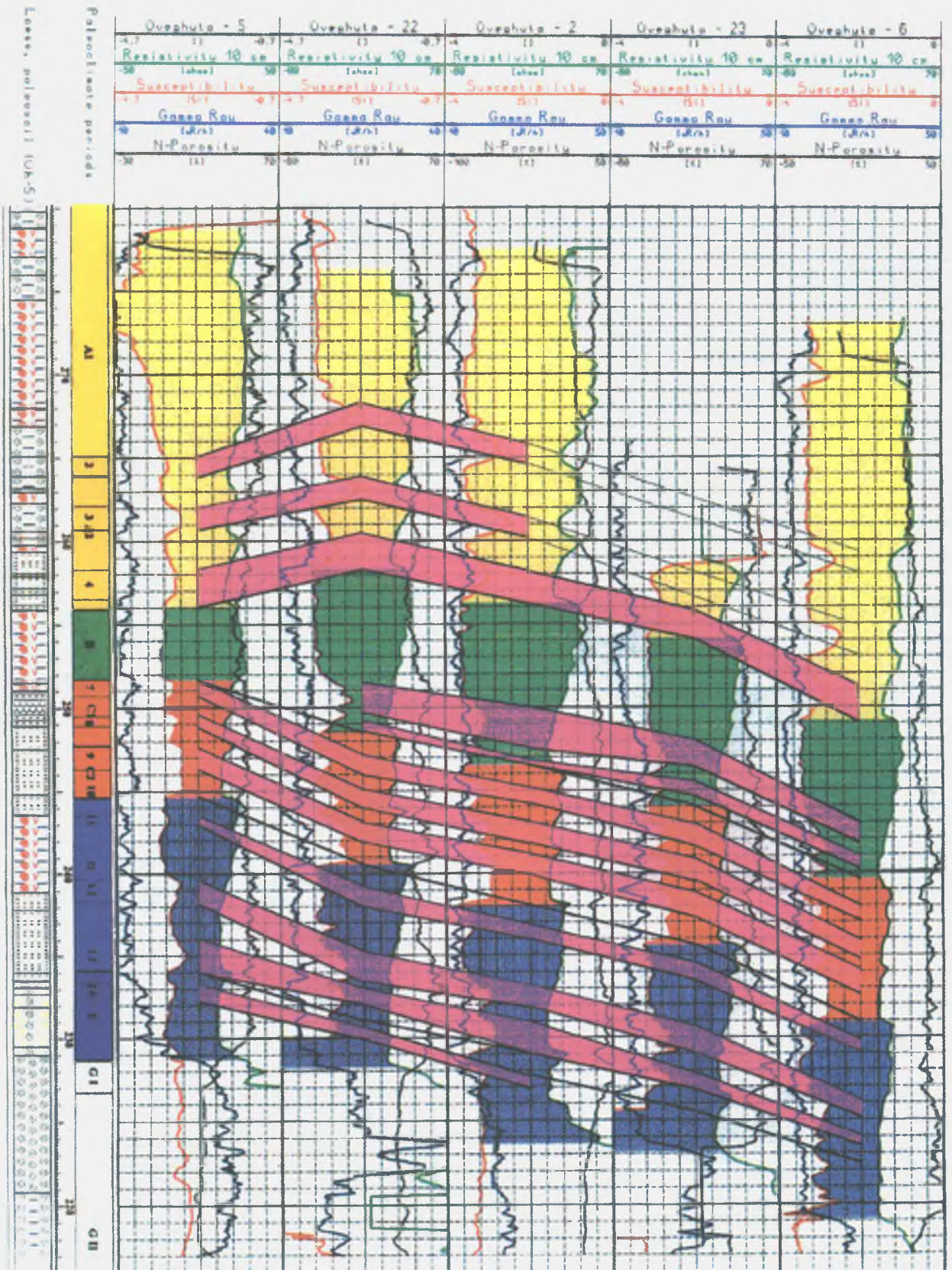


Figure 9. Correlation plot along South-North profile Üh-5, Üh-22, Üh-2, Üh-23, Üh-6

9. ábra. D-É irányú szelvény (Üh-5, Üh-22, Üh-2, Üh-23, Üh-6)

the last tectonic tilt can be put after the formation of C1. This, however, did not affect the upper part of zone B. Although the slope angle resulting from the elevation difference of 5 m along the separation between the boreholes is less than 1°, but because all the paleosols tilt in the same direction, some tectonic tilt can be assumed.

Paleosol marked 15 can be found in Borehole Üh-6 only. In Borehole Üh-3 the granite basement lies 6.9 m higher than in Borehole Üh-2. This difference fluctuates between 5.7 and 5.9 m from the bottom of paleosol marked 12 to the top of paleosol marked 5. The difference in correlation below the paleosol marked 12 is only 4 m between the two boreholes. We assume that originally as a result of an earlier displacement the paleosols below the one marked 12 in Üh-2 were in a higher position. From the paleosol marked 5 to the top of paleosol marked 3, the layers in Üh-3 are only about 3 m higher than in Üh-2, while this difference decreases to 0.5 m at paleosol marked 2. Based on this it can be stated that between Boreholes Üh-2 and Üh-3 events twice took place which influenced the stratification. In the correlation figures (Figures 8 and 9) it can be seen that the paleosol layers tilt from SW to NE, similar to the surface of the area since the Miocene.

Within the selected site there was no faulting during the period of loess deposition. This is deduced from the undisturbed, parallel position of paleosols older than B along the whole correlation line. It is noted that the boreholes are not equally spaced, therefore the break in the layers in the figure is only apparent between Boreholes Üh-5 and Üh-22.

7. Correlation with the geological units

According to preliminary information from Borehole Üh-6 (KOLOSZÁR *et al.* 2000, KOLOSZÁR and MARSÍ 1999) the lower boundary of Dunaujváros Loess in cycle A2 falls on the lower boundary of paleosol 2. This information was used in the correlation of the other boreholes. The lower boundary of Mende-Basaharc Loess coincides with the lower boundary of paleosol 11 in cycle D, while the lower boundary of Paks Loess coincides with the lower boundary of cycle D, and cycle E means the red clay horizon before the loess. Palaeomagnetic studies do not preclude identifying cycle E as the Tengellic Formation, but above this there is no magnetic field reversal (LANTOS 1997), *i.e.* there is no zone of stable reversed polarity in the Quaternary sequence.

8. Hydrogeological conclusions that can be drawn from well-logging measurements in boreholes

It can be observed in the case of each borehole that the average resistivity of cycles decreases with depth, this is caused by the increase in water saturation of the space around the borehole. Based on the neutron porosity, density and natural gamma logs in Borehole Üh-2, a three-com-

ponent lithological composition was calculated (fourth column in Figure 10). Within the individual cycles the highest values of clay content are associated with the resistivity lows, although resistivity not only of sand but also of layers classified as clay decreases. From radiometric measurements we calculated the apparent fluid density (second column in Figure 10), and from this the water saturation (S_w , fifth column in Figure 10, $1-S_w$ curve). Water saturation does not include the non-reducible adsorption water content of clay and its apparent water content resulting from its OH⁻ content, because these were taken into account as matrix features. Depending on the type of clay mineral, these could result in an apparent porosity of 50%. It can be seen in the figure that the apparent fluid density and the water saturation calculated from it – considering the average of the individual cycles – increases with depth. Up to the top of cycle B, it can also be seen that within one cycle the water saturation of low resistivity, (Guard Laterolog) clayey formations is higher than that of calcareous-concretionary loess. From the above we can draw the conclusion that the clayey formations are probably also permeable, although to a lesser degree than other parts of the loess. At depths less than 25 m the clayey formations seem to be less water saturated, suggesting that their permeability is too low to allow any significant invasion during the drilling operations or time of measurement. It is very likely that the same holds true for the sequence below 25 m. From this the conclusion can be drawn that the clays at depths below 25 m were originally close to complete water saturation, while above this the clay layers had also dried out.

Omitting the density we have calculated the water saturation in Borehole Üh-2 from resistivity, neutron porosity and natural gamma set, to be and this resulted in similar,

$$\left(S_w = \sqrt{\frac{FR_w}{R_t}} ; \text{where } F = \frac{a}{\phi^m} \right)^1,$$

but slightly different values than the previous calculation (Figure 10). The major difference is that the water saturation of the permeable layers with high “sand content” is relatively low in cycles B, C, D and increases with depth to a smaller degree. The main reason for the difference is that the penetration of the applied focused resistivity measurement (Guard Laterolog) is larger in the area round the borehole than that of the nuclear measurements. The effects of invasion on the diameter of affected rock around the borehole increases due to the increasing hydrostatic pressure with depth. In the case of cycle A the algorithm

¹ S_w = water saturation, meaning the water saturation of the effective pore volume, F = effective porosity (can be filled with moveable water), R_w = resistivity of pore fluid, R_t = real rock resistivity, free from the effects of drilling fluid, a = constant, its value for loose sediments is between 0.6 and 0.8, otherwise its accurate value around 1.0 and can be determined either with laboratory tests or by optimising the parameters of the water saturation model, F = formation resistivity reducing factor (formation factor)

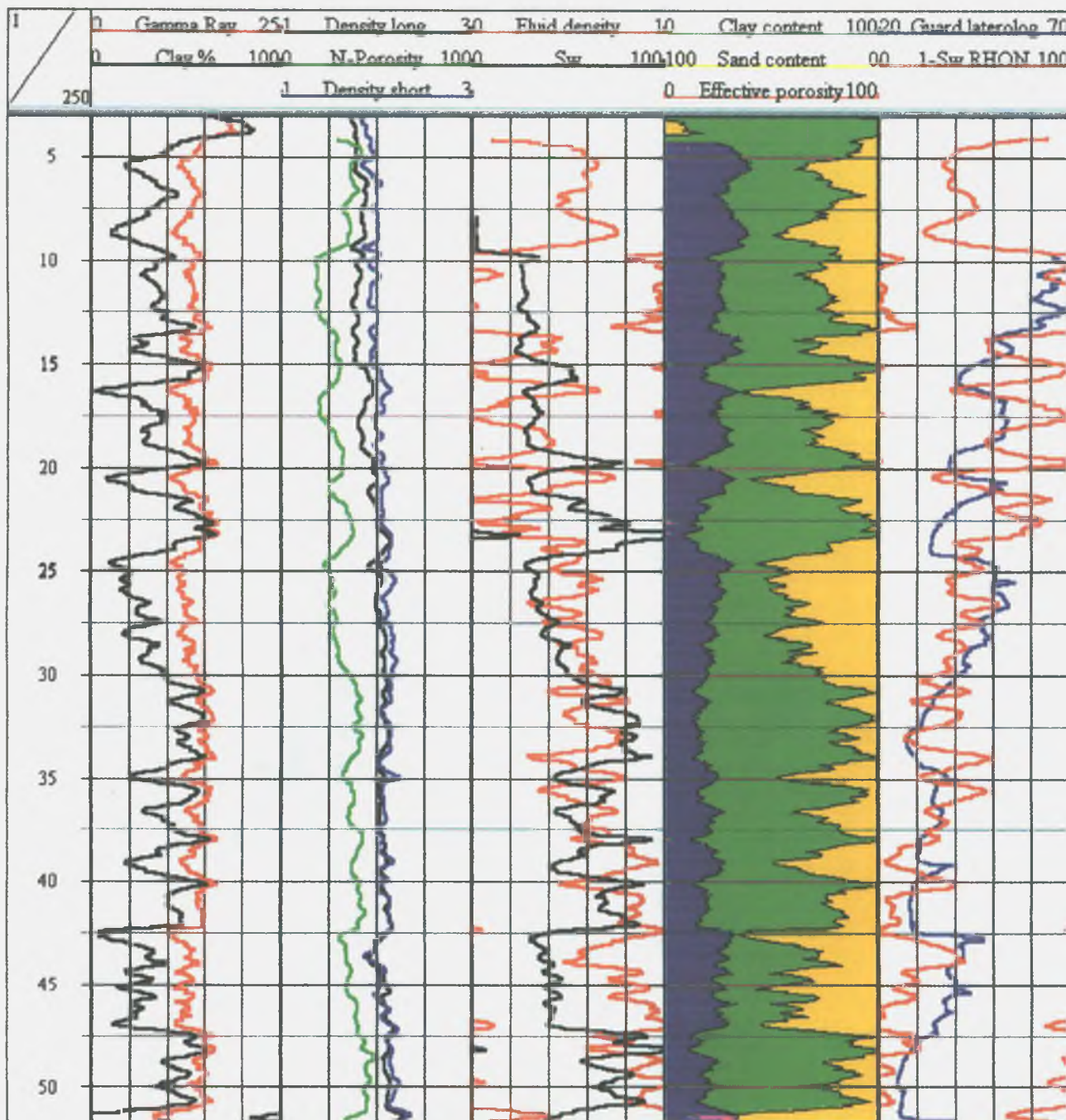


Figure 10. Lithological composition and water saturation from well logs in well Üh-2

10. ábra. A litológiai összetétel és a víztelítettség összefüggése az Üh-2 fúrásban

brings the water saturation automatically close to 100%, because we took the cementation factor² to be constant along the whole borehole, therefore the calculation was carried out with a too small resistivity reducing factor.

² Cementation factor, which is linked to the rock's cementation and as a consequence with the windings of current path: its value is about 2.

The resistivity of cycle A is also higher in resistivity curves of engineering geophysical soundings than the electric resistivity level of the other cycles, and even a general decreasing trend with depth can be observed, suggesting that the increase in water saturation with depth is independent of the disturbing effect of drilling. According to laboratory studies the clay content increases with depth,

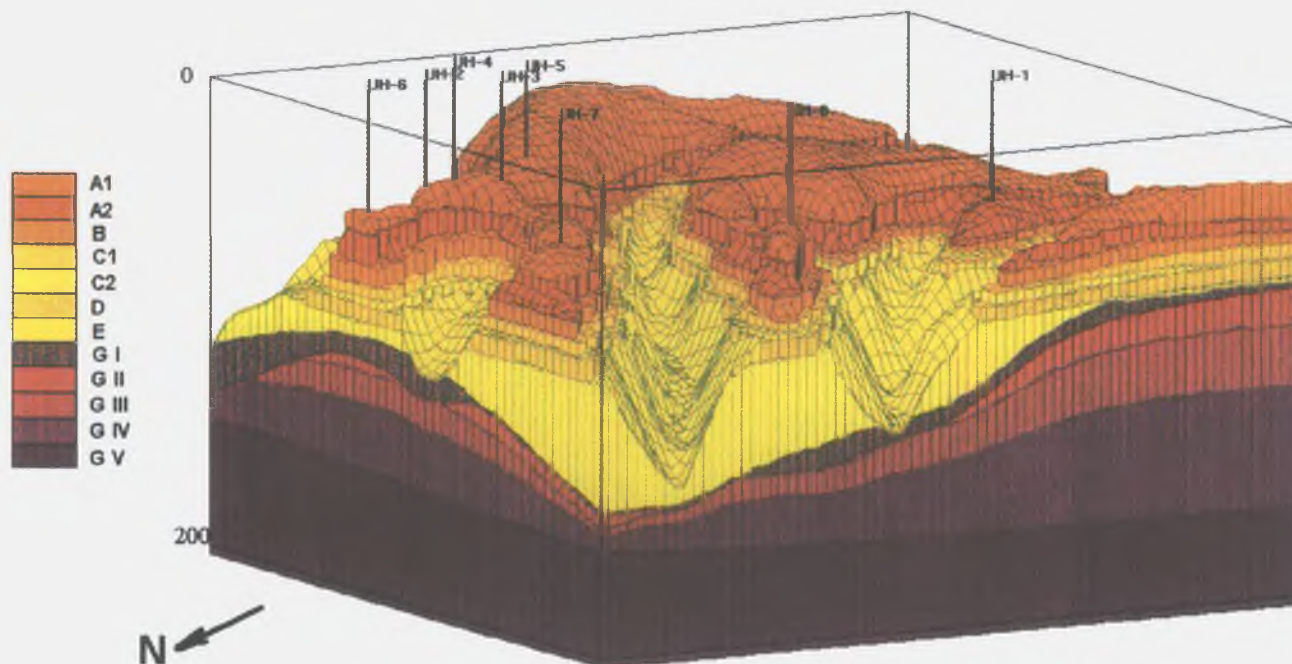


Figure 11. Geological section of the area in 3D representation

11. ábra. Az üveghutai terület földtani térmodellje

which means at the same time deteriorating permeability, an increase in specific surface, and together with this an increase in water saturation as well (even above 90%, to complete saturation), because clay dries out less easily than materials of high permeability. Well-logging measurements provide systematically lower values than the electrical resistivity measurements of engineering geophysical soundings, but this difference decreases with depth, probably due to the general increase in water saturation with depth independent of saturation with drilling fluid. Within the Quaternary sequence, upper, calcareous parts of all loess cycles indicated by the resistivity log are good water conducting zones.

9. 3D axonometric representation of the selected site

We have constructed and represented axonometrically from available well-logging, geophysical penetration sounding and refraction seismic survey data a spatial model of the area around the Üveghuta site using the program 3D View for Windows developed by Petrosoft (ZILAHÍ-SEBESS and LENDVAY 1998). The primary aim of the 3D representation was the spatial representation of units within the sedimentary sequence overlying the granite, and the stratification of alteration cover above granite. The model can be viewed from different angles, and arbitrary sections can be made from it using the computer.

The model is based on the surface of fresh granite, four weathered layers within the granite crust (ZILAHÍ-SEBESS *et al.* 1998) and seven sedimentary layers overlying the gran-

ite surface. In the model the thickness of the weathering crust as determined in boreholes drilled in the valleys was also used. Since the loess horizons were identified only in the boreholes drilled on the hilltops, the thickness of the lowest loess horizon depends on changes in the granite surface. Its top is nearly horizontal and the stratification above it intersects the valley walls. We closed the model with a plane taken arbitrarily (at a depth of 200 m). *Figure 11* shows the shape of layer boundaries extrapolated to the area, and for clarity the surface representing the present relief is also shown.

The most important result of the 3D representation, also based on the geological model, is that the lower layers of loess do not follow the surface of granite, but a continuous layer above it, and after its formation there were no tectonic movements within the site, only minor scale tilting. The E horizon of loess stratigraphy fills in the depressions in granite, and based on the interpretation of refraction seismic profiles it is very likely that the zone had already formed before the development of unit D, *i.e.* the first real loess horizon.

Since the Tengelic Red Clay linked to unit E is a pre-glacial formation, it follows that the formation of rubble is also older than the ice age.

We can conclude from this that granite was already covered before the period of loess formation. It is difficult to detect the Tengelic Red Clay with well-logging measurements because its properties make it similar to the lower loess sequence, but geological descriptions proved its presence in all boreholes (KOLOSZÁR *et al.* 2000, MARSÍ 2000).

10. Summary

To identify the larger units which can be correlated, electric resistivity measurements are the most effective. Pedogenic horizons **A** and **B** can be detected with magnetic susceptibility measurement, but horizon **C** does not differ from the other parts of loess. The top of the cycles according to resistivity actually means the top of the pedogenic horizon **C** of the overlying paleosol, *i.e.* it falls always into the interior of a paleosol.

The reliability of correlation improves if more logs are considered. Based on the geophysical well-logging correlation, stratigraphic gaps can be detected.

A horizon of the loess stratigraphy is identified as the Tengelic Clay which can be separated from the loess sequence on the basis of the 3D representation and natural gamma – magnetic susceptibility relationship. From a geological viewpoint the resistivity high at the top of cycle **E** is part not of the Tengelic Clay, but it is the horizon of lime

separation within the lowermost paleosol of the loess sequence. According to the 3D representation, the Tengelic Clay fills in the depressions of the granite surface. It follows from this that granite was already covered during the period of loess formation, thus formation of granite rubble can be put before the ice-age. Apparent water saturation of the clayey formations in the loess sequence is lower in the upper part of the Quaternary sequence than in similar formations in the lower part. This is independent of the invasion phenomena associated with drilling which otherwise do not affect the low-permeability clayey formations. At the bottom of cycle **B** a general erosion surface can be assumed based on the correlation which reveals itself with the absence of paleosols belonging to cycle **B** in Borehole Üh-5. This erosion surface developed after tilting of the granite body. By comparison with geological data this event happened at the base of Mende-Basaharc sequence, and its formation took place about 280,000 years ago.

References

- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARSI, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású eróművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997–1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FLORINDO, F., ZHU, R., GUO, B., YUE, L., PAN, Y., and SPERANZA, F., 1999: Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese loess plateau. – *Journal of Geophysical Research*, 104 (B1), pp. 645–659.
- KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1998a: Az Üveghuta–2, 3, 5 fúrások és az Udvari–2A fúrás 89,4–131,0 m közötti szakaszának agyagásvány-vizsgálatai eredményei (in Hungarian: Results of clay mineral analysis of Boreholes Üveghuta–2, 3, 5 and the 89.4–131.0 m interval of Borehole Udvari–2A). In: BALLA Z. et al. 1998, Enclosure IV, Table 3. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1998b: Az Üveghuta–2–5 és az Udvari–2A fúrás 90,6–128,9 m közötti szakaszának szedimentológiai vizsgálatai (in Hungarian: Sedimentological analysis of Boreholes Üveghuta–2–5 and 90.6–128.9 m interval of Borehole Udvari–2A). In: BALLA et al. 1998, Enclosure IV, Table 4. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei (in Hungarian, with English summary: The Quaternary sequences of the hilly country nearby Üveghuta (eastern part of the Mórággyi Hills)). – *Földtani Közöny* 129 (4), pp. 521–540.
- KOLOSZÁR, L., MARSI, I., and CHIKÁN, G., 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórággyi Hills (A Mórággyi-rög K-i részének fedőképződményei). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- LANTOS, M., 1997: Jelentés az Üveghuta 2. és 5. sz. fúrásokban végzett paleomágneses mérésekről (in Hungarian: Report on the palaeomagnetic measurements in Boreholes Üveghuta–2 and Üveghuta–5). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARSI, I., 2000: Formation of overlying beds and factors determining their characteristics in the eastern part of Mórággyi Hills (A fedőüledékek képződése és a felépítésüket befolyásoló folyamatok a Mórággyi-rög keleti részén). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1999-ről* (this volume).
- O'REILLY, W., 1984: *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie & Son Ltd, Glasgow, Chapman & Hall, New York, 220 p.
- ZILÁHI-SEBESS, L., KASZA, Z., TÓTH, I., 1998: A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (in Hungarian: Correlation based on well logs in the sedimentary cover of granite, and possibilities for correlation in granite). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- ZILÁHI-SEBESS, L., and LENDVAY, P., 1998: Az Üveghutai kutatási terület háromdimenziós földtani modellje (in Hungarian: Three-dimensional geological model of the Üveghuta study area). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

A NEGYEDIDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK TAGOLÁSA ÉS JELLEMZÉSE FIZIKAI TULAJDONSÁGOK ALAPJÁN AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELYEN

ZILÁHI-SEBESS LÁSZLÓ*, LENDVAY PÁL*, SZONGOTH GÁBOR**

*Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Az üveghutai telephely körzetében a gránitot fedő negyedidőszaki üledékes összlet megismeréséhez 10 fúrásban állt rendelkezésünkre komplex mélyfúrás-geofizikai méréssorozat. Az elektromos mérések alapján a lösz-összletet paleoklimatológiai ciklusokra osztottuk, míg a szuszceptibilitás-mérésből azonosítottuk a paleotalajsinteket. Ennek alapján elkészítettük a negyedidőszaki képződmények korrelációját, amelyet háromdimenziós axonometrikus ábrázolásban (3D formátum) is megjelenítettünk. A mélyfúrás-geofizikai mérésekből meghatároztuk a negyedidőszaki képződmények hidrogeológiai tulajdonságait (porozitás, víztelítettség) is.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok üveghutai telephelyének kutatása során az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a Geo-Log Kft. feladata volt a mélyfúrás-geofizikai mérések kivitelezése és értelmezése. A teljesítés nyomán részletes képet sikerült kialakítanunk a negyedidőszaki lösz-összletről, a gránit mállási köpenyről és az üde gránit repedezett zónáiról. A jelen kötetben mindhárom témakörnek külön tanulmányt szentelünk. Az alábbiakban a negyedidőszaki összlet tagolásáról és jellemzéséről számolunk be.

A gránitot 40–60 m vastag – a pleisztocén jégkorszak idején lerakódott – löszüledék borítja, gránitkibúvások csak a völgyekben találhatóak. A kőzettani és a geotechnikai információk közt a negyedidőszaki üledékes összletben a konszolidátlanság miatt szoros összefüggés van. A kőzettani határok egyben permeabilitási kategóriák is, ezért a fedőösszlet hidraulikai képe szorosan összefügg a rétegtani viszonyokkal, amelyek tisztázása korrelációval lehetséges. A háromfázisú övben – bár a vízmozgás függőlegesen lefelé irányuló – a hidraulikai vezetési irányokat a permeabilitás gátak, vagyis az agyagos szintek, elhelyezkedése is befolyásolja, ezért a paleotalajsintek korrelációja is hozzájárulhat a vízföldtani modell elkészítéséhez. A fedő üledékes összlet nagyrészt a talajvíztükör felett helyezkedik el, ezért többnyire száraz, így a rétegek csak a fúrás környékén telítődtek többé-kevésbé folyadékkal. A víztelítettség a mélyfúrás-geofizikai mérésekből számolható és részben – ha a fúrófolyadék zavaró hatását tekintetbe vesszük – jellemző az egyes rétegek eredeti állapotára, illetve áteresztőképességére is.

A domboldalban mélyített fúrások rétegsora a lejtőmozgások, suvadások következtében annyira zavart lehet, hogy nem korrelálható. A lösz szintezéséhez megfelelően zavaratlan településű rétegsorra van szükségünk, ami csak a dombháton mélyült fúrások esetében áll fenn.

A következő fejezetekben ismertetjük, hogy az elektromos ellenállásgörbék ciklikus változásai miként követik az egyes löszképződési periódusokat, majd azt, hogy az egyes ciklusokban képződött fosszilis talajokat miként mutatható ki a mágneses szuszceptibilitás mérésével. A továbbiakban megvizsgáljuk a löszben képződött mészkonkréciós szintek hogyan jelentkeznek a mélyfúrás-geofizikai szelvényeken. Az 5. fejezetben az egyes ciklusokat a legjellemzőbb mélyfúrás-geofizikai szelvényekből készített kétváltozós diagramok alapján vizsgáljuk. A rendelkezésünkre álló 10 fúrás közötti korrelációt ábrákon mutatjuk be, majd egyeztetjük a szinteket a földtani egységekkel is. A 8. fejezetben a mérésekből levonható hidrogeológiai következtetéseket vizsgáljuk, és végül bemutatjuk a telephely földtani modelljének háromdimenziós axonometrikus ábrázolását.

2. Az elektromos ellenállás ciklikus változásai a pleisztocén lösz-összletben

A pleisztocén lösz-összletben több esetben – így Üveghután is – előfordul, hogy az elektromos ellenállás ciklikusan változik a mélység függvényében (1. ábra). Ezek a ciklusok hasonlítanak a regressziós ciklusokra, mivel felfelé nő az elektromos ellenállás. Figyelembe véve azonban, hogy a lösz-összlet eolikus képződésű – amit csak a paleotalajokkal kapcsolatos utólagos geokémiai elváltozások módosítanak –, nem lehet szó a szemcseösszetétel hagyományos értelemben vett felfelé durvulásáról, mint a regressziós ciklusok esetében. Az ellenállás növekedése azonban itt is a fajlagos felület csökkenésével kapcsolatos, amit ebben az esetben a mésztartalom növekedésével lehet kapcsolatba hozni. A mésztartalom felülről lefelé csökken a fosszilis talajok mészelhalmozódási szintjétől való távolság függvényében. Ennek megfelelően csak akkor keletkezik egy teljes – az elektromos ellenállásgörbén is felismerhető, lefelé agyagosodó és

mészartalmában csökkenő – ciklus, ha a klimatológiai ciklust lezáró paleotalajszint alatt megfelelően vastag lösz-összlet található. Ellenkező esetben, ha a paleotalaj mészkonkréciós szintje alatt agyag lenne a fekvő akkor annak kis ellenállása miatt nem látnánk a tapasztalathoz hasonló ciklikus változást. Az elektromos ellenállás ciklikus változásai a nagyobb löszképződési periódusokkal kapcsolatosak, de határaik nem esnek egybe azokkal. Míg egy-egy löszképződési periódus összletének alsó határa paleotalajszint felszínére esik, addig egy-egy geoelektromos ciklus alsó határa az ehhez a tartozó mészfelhalmozódási szint felszínét követi. A vastagabb lösz-összletek glaciális időszakokban képződtek, ezért az ellenállás ciklikus változásai lényegében a pleisztocén nagyléptékű éghajlatváltozásaival vannak összefüggésben.

3. Fosszilis talajszintek azonosítása mágneses szuszceptibilitás mérés alapján

A pleisztocén löszök rétegtani tagolásához fontos a fosszilis talajok mint éghajlatjelző üledékek azonosítása (FLORINDO et al. 1999). A paleotalajok az enyhébb éghajlatú interglaciálisokban – esetleg interstadiálisokban – képződtek a korábban felhalmozódott löszön, így mindegyik egy-egy kronoztratigráfiai szintnek tekinthető, ezért azonosításuk a tektonikai értelmezés szempontjából is lényeges.

Az üledékes kőzetek mágneses szuszceptibilitása változatos módon alakul, aszerint hogy melyik frakció a mágnesezhetőség fő hordozója. Az üledékes kőzetekben, így a talajokban is, gyakran az agyagfrakcióban levő hematit a fő mágnesezhető ásvány és nem a kőzetlisztfrakcióban levő magnetit. A mikron nagyságrendű hematitzemcsék, egydoménú szuperparamágneses részecskéket alkotnak az agyagban ezért annak viszonylag nagy a mágnesezhetősége (O'REILLY 1984). A földtani rétegsorokkal való egybevetés alapján a pozitív mágneses anomáliát a lösz-összletben a fosszilis talajok felső **A** és **B** rétege (talajgenetikai szintje) adja, míg a **C** réteg – ez a talaj mészfelhalmozódási szintje – mágnesezhetősége nem különbözik a lösz többi részétől. A lösz alig tartalmaz mágnesezhető ásványokat (körülbelül $(3-5) \cdot 10^{-4}$ SI a mágnesezhetősége), így a majdnem egy nagyságrenddel jobban mágnesezhető paleotalajok a mágneses szuszceptibilitás görbén jellegzetes pozitív anomáliát adnak (1. ábra).

Az ellenállásgörbékén felismerhető ciklikus ismétlődés nehezebben mutatható ki, vagy fel sem ismerhető a mágneses szuszceptibilitás szelvényen, noha a fosszilis talajok kimutatására éppen ez a mérés a leginkább alkalmas. A paleotalajok száma jóval nagyobb – akár 15-18 – is lehet, mint a fő löszképződési periódusoké, mivel egy interglaciálison belül több talajképződési ciklus is lehetett. Az éghajlat ingadozása miatt több többé-kevésbé rövid hidegebb, a talajképződésre kedvezőtlen löszhullási periódus tagolhatta azt, így a talajosodás az interglaciálison belül nem volt folyamatos. A jelenség az interglaciálisokban és interstadiálisokban (részben a glaciális időszakok alatt is előfordulhatott) bekövetke-

zett gyors éghajlatváltozással lehet kapcsolatban (flip-flop mechanizmus, MAZAUD et al. 1999). Ha a löszhullási periódus rövid volt és közben lepusztulás is volt az idősebb talajra hullott lösz a következő képződési szünetben teljes egészében talajosodhatott. Ennek következtében az egy interglaciálisban képződött paleotalajok lepusztulás közbeni talajosodás miatt gyakorlatilag közvetlenül egymás fölött következnek, és az elektromos ellenállásgörbén kijelölhető periódus alsó, kisebb elektromos ellenállású részét képezik. Bonyolítja a helyzetet, hogy a paleotalajok akkor is közvetlenül egymás fölött következnek, ha a rétegsor nem teljesen folytonos, akár suvadás, akár rejtett lepusztulási szint miatt. Ez utóbbi rétegzavarokra gyakran csak a fúrások közti korrelációból lehet következtetni. Összefoglalva tehát a mágneses szuszceptibilitás mérés a rövidebb periódusú olyan változások azonosítására alkalmas, amelyek egyébként más méréssel nehezen vagy egyáltalán nem lennének elkülöníthetőek.

4. Elmeszesedett horizontok a löszben

A löszben található mészkonkréciós szinteket a lösz egyes horizontjain képződött paleotalajok elmeszesedett **C** szintjével hozzuk kapcsolatba. A cikluszáró mészkonkréciós szinteknek viszonylag nagy az effektív porozitása. Ezért a sűrűség gyakran az elektromos ellenállással ellentétesen változik. Feltehetőleg az egy cikluson belüli kompaktió a kevésbé meszes képződményeknél erősebb. Ezzel a kompaktióbeli különbséggel magyarázható, hogy a sűrűség néhány esetben egyazon cikluson belül is lefelé nő. Ez a hatás annak ellenére megfigyelhető, hogy az agyagokkal szembeni átmérőbővülés, illetve kavernasodás ennek ellene hat, mert ezek miatt a mért látszólagos sűrűség kisebb lehet a valódinál, nem mindig sikerül a nagyobb kavernák hatását teljesen korrigálni (2. ábra). Az elektromos ellenálláshoz hasonlóan, a neutronporozitás alapján sem jelölhető ki az egyes paleotalajszintek. A neutronporozitás a nedvességtartó agyagos paleotalaj rétegeknél nagyobb, mint a jobban kiszáradó elmeszesedett rétegeknél. A paleotalajok természetes gamma szintje agyagtartalmuk miatt viszonylag magasabb, mint a löszé, azonban nem mindig különíthetők el jól a nem mészkonkréciós lösztől annak földpát és agyagtartalma miatt. A mészkonkréciós szinteket tartalmazó összletek negatív gamma-anomáliával különülnek el a környezetüktől. Az egyes, nagyon vékony szinteket azonban csak mikroellenállás-méréssel (szondahossz 2,5 cm) tudjuk kimutatni (2. ábra). A mészkonkréciós szintek nagyobb ellenállással különülnek el a környezetüktől. A mikroellenállásgörbéből kitűnik, hogy a mészartalom korántsem egyenletesen csökken lefelé, csak a többi módszer nagyobb szondahosszainak átlagoló hatása miatt látszik úgy. Ennek a felismerésnek az a jelentősége, hogy a nem paleotalajos lösz-összlet vízvezető képessége is anizotrop lehet.

A vízben lerakódott homokos-agyagos összletekben a természetes gamma pozitív anomáliáit a radioaktív anyagokban gazdag agyagos üledék felhalmozódása az inaktív, durvább frakció rovására hozza létre. A szemcsemérettel

való kapcsolatot a szállítás közben történő szelektív fizikai és kémiai mállási folyamatok eredményezik. Az eolikus ülepedésű löszben ilyen szelekció nincs, a lösz egy egyenletes természetes gamma szinttel jellemezhető, amelyben a negatív anomáliákat a mészkonkréciós szintek kialakulásával kapcsolatos kilúgozódási jelenség hozta létre, vagyis destruktív folyamat következményeként alakultak ki. Az egyes talajok közti nem talajosodott, agyagos löszmaradványok természetes radioaktivitás szintje a paleotalajokéhoz erősen hasonló, ezért a természetes gamma módszer kevésbé hatásos eszköze a paleotalajok szerinti tagolásnak, mint a mágneses szuszceptibilitás.

5. Ciklusok kijelölése és jellemzése

Az elektromos ellenállásgörbék alapján az üledékes összletben az **A, B, C, D, E** jelű periódust különböztetjük meg, amelyek némi elcsúszással a fő üledékképződési egységeket jelzik. Az **A** és **C** periódust két-két részre osztottuk. A mágneses szuszceptibilitás szerint kijelölhető korrelálható paleotalajszinteket arab számokkal jelöltük (2. ábra).

A mérés-görbék alapján kijelölt ciklusokat egymásra következő paleofáciesek sorozatából álló olyan egységnek vagy formációnak tekintjük, amely folyamatos fizikai, kémiai, földtani történéssort képvisel. Az utóbbi a mélyfúrás-geofizikai szelvényeken tükröződik, és ez képezi a korreláció alapját. A tényleges üledékföldtani ciklusok kezdete és vége az ellenállásgörbéken kevésbé feltűnő, ezért a geofizikai korrelációs egység határai nem esnek egybe vele. A cikluskezdő paleotalaj földtani szempontból valójában még az idősebb ciklushoz tartozik. A görbealak szerint azonosítható geofizikai kép mellett a fizikai paraméterek közti kapcsolat jellemző egy formációra. E kapcsolatot diagramokon tanulmányoztuk. A diagramra illeszthető trendgörbe és a pontfelhő alakja konzekvensen ismétlődik az azonos formációhoz tartozó rétegösszletek közt.

A 3. ábrán megfigyelhető, hogy a két különböző behatolású elektromos mérés közti lineáris kapcsolattól számottevően csak a legfelső üledékciklusnak (**A**) megfelelő pontok térnek el, mivel a mélyebb behatolású ellenállásmérés jobban a hatása alá kerül a fúrás körülvérvő, nem teljesen víztelített térrésznek. A **D** és **E** periódus minimális ellenállása kisebb, mint a fedőüledékeké, mivel ezekben a paleotalajok és az agyagos lösz feltehetőleg víztelítettebbek, mint a fedő rétegek. Ezt mélyebb helyzetük és nagyobb kompaktságukból adódó rosszabb permeabilitásuk egyaránt indokolhatja. A mélyebb ciklusok minimális ellenállásai is alacsonyabbak, amit azok nagyobb agyagtartalma is okozhat, melyet földtani laborvizsgálatok is jeleztek (KOLOSZÁR, MARSÍ 1998a, b) A kis ellenállású pontok a behűzött egyenestől minden periódusban felfelé térnek el, mivel a kis permeabilitású, de részben kiszáradt agyagos rétegek ellenállása a fúráshoz közel kisebb az átnedvesedés miatt.

A 4. ábrán a két különböző szondahosszal – vagyis két különböző behatolással – felvett sűrűségmérés diagramján feltűnő, hogy az **A** ciklus pontjai lefelé jelentősen eltérnek a

gerincegyenestől (a rövidebb, kisebb behatolású szonda mér nagyobb sűrűséget), amit a rétegek szárazságával magyarázhatunk. Ez összhangban van a 3. ábra értelmezésével.

Az 5. ábrán (neutronporozitás – elektromos ellenállás diagram) szintén megfigyelhető az **A** ciklus elkülönülése. A neutronporozitás és az elektromos ellenállás logaritmusai között szoros összefüggés tapasztalható. Az **E** ciklus (Tengelici Vörösgyag) pontjai a **D** ciklus agyagos paleotalajos részének felelnek meg vagyis az **E** agyagosabb jellegű a **D**-nél. A **B** és **C** ciklusra majdnem teljesen ugyanaz a kapcsolat, egymáshoz jobban hasonlítanak, mint a fedő- vagy feküdképződményeikre.

A 6. ábrán az **E** ciklus pontfelhője eltérő irányítottágú, mint a többi, vagyis statisztikai értelemben más a kapcsolat a két paraméter között. Ez kapcsolatba hozható a Tengelici Vörösgyagnak a löszből eltérő képződési körülményeivel is. Az **E**-hez hasonló a **C** paleotalajos részére ($k > 10^{-3.6}$ SI egység) érvényes kapcsolat is.

A mágneses szuszceptibilitás–neutronporozitás diagramon (7. ábra) a **B** és a **C** ciklus pontfelhője majdnem fedi egymást, ami az 5. ábra alapján már megállapított hasonlóságokra utal. Az **A, B, C, D** ciklus pontfelhői mind egymással párhuzamos trendet mutatnak. A **D** ciklus – feltehetően az idős lösz – a többi felett helyezkedik el, ami ennek nagyobb tömörödöttségére, ill. kötöttvíz-tartalmára utal. Az **E** ciklusra, vagyis a Tengelici Vörösgyagra jellemző trendkapcsolat erősen eltér a negyedidőszaki összlet többi részétől, ami az azokétól eltérő eredetű anyagra utal.

6. Korreláció a negyedidőszaki üledékes összletben mélyfúrás-geofizikai mérések alapján

A mélyfúrás-geofizikai görbéken jellegzetes mintával tükröződik a formáció keletkezésének története, amely jellemző az adott üledékes formációra. Általában jellegzetes azonosító jelnek lehet tekinteni a formációhatár közelében kialakuló görbemintázatot is, így a mélyfúrás-geofizikai görbék segítségével tisztázhatók a fedő- és feküviszonyok is.

A paleotalajok korrelációjánál lényeges, hogy nem egyszerűen a talajok és köztük levő rétegek vastagságát tekintjük, hanem az egyes anomáliáknál figyelembe vesszük magát a görbealakot is. A görbealak nemcsak az egész összletnek, hanem az egyes rétegeknek is jellemzője. Egyedi mintázatnak is felfogható, amelyet a réteget létrehozó természeti folyamat alakított ki. Egy paleotalaj-rétegre jellemzők annak a kísérő rétegei, a rétegen belüli tagoltság, amely az egyedi mintázatot kialakítja. Ezekről a mágneses szuszceptibilitás mérése a jó felbontás (20 cm-es szondahossz és 10 cm-es mintavételi köz) révén nagyon részletes információhoz juttat. Tekintetbe véve a suvadás, a lejtőmozgás zavaró hatását, a korrelációt megbízhatóbbnak véljük, ha a paleotalajokat nem külön-külön, hanem egy-egy megfelelő periódus részeként vesszük szemügyre, mert az esetleg kimaradó vagy többletként jelentkező talajosodott szinteket is biztosabban be tudjuk sorolni.

Összegezve: az ellenállás és mágneses szuszceptibilitás görbe együttese adta mintázatot fogadjuk el az azonosítás

alapjának, mert részletgazdagsága miatt ez olyan egyedi összetételű, amely az eolikus üledékképződés jellegének figyelembevételével egyidejű eseménysorozat azonosítására alkalmas lehet.

A fúrások közti korreláció elsősorban a már említett (A, B, C, D, E jelű) összetételek és ezeken belül a paleotalajok egymásnak megfeleltetésére irányul. Az 1. táblázatban a korrelálható összetételek és paleotalajok tengerszint feletti magasságai láthatók. A fúrások közti korrelációt a 8. és a 9. ábrán mutatjuk be.

A fúrások negyedidőszaki rétegei egymás közt általában jól korrelálhatók, míg a kijelölt telephelyen kívüli Üh-1 és a lejtőpihenőn települt Üh-4 fúrás jelentősen különbözik ezektől, így a korreláció ezekkel jóval kevésbé megbízható, mint a többi fúrás egymás közti korrelációja (1. táblázat, 8. és 9. ábra).

Az Üh-1 fúrásban feltehetőleg hiányoznak a C intervallum üledékei, és a B intervallumnak is csak az alja van meg. Az A intervallum hasonlósága is gyengébb az Üh-1 fúrás esetében a többi fúráshoz képest. Az Üh-1 rétegsorában a C jelű periódus a korreláció szerint teljes egészében kimarad, a fúrás rétegsora nehezen korrelálható a többivel, talán a település zavartsága miatt. Az Üh-1 fúrásban a gránit felszíne 15-20 m-rel magasabban van, mint a többi fúrásban.

Az Üh-4 fúrásban a gránit felszíne gyakorlatilag ugyanabban a tengerszint feletti magasságban van, mint a többi fúrásban, és alulról a 10 jelű paleotalajig körülbelül 1 m eltéréssel azonos magasságban van minden réteg, mint az Üh-2 fúrásban. Ennek alapján annak a térszínnek a magasságát, ahol az Üh-4 fúrás települt, csak az erózió tehetette alacsonyabbá, s a két fúrás között tektonikus elmozdulás nagy valószínűséggel nem történt. A mélyfúrás-geofizikai szelvények szerint úgy tűnik, hogy csak a felső nyolc méter korrelálhatatlan csuszamlásos üledék.

Az Üh-5 és Üh-8 fúrás A1 zónájából hiányoznak a paleotalajok, ezért nagy valószínűséggel ez a szint itt áthalmozott anyagból áll. Az Üh-7 fúrás A1 zónája is vékonyabb (9,8 m), mint az Üh-2 és Üh-6 fúrásban (12 m, illetve 15,6 m), ahol az A1 zóna két paleotalajt is tartalmaz. Az Üh-6 fúrásban a -2 jelű paleotalajt fedő réteg vastagabb, mint az Üh-2 fúrásban, így nagyrészt ez adja a két fúrás A1 zónájának vastagság különbségét.

Az Üh-5 fúrásban a B zónának csak a mészkonkréciós része van meg, és annak teteje 0,4 m eltéréssel azonos magasságban van, mint az Üh-2 B zóna teteje. Az Üh-5 fúrásban CHIKÁN et al. 2000, szerint a Mende-Basaharci összetételű legidősebb löszhorizontja – a Mende Bázis – és a felette települő paleotalaj hiányzik. A mérés görbék szerinti korrelációból megállapítható a lepusztulás okozta réteghiány is. Például az Üh-5 B zónája 5,4 m-rel vékonyabb, mint az Üh-2 fúrásé, míg a gránit teteje 5 m-rel van magasabban az Üh-5-ben, mint az Üh-2-ben (9. ábra). Ezért a legutolsó tektonikus megbillenés a C1 zóna képződése utánra tehető, amely azonban már nem érintette a B zóna felső részét. A két fúrás közötti távolságon az 5 m szintkülönbségből eredő lejtőszög 1°-nál kisebb ugyan – tehát elvileg más is magyarázhatná a szintkülönbséget –, de mivel az összes paleotalaj egy irányba dől, feltehető a tektonikai megbillenés.

A 15 jelű paleotalaj csak az Üh-6 fúrásban található meg. Az Üh-3 fúrásban a gránitaljazat 6,9 m-rel magasabban van, mint az Üh-2-ben. Ez a különbség a 12 jelű paleotalaj aljától az 5 jelű tetejéig 5,7-5,9 m közt ingadozik. A 12 jelű paleotalaj alatti korrelációs különbség csak 4 m a két fúrás között. Feltételezzük, hogy egy korábbi megbillenés eredményeképpen eredetileg az Üh-2 fúrás 12 jelűnél mélyebb paleotalajai voltak magasabb helyzetben. Az 5 jelű paleotalajtól a 3 jelű paleotalaj tetejéig az Üh-3 fúrás rétegei már csak kb. 3 méterrel vannak magasabban, mint az Üh-2 fúrásban, míg ez a különbség a 2 jelű paleotalajnál 0,5 m-re csökken. Ezek alapján megállapíthatjuk, hogy az Üh-2 és Üh-3 fúrások között kétszer történt olyan esemény, amely befolyásolta a rétegződést. A korrelációs ábrákon (8. és 9. ábra) megállapítható, hogy a paleotalaj-rétegek DNy-ről ÉK-re lejtjenek, akárcsak a terület felszíne a felsőmiocén óta.

A kijelölt telephelyen belül – a B-nél idősebb ciklusok paleotalajainak zavartalan, az egész korrelációs vonalra kiterjedően párhuzamos településéből következően – a lösz lerakódásának ideje alatt nem volt vetőmozgás. Megjegyezzük, hogy a fúrások a valóságban nem egyenközű távolságban vannak egymástól ezért az ábrán a rétegek megtörése csak látszólagos az Üh-5 és Üh-22 jelű fúrások közt.

7. Korreláció a földtani egységekkel

Az Üh-6 fúrásban előzetes információ (CHIKÁN et al. 2000, KOLOSZÁR, MARSÍ 2000) alapján a Dunajvárosi Lösz alsó határa az A2 ciklusban a 2. paleotalaj alsó határa-ra esik. Ezt az információt használtuk fel a többi fúrás korrelációjához. A Mende-Basaharci lösz alsó határa a D ciklusban a 11. paleotalaj alsó határával, a Paksi Lösz alsó határa a D ciklus alsó határával esik egybe, az E ciklus pedig lösz előtti vöröscsuszamlás szintet jelent. A paleomágneses vizsgálatok nem zárják ki az E ciklus Tengelici Formációval való azonosíthatóságát, e fölött azonban nincs jól azonosítható mágneses térfordulás (LANTOS 1997), vagyis nincs stabil fordított polaritású zóna a negyedidőszaki összetételben.

8. A fúrások mélyfúrás-geofizikai méréseiből levonható hidrogeológiai következtetések

Mindegyik fúrás esetében megfigyelhető, hogy egy-egy ciklus elektromos ellenállásának átlaga a mélységgel csökken, amit a fúrás körüli tér víztelítettségének növekedése okoz. Az Üh-2 fúrásban a neutronporozitás, a sűrűség és a természetes gamma szelvények alapján háromkomponensű lithológiai összetételt számítottunk (10. ábra, negyedik oszlop). Az egyes ciklusokon belül az agyagtartalom maximális értékei az ellenállásminimumokhoz kapcsolódnak, ám a mélységgel nemcsak a homok, hanem az agyagnak minősített rétegek ellenállása is csökken. A radioaktív mérésekből látszólagos folyadék-sűrűséget (10. ábra második oszlopa) és ebből víztelítettséget (S_w ; 10. ábra ötödik oszlopa $1-S_w$ görbe) is számítottunk. (A víztelítettségbe nem számít bele

I. táblázat

Korreláció az Üh-1, -2, -3, -4, -5, -6, -7, -8, -22, -23 fúrások között

Intervallum, jele*	Üh-1	Üh-2	Üh-3	Üh-4	Üh-5	Üh-6	Üh-7	Üh-8	Üh-22	Üh-23	Összet.
A1	274,0	280,7-268,7	279,6-268,6	246,6	281,3-?	276,2-261,6	269,9-260,1	270,1-267,3	281,2-269,8	277,2-254,2	
-2		279,3-278,4	278,0-276,7		?	272,0-271,0	266,6-265,1				
-1		276,7-275,7	276,4-275,4		?	270,4-269,4			279,2-277,8		
A2			268,6-260,1		?-255,9	261,6-249,2	260,1-252,7	267,3-253,5	269,8-258,3		
1	270,4-269,0	267,3-266,7	267,8-267,2	A2	274,0-256,2	268,7-256,3		267,3-266,7	269,6-269,0		
2	269,0-267,4	266,1-264,3	267,2-266,4		265,1-263,9	259,4-257,8	259,5-258,0	266,3-264,5	268,5-267,0		Dunajvárosi
3	260,2-259,2	261,7-260,3	264,6-263,6		262,1-260,7	255,0-253,2	256,5-255,3	257,1-256,5	263,9-262,3		Mende-Basaharci
4	258,4-257,4	259,1-256,3	262,6-260,1		258,3-256,5	251,6-249,2	254,3-252,7	255,6-253,8	261,2-258,5	257,2-254,5	
B	256,2-252,7	256,3-246,7	260,1-252,6		255,9-251,7	249,2-239,8	252,7-245,0	253,5-246,3	258,3-248,6	254,2-244,2	
5	255,0-254,4	250,1-248,3	256,0-254,6		nincs	242,8-241,2	248,1-	249,6-247,5	251,6-250,2	247,9-246,2	
6		247,7-246,7	253,9-252,6		nincs	240,4-240,0	245,0	247,1-246,3	249,8-248,5	245,7-244,7	Mende Bázis
C1	nincs	246,7-241,9	252,6-247,6		251,7-247,7	239,8-235,8	245,0-239,4	246,3-243,5	248,5-243,8	244,2-239,4	Paksi-II
7		245,3-244,3	251,2-250,1		251,7-250,7	239,8-239,0		245,9-245,6	247,4-246,2	242,9-241,4	
8		243,3-	248,8-		249,5-	238,1-237,2	243,5-242,6	244,8-	245,2-244,6	240,8-240,2	
8/a		241,9	247,6		248,9		241,3-240,0	243,5	244,6-244,0	240,2-239,2	
C2	nincs	241,9-238,1	247,6-244,0	?-237,1	247,7-244,6	235,8-231,0	239,4-236,3	243,5-239,6	243,8-240,5	239,2-235,7	
9		241,3-	247,0-		247,7-	235,8-235,2		242,7-	243,4-242,8	238,7-	
9/a		239,7	245,6		246,3	234,8-234,5		241,5	242,8-242,0	236,7	
10		239,7-238,1	245,0-244,0	238,6-237,1	246,3-244,6	233,8-232,2	239,4-	241,1-	241,8-240,6	236,7-	
10/a						232,2-231,0	236,5	239,6		235,7	
D	252,7-246,0	238,1-229,2	244,0-233,2	237,1-230,3	244,6-234,1	231,0-223,6	236,3-226,7	239,6-232,9	240,5-231,2	235,7-227,0	
11	252,7-251,7	237,1-236,3	242,9-242,1	nincs	243,5-242,9	229,8-228,8		238,9-237,9	239,2-237,8	234,5-233,5	
11/a									237,0-236,5		Paksi-II
12	248,6-247,0	233,1-231,9	239,0-237,6*	233,8-232,6*	239,7-238,3	226,4-225,2	231,8-228,9	235,1-234,1	235,3-233,6	230,7-229,0	Paksi-I
13	246,7-246,3	231,1-229,2	234,6-233,2	231,8-230,3	236,1-234,1	224,0-223,6	228,4-226,9	233,1-232,9	233,2-231,8	227,9-227,0	Paksi-I
E	246,0-244,0	229,2-223,7	233,2-230,6	230,3-226,9	234,1-228,7	223,6-219,2	226,7-223,5	232,9-229,6	231,2-228,2	227,0-223,2	Tengelic
14	245,0-244,5	228,1-227,1	232,6-231,1	229,4-228,2	233,3-232,5	222,4-221,6	nincs	231,7-230,7	nem volt mág. szuszcepti-	nincs	nincs
15	nincs	nincs	nincs	nincs	nincs	220,8-219,7	nincs	nincs	bilitás mérés a szakaszon		

* A baloldali oszlopban az elektromos ellenállásgörbékben látható ciklusokat A, B, C, D, E betűkkel azonosítottuk. A mágneses szuszceptibilitás szerint korrelálható paleotajazinteket arab számokkal jelöltük. A táblázatban a Balti tengerszint feletti magasságokat tüntettük fel méterben.

az agyag redukálhatatlan adszorpciós víztartalma és az OH⁻ tartalomtól eredő látszólagos víztartalma, mivel ezeket a számítás során az agyag mátrixjellemzőiként vettük figyelembe, és mivel ez a kettő az agyagásvány fajtájától függően akár 50% látszólagos porozitást is jelenhet.) Az ábrán látható, hogy a látszólagos folyadéksűrűség és a belőle számított víztelítettség – az egyes ciklusok átlagát tekintve – a mélységgel nő. A ciklusokon belül a B ciklus tetejéig megfigyelhető az is, hogy egy cikluson belül a kis ellenállású (Guard laterologgal mért) agyagos képződmények nagyobb víztelítettségűek, mint a mészkonkréciós lösz. A fentiekből következtethetjük, hogy az agyagos képződmények is feltehetőleg permeabilisak, még ha kisebb mértékben is, mint a lösz többi része. 25 m-nél kisebb mélységekben az agyagos képződmények mutatkoznak kevésbé víztelítetteknek, ami arra utal, hogy permeabilitásuk túl kicsi ahhoz, hogy számottevő elárasztás jöhetett volna létre a fúrási műveletek és a mérés ideje alatt. Nagy valószínűséggel a 25 m alatti összletre is ugyanez áll. Ebből arra következtethetünk, hogy a 25 m alatti mélységben az agyagok eredetileg is közel lehettek a teljes víztelítettséghez, míg e fölött az agyagrétegek is részben kiszáradtak.

Az Üh-2 fúrásban a sűrűséget figyelmen kívül hagyva az ellenállás, a neutronporozitás és a természetes gamma együtteséből is számoltunk víztelítettséget

$$\left(S_w = \sqrt{\frac{FR_w}{R_t}} \quad \text{ahol} \quad F = \frac{\alpha}{\phi^m} \right)^1,$$

amely hasonló, de kicsit különböző eredményt hozott, mint az előző számítás (10. ábra). A legfőbb különbség, hogy a nagy „homoktartalmú” permeabilis rétegek víztelítettsége a B, C, D ciklusban is viszonylag kicsi, a mélységgel csekélyebb mértékben nő. A különbség fő oka, hogy a használt fókuszált ellenállásmérés (Guard laterolog) behatolása nagyobb – a fúrás nagyobb átmérőjű környezetéről ad információt –, mint a nukleáris méréseké, amelyekre a mélységgel a hidrosztatikus nyomás következtében növekvő átmérőjű elárasztás nagyobb mértékben hat. Az A ciklus esetében az algoritmus a víztelítettséget automatikusan a 100% közelébe hozza, mivel a cementációs kitévő² az egész fúrás mentén állandóként kezeltük, így túl kicsi ellenállás-csökkenési tényezővel történt a számítás.

Az A ciklus a mérnökgeofizikai szondázás (MGSZ) elektromos ellenállás görbéin is nagyobb ellenállású, mint a többi ciklus elektromos ellenállás szintje, sőt az általános ellenállás-csökkenési trend a mélységgel szintén megfigyel-

hető, ami arra utal, hogy a víztelítettség növekedése a mélységgel a fúrás zavaró hatásától függetlenül is létezik. A laboratóriumi vizsgálatok szerint az agyagásvány-tartalom növekszik a mélységgel, ami egyben a romló permeabilitást, a fajlagos felület növekedését és ezzel – mivel az agyag nehezebben szárad ki, mint a jó átteresztőképességű anyagok – a víztelítettség növekedését is jelenti (akár 90% fölé a teljes telítésig). A mélyfúrásgeofizikai mérések következtetésen kisebb értéket mutatnak, mint az MGSZ elektromos ellenállás mérése, ám ez a különbség a mélységgel egyre csökken, feltehetően a víztelítettségnek a mélységgel való általános, a fúrófolyadékkal való elárasztástól független, növekedése miatt. A negyedidőszaki összletben az összes ellenállás szerint kijelölt löszciklus felső, meszes része jó vízvezető zóna.

9. A kijelölt telephely 3D axonometrikus ábrázolása

A rendelkezésre álló mélyfúrás-geofizikai, mérnökgeofizikai szondázási és refrakciós szeizmikus mérés adatok alapján az üveghutai kijelölt telephely környezetéről a Petrosoft Bt. által kifejlesztett 3D View for Windows program segítségével axonometrikus ábrázolású térmodellt készítettünk (ZILAHÍ-SEBESS, LENDVAY 1998). A 3D ábrázolás elsőszámú célja a gránitot fedő üledékes összleten és a gránit mállási köpenyén belüli egységek rétegzettségének térbeli bemutatása. A modell számítógépen több nézetből vizsgálható, tetszőleges metszetek készíthetők belőle.

A modellben az üde gránitot, a gránit mállási köpeny négy rétegét (ZILAHÍ-SEBESS et al. 1998) és a gránitfelszínen települő hét üledékes réteget vettük figyelembe. A modellben felhasználtuk a völgybeli fúrásokban meghatározott gránitmállási köpeny vastagságait is. Mivel a löszszinteket csak a dombtetői fúrásokból azonosítottuk, az ábrázolásban a legalsó löszszint vastagsága a gránitfelszín változásaitól függ, míg teteje közel vízszintes, és az a fölötti rétegződés a völgyoldalakat elmettszi. A modellt egy tetszőlegesen (200 m mélységben) felvett síkkal zártuk le. A II. ábra a területre extrapolált réteghatár-lefutásokat mutatja, a szemléletesség kedvéért feltüntetve a jelenlegi felszint reprezentáló felületet is.

A 3D ábrázolás legfőbb – a földtani modellkészítésre is visszaható – eredménye, hogy a lösz-összlet alsó rétegei nem a gránitfelszint követik, hanem egy a fölötti kiegyenlítő felületet, amely után már a telephelyen belül nem volt tektonikai elmozdulás, csak kisebb megbillenés képzelhető el. A lösz-sztratigráfia E szintje kitölti a gránit mélyedéseit, és a refrakciós szeizmikus szelvények értelmezés alapján nagyon valószínű, hogy ez a zóna már a D egység, vagyis az első igazi löszszint képződése előtt kialakult. Mivel az E egységgel azonosítható Tengelic Vörösgyag jégkorszak előtti képződmény a murvaképződés is régebbi mint a jégkorszak. A Tengelic Vörösgyagot mélyfúrás-geofizikai mérésekkel nehéz kimutatni, mivel a tulajdonságai az alsó lösz-összlethez teszik hasonlóvá, de jelenlétét a földtani leírás minden fúrásban igazolta (CHIKÁN et al. 2000, MARSÍ 2000).

¹ S_w = víztelítettség, ami az effektív pórustér víztelítettségét jelenti, F = effektív (mozgatható vízzel kitölthető) porozitás, R_w = rétegvíz fajlagos ellenállása, R_t = valódi vagyis a fúrófolyadék hatásától mentes közetellenállás, α = konstans, értéke laza üledékekre 0,6–0,8 közt van, mássutt 1,0 körüli pontos értékét laborvizsgálatokkal, vagy a víztelítettség modell paramétereinek optimalizálásával lehet megállapítani, F = formáció ellenállás-csökkenési tényező (formációfaktor)

² Cementációs kitévő, mely a közet cementáltságával és ebből következően az áram útjának tekervényességével van kapcsolatban, értéke 2 körüli.

10. Összefoglalás

A korreláció nagyobb egységeinek azonosítására az elektromos ellenállás mérések a leghatékonyabbak. A mágneses szuszceptibilitás méréssel a talajgenetikai **A** és **B** szinteket lehet kimutatni, a **C** szint nem különbözik a lösz többi részétől. Az ellenállás szerinti ciklusok teteje valójában a felette települő fosszilis talaj talajgenetikai **C** szintjének tetejét jelenti, tehát mindig egy paleotalaj belsejébe esik.

A korreláció megbízhatóságát növeli, ha több mérés-görbét veszünk figyelembe. A mélyfúrás-geofizikai korreláció alapján megállapíthatók a rétegekmaradások.

A lösz-sztratigráfia **E** szintjét a Tengelici Vörösmartyval azonosítjuk, amely 3D ábrázolás, illetve a természetes gamma - mágneses szuszceptibilitás kapcsolat alapján különül el a lösz-összlettől. Földtani szempontból az **E** ciklus tetején található ellenállásmaximum nem a Tengelici Vörös-

agyag része, hanem a lösz-összlet legalsó fosszilis talajának mézskiválási szintje. A Tengelici Vörösmarty a 3D ábrázolás szerint a gránit tönkfelszín mélyedéseit tölti ki. Ebből következik, hogy a lösz képződése idején a gránit már fedett volt, így a gránit murvásodása a jégkorszak előttre tehető. A lösz-összlet agyagos képződményeinek látszólagos víztelítettsége a negyedidőszaki összlet felső részében kisebb, mint az alsó rész hasonló képződményeiben, függetlenül a fúrással kapcsolatos – a kis permeabilitású agyagos képződményeket egyébként nem érintő – elárasztási jelenségektől. A **B** ciklus alján általános lepusztulási szint valószínűsíthető a korreláció alapján, ami az Űh-5 fúrásban a **B** ciklusba tartozó paleotalajok hiányában is mutatkozik. A lepusztulási szint a gránitrög megbillenése után alakult ki. A földtani adatokkal való egyeztetés alapján ez a Mende-Basaharci összlet bázisán körülbelül 280 000 évvel ezelőtt történt.

A MINERALOGICAL-PETROGRAPHICAL CHARACTERISATION OF THE WEATHERING CRUST OF THE ÜVEGHUTA GRANITE

PÉTER KOVÁCS-PÁLFFY, JÁNOS KALMÁR, MÁRIA FÖLDVÁRI and KATALIN BARÁTH-SINYEY

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

Keywords: geochemistry, granites, Hungary, Mecsek Mountains, mineralogy, petrography, weathering crust

A weathering crust was formed of significant thickness on the surface of the Üveghuta granitoid rocks. It has been characterised by microscopic, chemical, thermal, X-ray diffraction, and petrophysical analysis. The subdivision of the weathered crust, which helps to determine some depth dependent phenomena, was based on the 4 zones (G I–IV) identified by geophysical well-logging.

On the basis of thin-section studies the final product is seen to be an arkosic psammite and psephite with argillaceous cement. It comprises a sedimentary formation developed on the surface of the granitoid and composed mainly of granitoid elements (granite rubble and granite sand). Although the G I zone is sedimentary, it was necessary to investigate it in order to get a complete picture of the weathering process.

With the help of complex phase analyses we demonstrated that the granitoids were metamorphosed under greenschist facies, which takes the form of chloritisation±carbonatisation. The weathering process is characterised by argillisation and montmorillonite formation (vermiculite±palygorskite).

The weathering resulted in the alteration of at least 25% of the rock-forming minerals in zone G I. Basically the coloured components were affected most by the alteration. An original 18% of mafic components was reduced to 3% in the G I zone. The 20% of feldspars altered to other phases.

The weathering zone, in which the decomposed primary minerals and their disintegrated products form the basis of the rock, is not thicker than 15–20 metres, and is equivalent to the bottom of the G II zone. This boundary is also shown by the sharp changes in the physical parameters of the rock, so it could easily be traced by geophysical methods. The weathering in zones G III–IV is much weaker.

1. Introduction

Within the framework of a research programme for identifying a site for low- and intermediate-level radioactive waste, boreholes of different depths were deepened near Üveghuta (Bátaapáti, Mecsek Mountains).

The boreholes cut Pleistocene layers, which are composed of loess with palaeosol horizons, red and variegated clay, as well as rock debris and granite rubble.

Under the Pleistocene layer, Lower Carboniferous granitoid rocks (K/Ar age: 330–350 Ma) were cut, of which the upper 30–80 m were weathered. This paper describes the weathering products and their origins. First of all the pre-weathering components are described, then the weathering and its subdivision, the analytical methods and results, followed by a summary on the secondary alteration.

2. The mineralogical composition prior to weathering

To understand the weathering process, we need to know the primary rocks and minerals, and the weathering process to which they were subjected. The **fresh granitoid**

rocks are represented by four main rock-types (DITRÓI-PUSKÁS 1999; BUDA *et al.* 2000): porphyritic microcline granitoid, xenoliths, microgranite and pegmatite. Based on the modal composition, the porphyritic granitoid is quartz monzonite, monzogranite and with a granodioritic matrix. The xenoliths are mainly of monzonite and rarely syenite composition. Although the rocks belong to different types petrographically, structurally, and texturally, their composition is determined by the same minerals in different proportions. 90–95% of the rocks are composed of rock forming minerals: feldspar, quartz, coloured components (biotite, amphibole, and subordinately pyroxene).

Among the *rock forming minerals* (based on 42 thin sections) the fresh or fairly decomposed feldspar is commonest, forming 50–60% of the rock. The feldspar content changes according to the type of granitoid rock. The proportion of microcline varies between 3–50% in thin sections, and 9–40% in complex phase analysis results. The proportion of plagioclase is 10–50% based on optical analyses, 15–53% based on complex phase analyses, and the average is 33%. The plagioclase is generally sodic with an $Ab_{0.76}An_{0.24}$ average composition. The plagioclase is more basic in amphibolitic rocks, $Ab_{0.57}An_{0.43}$ ($Ab_{0.38-0.74}$), or is

intermediate plagioclase (andesine) ($Ab_{0.55-0.65}$). The plagioclase of the other rocks has an $Ab_{0.79}An_{0.21}$ ($Ab_{0.6-1}$) average composition. Plagioclase megacrysts are zoned with a basic core and acid rim. Among the coloured components biotite is commonest. Amphibole is generally rare, but in certain rocks (xenoliths) it can form up to 10–22%. *Accessory phases* include rutile, garnet, orthite, clinozoisite, chalcedony and opal.

Petrographic analysis shows that the granitoid went through different alteration phases. The microcline is fresh or weakly altered, and sericitised, sometimes stronger. The alteration of plagioclase is substantially stronger. The sericitisation is sometimes total in the cores of the megacrysts but less on the rims (*Plate I, 1*). The amphibole – through biotite alteration – is affected by both chloritisation and calcitisation.

An orientated mineral association appears in the matrix between the feldspar crystals, on the margin of the feldspars, but never in the cores. The mineral association is clearly connected to a more or less orientated pressure.

Depending on the rock and the original mineral composition the following mineral associations could be distinguished: ferro-tremolite+clinozoisite±chlorite; quartz+albite+chlorite±epidote; quartz+chlorite+epidote; quartz+chlorite+sericite and chlorite±sericite+carbonate. These associations include the typical minerals of the greenschist facies (WINKLER 1976), *i.e.* of low grade metamorphism. At Üveg-huta this is a greenschist overprint since this alteration affects just a small portion of the rock. In general we found the following:

The *pyroxenes* are totally resorbed (altered into opaque minerals).

The *green hornblende* alters into actinolitic hornblende or ferro-tremolite. The mineralogical determination of the poikiloblastic, acicular amphibole aggregates is difficult, but it is noticeable that in the case of bigger grains the birefringence always decreases toward the rim, at the same time with a concentration of titanite and opaque minerals. In parallel chlorite and biotite appear at the expense of amphibole.

Generally speaking, through alteration of the coloured minerals, chlorite and carbonate appear as small adjacent lenses.

In the *plagioclase* clinozoisite appears. Close to plagioclase, generally in pressure shadows, epidote appears with chlorite and albite, and forms orientated grain aggregates with chlorite. Furthermore, on the plagioclase, an epidote-like, idioblastic lath-shaped mineral develops, which is probably prehnite, a typical transition mineral between the greenschists and the anchimetamorphic slates.

In *microcline* the appearance of orientated perthite lenses indicates the beginning of the albitisation. The albite also forms rims around both feldspars or mainly joins microcline fragments. One of the active components of the greenschist overprint is sericite which appears in feldspars as aggregates of orientated lamellae. Orientated sericite lamellae can also be found in the matrix.

During the greenschist metamorphism a notable replacement of the accessory minerals took place: *titanite* and mainly *orthite* are replaced totally by opaque minerals.

The granitoid which already was affected by the greenschist overprint, was cataclastically deformed or mylonitised most likely as a result of shearing.

The samples investigated show almost no signs of hydrothermal alteration. Thin quartz and calcite veins are an exception, bearing pyrite crystals.

The rock composition prior to weathering is the result of the four sequential processes mentioned above: magmatic crystallisation, greenschist overprint, cataclasis and mylonitisation, and finally minor hydrothermal effects.

3. The subdivision of the weathered crust

The granitoid rocks show significant signs of near-surface weathering. For the subdivision of the weathered crust of the granitoid rocks, and for the depth determination of certain phenomena, geophysical well logging provided an acceptable starting point. Their evaluation resulted in the separation of four differently weathered zones (G I–IV) above the fresh granitoid (G V) (ZILAHÍ-SEBESS *et al.* 2000).

The geological description of the geophysical zones is as follows:

G I: distinct granite-sand and granite-rubble beds;

G II: loose, brecciated granitoid, well-oxidised, altered, typically ochreous-reddish-brownish coloured due to Fe-oxides/oxyhydroxides (“rubefaction zone”, SAUSSE *et al.* 1998); their coloured components are altered, and typically thinner or thicker carbonate veins crosscut the rocks, emphasising its brecciated nature;

G III: mildly altered granitoid, more massive and compact than in the zones before;

G IV: granitoid which only weakly shows any superficial effects. The geological assignment of this unit is difficult, though occasionally it is possible based on the alteration of the feldspars of the rocks;

G V: non-weathered granitoid rock, which could be identified by its compactness and darker colour but whose upper boundary is uncertain.

Although zone G I essentially belongs to the overlying formation, its clear features are discussed together with those of the weathering crust in order to contrast the different characteristics.

The feldspars (mainly plagioclases) of the crumbled, weathered rock are patchily replaced by very small-grained, sericite-like clay minerals. The coloured minerals are bleached and altered to clay minerals and limonite. Fine-grained clay minerals fill the cavities of the rock. Limonite appears in the colloidal condensation zones. The final product is an arkosic psammite or psephite with argillaceous cement. Zone G I could be an eluvial or detrital rock transported across longer or shorter distances (with exotic elements, as in sample Üh-5/24).

The character of the weathering is clayey-limonitic in the so-called rubefaction facies (G II). According to the X-ray diffraction analyses the dominant clay mineral is montmorillonite with a smaller amount of illite.

It is difficult to define the real lower boundary of the weathered crust, since limonitic and clayey deposition or argillisation along cracks could be noticed to depths of 100 metres below the granite surface. If the weathering zone is defined as the zone in which weathered, altered minerals and their alteration products form the rock matrix, then the weathered zone corresponds to the base of G II, and is not thicker than 15–20 metres.

In the other zones (G III, G IV), although they could be separated geophysically, no significant mineralogical-petrographic changes were seen.

Finally it has to be mentioned that in the weathered crust or in the covering sediments minor but noticeable alteration took place, for example recrystallisation in clay-filled cavities (claystone formation), corrosion of the quartz and segregation of goethite from limonite colloids. All of these are cut by calcite veins with limonite rims.

4. Analytical methods

The chemical analyses of the rocks, the mineralogical investigation (thin section studies and instrumental phase analyses) and the determination of the physical parameters (specific gravity, volume weight, porosity), enable a material characterisation of the geophysical zones.

The total chemical analysis was done at the chemical laboratory of the Geological Institute of Hungary by LiBO_2 attack, inductively coupled plasma atom-emission spectrometric method, and JY 70 simultaneous-sequential ICP emission spectrometer.

The X-ray diffraction analyses were done by Philips PW 1730 diffractometer under the following conditions: Cu anti-cathode, 40 kV and 30 mA tube-current, graphite monochromator, goniometer speed 2 °/minute. The mineral composition was calculated on the basis of the relative intensity rates of the reflections characteristic to the minerals, applying the literary or experimental corundum factors on minerals (KLUG and ALEXANDER 1954, NÁRAY-SZABÓ *et al.* 1965, RISCHÁK and VICZIÁN 1974, RISCHÁK 1989).

On the original powder diffractograms the clay minerals generally appear in small amounts and poorly ordered. For more detailed research, orientated samples were prepared from the <2 μ clay-mineral fraction separated by Atterberg cylinder. The samples were analysed by X-ray diffraction in an untreated state (FN), treated with ethylene-glycol (EG – 60 °C/9 hour), and heated (H – 490 °C/4 hour).

The thermal analyses were completed by Derivatograph-PC with simultaneous TG, DTG and DTA set, in a corundum crucible, with a heating speed of 10 °C/minute up to 1000 °C and with Al_2O_3 as inert material. The quantitative determination of the thermally active minerals is based on

stoichiometric calculation of the heat-induced decomposition process of the identified minerals. The calculation proceeds the measured mass deficit during the analysis.

The comparison of the individual zones requires a complex phase analysis, and in the course of that the data of X-ray diffraction, thermal analysis and chemical analyses were used in combination. The identification of the crystalline phases was based on XRD. Chemical analyses refined the quantitative determination. The thermal analysis was made for the same purpose, since it measures the minerals in absolute values, apart from the measuring error range (primarily caused by stoichiometric variability of the minerals), and in contrast to the relative measurement system of the XRD method. However, the thermal analysis is suited only for the identification of the altered minerals. The complex phase analysis was made on 52 samples of 8 boreholes (Üh-1, -2, -3, -4, -5, -22, -23, -24).

5. Results

The primary goal of the research was the mineralogical-petrographic analysis of different zones of the weathered crust formed on the surface of the granitoids. For the follow-up of these processes we have to investigate the composition of the granitoid prior to weathering. Table 1 shows

Table 1

Primary minerals of the weathering zones

Geophysical zone	Minerals (%)						
	plagioclase	potassium feldspar	quartz	biotite	amphibole	chlorite	total
G I	29	20	17	2	1	5	74
G II	31	24	19	3	2	4	91
G III	36	24	19	7	2	5	93
G IV	30	21	15	10	3	9	88
G V	41	18	13	15	3	5	95

the distribution of the primary rock-forming minerals of the granitoids in the weathered zones.

The data of Table 1 clearly show that the quantity of rock forming minerals in the G I zone rocks decreased to about 70%, meaning some 25% altered due to the weathering process. The weathering basically affected the coloured minerals. Among the feldspars the plagioclase disintegrates and alters, while the potassium feldspar accumulates in the residual matter, just like the quartz. The homogeneity of the average value of the quartz hides its large scattering. The main reason for this is that quartz is not abundant in the amphibole-rich rocks (Borehole Üh-3, 63–119 m; Borehole Üh-23, 100–113,4 m; Borehole Üh-1, sections 41–48 and 84–141 m), and these may have an important role in the weathering crust.

The main trends of the alteration process of the rock

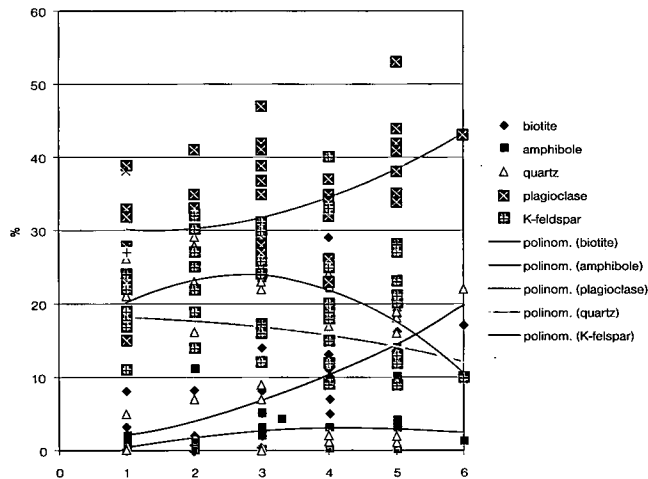


Figure 1. Polynomial trend lines of the alteration of rock-forming minerals

1 – G V „lower”, 2 – G V „upper”, 3 – G IV, 4 – G III, 5 – G II, 6 – G I

1. ábra. A kőzetalkotó ásványok átalakulását jelző polinomiális trendvonalak

1 – G V „alsó”, 2 – G V „felső”, 3 – G IV, 4 – G III, 5 – G II, 6 – G I

forming minerals are demonstrated by polynomial graphs (Figure 1).

Chlorite has to be mentioned separately, as it is produced partly by weathering and partly through an earlier process. The separation of the two chlorite types is generally difficult, as often both can be found in the same sample. The average chlorite content of the G IV zone is 9%, but some samples are more intensely chloritised (15–20% chlorite content). The higher value might be explained by saying that the volume of originally melanocratic rocks is bigger in this zone.

Chlorite usually originated from the alteration of biotite and amphibole as the product of a process before the weathering (greenschist overprint). Two types of the chlorite are observed in thin sections, the “brown” clinocllore and the “indigo” pennine. The beginning of the dissociation is marked by a loss of colour from the biotite (baueritisation) and a decrease in its pleochroism. The biotite is substituted by the chlorite first on the rims, after that along the cleavage and, finally, in full (clinocllore, Plate I, 2). Pennine forms mosaic-like fields in the pressure shadow and also appears in the matrix. The dehydroxilation of the chlorite is represented on the derivatograms at two different temperature fields. The average temperature of the dehydroxilation at higher temperature is 665 °C, which indicates an Mg rich variety closer to clinocllore. The dehydroxilation at lower temperature (600 °C) probably indicates a variety richer in iron, and closer to pennine.

The primary chlorites mentioned above continue dissociating due to the weathering. By means of the weathering process Fe leaves the brucite-layer of their structure and is gradually substituted by Al. The structure formed this way is secondary chlorite, which is less stable thermally, decom-

posing at about 550 °C. These transformations happen according to the chlorite → secondary chlorite → mixed-layer minerals → vermiculite/montmorillonite process (NEMECZ 1973; THOREZ 1975). On our thermal curves the dehydroxilation appears between 530–575 °C in the G I-II zones, and that indicates the secondary origin of the chlorite.

The thin-sections revealed a very fine-lamellar, high birefringent secondary chlorite (delessite = iron chlorite) which appears in the matrix or substitutes the previous chlorite types.

Further the results of the research will be shown by weathering zones.

The composition of the G V zone is predominantly monzogranite or quartz-monzonite. The greenschist overprint, significant mylonitisation, strong deformation of the rock forming minerals, and the orientated texture are characteristic for every rock type. In the overwhelming majority of samples, 95% of the minerals comprise plagioclase, potassium feldspar, quartz, biotite, amphibole and chlorite. Sericitisation is stronger in the plagioclase and weaker in the microcline. (Sericite is used here to describe any mineral found in thin section which is a high birefringent secondary mineral forming small lamella, and which usually appears along the cleavage plane, or follows a certain direction and is often associated with epidote and calcite grains. It could be muscovite, illite, montmorillonite or even steatite). Carbonate and opaque mineral (hematite) are minor phases, and are the alteration product of biotite and amphibole in the greenschist phase.

The G IV zone forms the lowest level of the weathered crust. This zone is characterised by weak-medium mylonitisation, medium and coarse-grained monzogranite and quartz monzonite, as well as medium and coarse-grained cataclastic monzogranite, with the following minerals: strongly sericitic acid-neutral porphyritic plagioclase, porphyritic and poikilitic microcline, quartz, slightly baueritic, rather chloritic biotite, somewhat calcitic hornblende, altered titanite, apatite, etc. The rock forming minerals are present in smaller amount (88%). In this zone amphibole rich rocks are frequent, containing 2–5% apatite and in the amphibole 2–3% titanite as inclusions. The greenschist metamorphism explains the higher chlorite content (9%). At the same place a considerable amount of calcite (6% on average) is also present in the rock, which was accumulated partly through the alteration of the amphibole and partly through the descending solution (cementation zone).

The rock material of the G III zone is medium-mylonitic, characterised by medium and coarse-grained monzogranite to quartz monzonite and cataclastic monzogranite, with the following minerals: strongly sericitic acid to neutral porphyritic plagioclase, porphyritic and poikilitic microcline, quartz, baueritic and chloritic biotite, slightly calcitic hornblende, titanite partly altered into leucoxene, rutile and calcite, apatite, etc. No significant changes were seen in thin section compared to the rocks of the G IV zone. According to the phase analysis data this horizon forms a threshold for the weathering process. The

decrease in the coloured components indicates that the alteration of them begins in this zone. The smaller amount of chlorite could be caused by a change in the original rock composition. The greater part of the samples already contains montmorillonite, but only 1% in average. Also one sign of alteration is that the FeO starts changing into Fe₂O₃, and the MgO content of the rock starts decreasing.

The **G II zone** is considerably oxidised, altered, medium-mylonitic, coarse-grained monzogranite and non-mylonitic quartz monzonite, or medium-grained, cataclastic or mylonitic monzogranite. In the crushed rock strongly sericitic plagioclase, poikilitic microcline, quartz, baueritic biotite, minor amphibole and/or calcite pseudomorphs after the amphibole, titanite altered into leucoxene, rutile, epidote, zircon *etc.* appear. The rocks are often impregnated by calcite, and calcite veins are frequent in them.

According to the phase analyses the weathering has

Table 2

Secondary minerals of the weathering zones

Geo-physical zone	Number of the sample	Clay mineral (%)				Carb. (%)		Fe-oxide/oxihydr. (%)	
		mm.	i/mm	illite	palyg.	calcite	hematite	goethite	
G I	10	7	3.2	2	2	5	0.8	1.42	
G II	9	5	1.3	3	1	4	0.9	0.8	
G III	10	1	0.7	1		2	0.6	0.1	
G IV	15	0.6	0.6	1		6	0.9	0.1	
G V	12	0.5	0.3			2	1.3		

Carb. = carbonate mineral, oxihydr. = oxihydroxide, mm. = montmorillonite, i = illite, palyg. = palygorskite

increased in intensity here. The most conspicuous sign of that is an increase in clay mineral content (Table 2).

The average quantity of smectite minerals (montmorillonite group) is 5%. The *montmorillonite* in the G II zone, has a transitional character and originated from the hydration of chlorite. Molecular water appears in the mineral which leaves during the heating in a multistage, interrupted process reaction (Figure 2, a). The explanation of this is that the water first bonds to the broken ends of the layers. The space between the layers gradually enlarges with the progress of the weathering process, and more water or water layers appear in that space, but an interlayer cation has not been built in yet. The chemical analyses and the variable water content of the derivatograms clearly illustrate the hydration process (Tables 3 and 4). The identification of montmorillonite is microscopically impossible.

In certain boreholes, beside montmorillonite, palygorskite appears in the G II zone (Üh-1, -2, -3). In other boreholes illite and illite-montmorillonite mixed-layer clay minerals were found (Üh-5, -22, -23, -24). In Table 2 the average values regarding these minerals are deceptive, since the above mentioned minerals appear only in some samples but with a greater amount (1-10%). The palygorskite is a clay mineral aggregate resulting from the alteration of

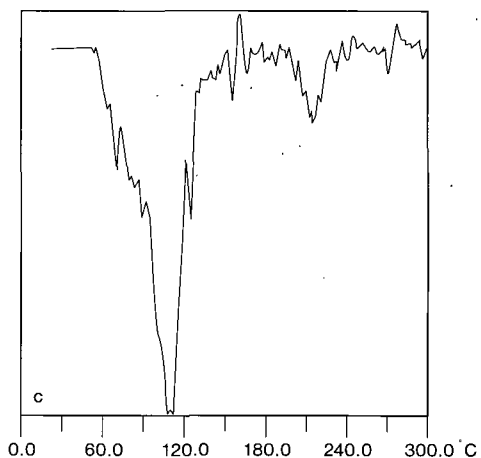
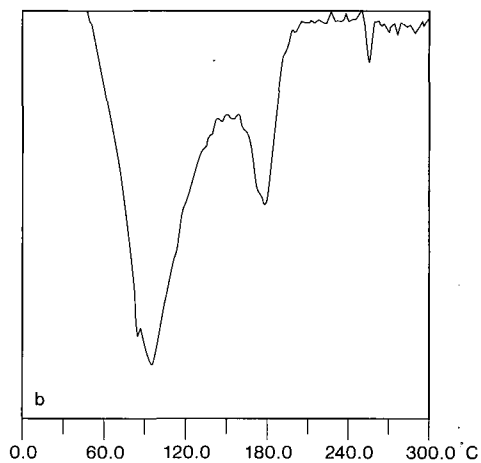
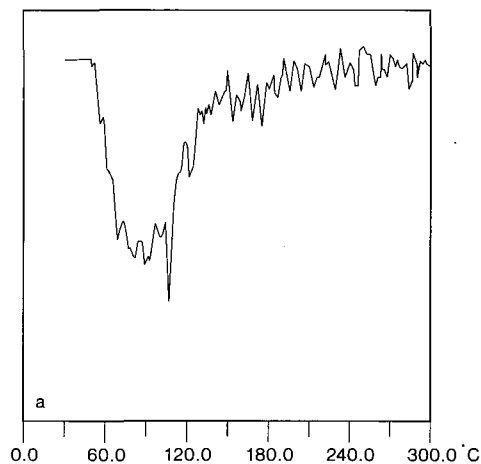


Figure 2. Thermal curves (DTG) of the montmorillonite types
a = Üh-5, 69.5 m; b = M-3; c = Üh-3, 99 m

2. ábra. A montmorillonittípusok termikus (DTG) görbéi
a = Üh-5, 69,5 m; b = M-3; c = Üh-3, 99 m

Table 3

Changes in the main chemical components per zone

Geophysical zone	Main components (%)					
	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	-H ₂ O	+H ₂ O	total water
G I	2.42	0.80	3.93	0.87	2.89	3.76
G II	3.01	1.44	2.46	0.42	2.08	2.50
G III	2.79	2.36	1.64	0.18	1.81	1.99
G IV	4.48	3.49	1.53	0.09	2.05	2.04
G V "upper"	3.73	3.54	1.47	0.12	1.71	1.83
G V "lower"	6.82	4.64	1.03	0.06	2.27	2.33

"Upper" means the part directly below the G IV/G V boundary while "lower" refers to the fresh granitoids from deeper levels.

Table 4

Changes in some thermal parameters per zone

Geophysical zone	Water content (%)		H ₂ O/OH
	molecular	hydroxyl (to 1000 °C)	
G I	1.48	1.05	1.41
G II	1.00	0.80	1.24
G III	0.19	0.73	0.26
G IV	0.12	0.96	0.12
G V	0.01	0.56	0.02

biotite (Üh-2/67 m). Through the microscope it is fuzzy, felt-like, and pale-green, moderately birefringent but has a relatively high refraction index. On the derivatograms of the most decomposed samples, the dehydroxilation often appears between 475–515 °C. This corresponds to the typical reaction of palygorskite, but the dehydroxilation of montmorillonite happens in the same temperature interval in the samples which do not contain palygorskite, indicating a Fe richer variety of montmorillonite.

Illite is formed not only through the sericitisation of feldspar. According to thin-section analysis it forms small lamellae and appears as irregular patches following the cracks and margins of the grains.

The quantity of *chlorite* in the G II zone is practically unchanged compared to the previous zone, but in our opinion this reflects a balanced chlorite quantity, where the chlorite is derived from the coloured minerals during the weathering and later disappears during the further alteration. On the thermal curves in this zone the secondary chlorite, characterised by dehydroxilation at about 550 °C, becomes dominant in contrast to the primary, greenschist chlorite.

The **G I zone** (granite rubble and granite sand) could be found on the surface of the weathered crust in variable thickness, dominated by clay-filmy, rubble clastic, unstratified granite sand. The sand fraction is mainly composed of medium and coarse grains which are altered to different degrees depending on their minerals. Strongly altered, mostly friable, reddish-brownish granitoid debris also occurs. The amount of clay and silt increases toward the surface. In the lower part of the zone, dark-brown, loose granite rubble appears, which is slightly clayey, sometimes weakly cemented.

The material forming the rock debris generally is coarse-grained monzogranite to quartz diorite. The mineral composition is similar to what was seen in the G II zone, though in a more decomposed state.

Arkosic rock was identified by thin-section analysis in three samples of the boreholes (Üh-5/52,6 m; Üh-5/57,5 m and Üh-23/63 m). It originated from more or less rounded fragments of granitoid and exotic composition which are bedded in a clayey matrix (intersertal basalt, altered mafic vitreous rock, redargillite, argillaceous-calcareous marlstone, *etc.* in sample Üh-5/57,5 m). In this formation an algal, partially re-crystallised sandy travertine lens was also detected (Üh-4/24 m), in which the debris was also derived from the granitoid.

The debris pieces are rounded, and often have limonitic margins. The mineral grains (quartz, plagioclase, and potassium feldspar) are sometimes subangular, mainly on their margins and corners. The cement is of sedimentary origin, and is fine-grained, partly cemented, texturally and sporadically fluidal reddish-brownish limonitic clay with small, fragmented quartz grains. This rock always contains illite and illite-montmorillonite.

From the above considerations we can establish that the G I zone is not an eluvial-residual formation, but the short transported product of the eluvium formed on the surface of the granitoid, sometimes with exotic material. The zone comprises arkosic psammite-psephite beds with clayey cement. Consequently the G I zone is not part of the weathering crust, but predominantly perhaps exclusively is a coarse-grained sediment formed from the elements of that crust, and this zone forms the base of the covering sediment.

Its average montmorillonite content is 7%, in some cases reaching 10%, moreover, the montmorillonite content reaches 17% in samples taken from two surficial exposures. On the thermal curves the dehydration reactions could be well defined, according to the curves in the literature. Cations appear in the interlayer space which is indicated by an increase in the rate of the water envelope coordinated around the cation, within the water content of the interlayer space. This hydrate sheet water is generally well separated from the main amount of interlayer water (Figure 2, b). The temperature values do not refer unambiguously to the Mg interlayer cation, but Ca and Mg are probably together in the interlayer site. In the case of one sample (Üh-3), according to thermoanalytical criteria, a mineral appeared which could be considered as vermiculite (Figure 2, c) showing similar thermoanalytical curves characteristic of the biotite → hydrobiotite → vermiculite alteration (BARSHAD 1948, IVANOVA *et al.* 1974, JUSTO *et al.* 1993).

In order to better understand the montmorillonite-type minerals, X-ray diffraction was carried out on the clay fraction. On the diffractograms the montmorillonite shows a strong, small half-value width 001 base reflection at about the 14 Å d value. Based on their shape these base reflections have a completely vermiculite character, but treated with ethylene-glycol they move away (swell) to the 17 Å d

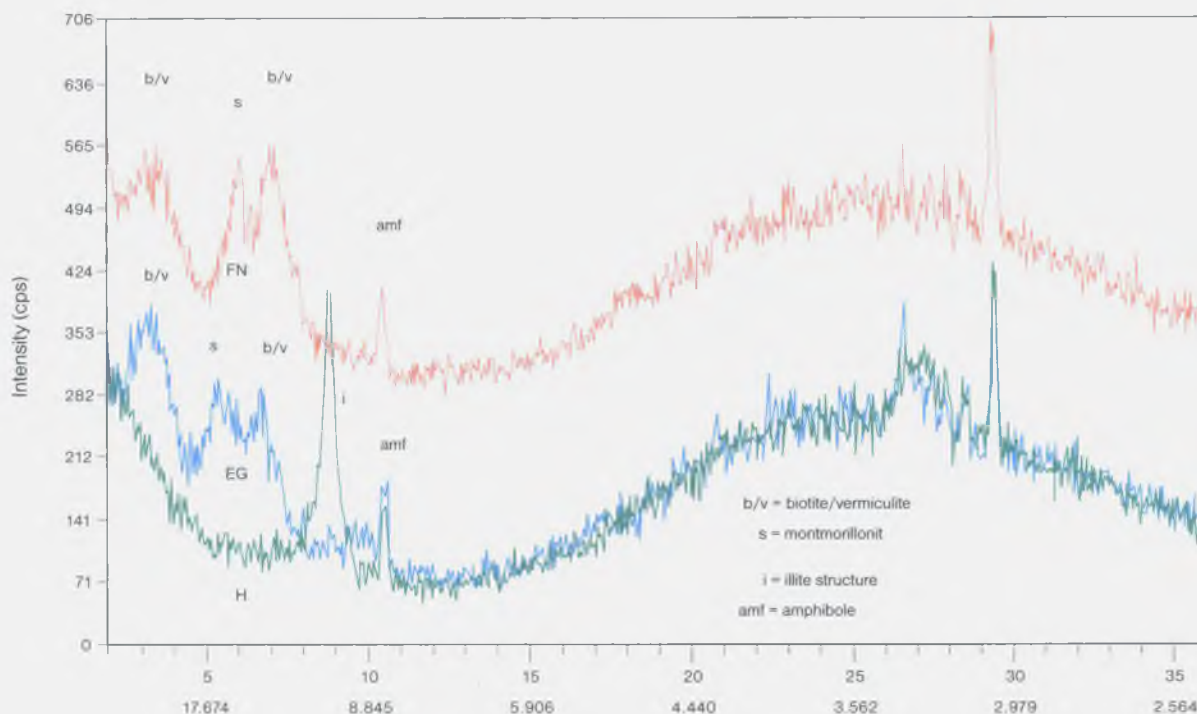


Figure 3. X-ray diffractogram of a mixed-layer clay mineral, composed of regularly ordered biotite-vermiculite
FN = untreated; EG = treated with ethylene-glycol; H = heated

3. ábra. Szabályosan rendezett biotit-vermiculit összetételű kevertszerkezetű agyagásvány röntgendiffraktogramja
FN = kezeletlen; EG = etilénglikolozott; H = hevített

value, then their structure collapses to the 10 Å d value due to the heating. In some samples the 14 Å d value reflection does not show any swelling capacity, but remains intact, then the structure also collapses to 10 Å d value. In this case there is vermiculite in the sample. The form of the 001 base reflection indicates Mg-montmorillonite (vermiculite-type montmorillonite).

XRD analysis of the clay fraction below 2 μ in the G I zone samples, showed montmorillonite and vermiculite as predominant, with occasional, mixed layer clays determined to be biotite/chlorite, biotite/vermiculite, biotite/vermiculite/chlorite, chlorite/vermiculite, and vermiculite/montmorillonite. In one case (Üh-23/66 m) the appearance of a reflection with a high d value (32-33 Å) indicates a mixed-layer clay mineral which has a regularly ordered biotite/vermiculite ("hydro-biotite") composition (Figure 3). The variability of the mixed-layer clay minerals shows that they represent transitional members of the alteration process, but additionally they can reflect different compositions of the initial rock. These mixed-layer minerals are present only in very small amounts in the original sample, and are the montmorillonite of Table 2.

The variation in chemical components and measurable parameters during the thermal analysis per zone could be used to characterise the **weathering process** (Tables 3 and 4).

The main processes of weathering from a chemical point of view are hydration, oxidation and Mg-migration.



Figure 4. FeO → Fe₂O₃ transformation during the weathering process

4. ábra. Az FeO → Fe₂O₃ átalakulás a mállási folyamat során

The alteration is accompanied by leaching of FeO and MgO. The mobilisation of these two elements is shown better by chemical rather than by mineralogical analysis, because of their small quantity. FeO is oxidised on the spot and does not leave the system (during the FeO → Fe₂O₃ change instead of 4.2% Fe₂O₃ calculated from the original content, 3.9% was found, but the 10% difference is within the error limits, Figure 4). In the rocks Fe₂O₃ is present as hematite, and in the G II and G I zones goethite appears.

One part of the MgO released infiltrates into the clay minerals of the upper two zones (vermiculite-type mont-

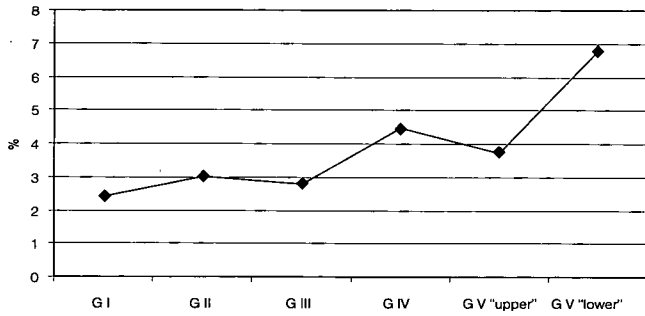


Figure 5. Change of MgO content during the alteration process

5. ábra. A MgO-tartalom változása az átalakulási folyamat során

morillonite, palygorskite), but the larger part (about two thirds) gets mobilised and leaves the system (Figure 5). This could result in the appearance of Mg minerals with similar composition to those in the fissure infillings (KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 2000). At the same time from the point of view of MgO, the boreholes are different. The amphibole-apatite rocks have a high MgO content, particularly in Borehole Üh-3, but to a certain extent in Boreholes Üh-1 and Üh-23 (Figure 6).

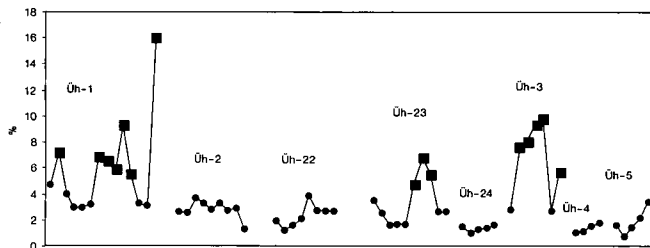


Figure 6. Fluctuation of MgO content in different rock types

6. ábra. A MgO-tartalom ingadozása a különböző kőzettípusokban

The main reason for the differences in water content is that the water determined in the course of the chemical analyses (Table 3) also includes the structural water of the amphibole and biotite which is liberated at high temperature, when the thermoanalytical research has shown dehydroxylation of the clay minerals and chlorite, dynamically

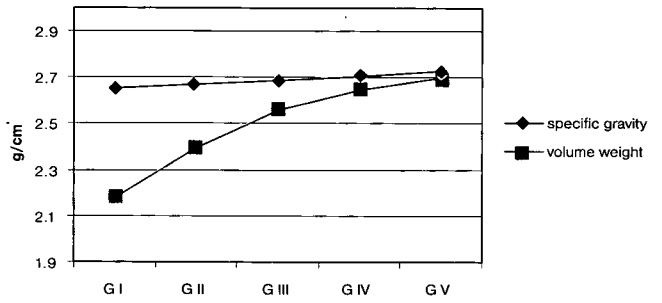


Figure 7. Distribution of the specific gravity and the volume in different zones

7. ábra. A kőzetek fajsúlyának és térfogatsúlyának alakulása a különböző zónákban

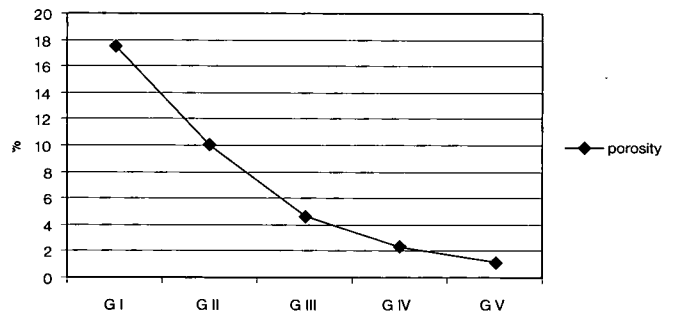


Figure 8. Change of the rock porosity during the weathering process

8. ábra. A kőzetporozitás változása a mállási folyamat során

heated to 1000 °C (Table 4). The H₂O/OH ratio clearly marks the alteration process of chlorite → montmorillonite.

The characterisation of the weathering crust was completed with the review of the **physical parameters**. The specific gravity, the volume weight and the porosity were measured on the same samples used for mineralogical and geochemical analysis. The distribution of the physical parameters was provided based on the average and the interval values (Table 5).

The granitoid is very disintegrated and weathered (G I) under the Quaternary cover. The weathering degree of the following G II-IV zones gradually decreases. In a profile

Table 5

Change in the specific gravity, volume weight and porosity per zone

Geophysical zone	Sample number (piece)	Specific gravity (g/cm ³)		Volume weight (g/cm ³)		Porosity (%)	
		average	interval	average	interval	average	interval
G I	10	2.65	2.6188-2.7119	2.18	1.9000-2.4368	17.59	9.64-28.03
G II	6	2.67	2.5984-2.7988	2.40	2.2102-2.5082	9.97	5.62-14.94
G III	8	2.69	2.6289-2.8574	2.56	2.4100-2.7285	4.69	2.22- 9.40
G IV	13	2.71	2.6466-2.8874	2.65	2.5375-2.8500	2.37	0.37- 6.03
G V	10	2.73	2.6600-2.7945	2.70	2.6400-2.7719	1.23	0.36- 4.69

through the weathering crust (G II-IV) down from the surface, greater specific gravity and volume-weight values could be measured, but the inter-grain porosity is becomes less in compliance with the decreasing degree of disintegration. It is shown by the analytical data that the specific gravity slightly decreases, the volume weight more strongly decreases, and the porosity significantly increases as the degree of weathering increases (Figures 7 and 8).

The porosity values (Table 5) are in accordance with the data in the literature. According to these the additional porosity caused by means of the alteration of various minerals could reach the 6-20% values in non-fissured granitoid (NEMECZ 1973). The additional porosity originating by mineral alteration is additionally increased by the net-like cracks and fissures frequent found in the rock.

6. Summary

A weathered crust of significant thickness was formed on the surface of the Üveghuta granitoid rocks. For its characterisation various analyses (microscopic, chemical, thermal, X-ray diffraction, petrophysical, etc.) were carried

out. The subdivision of the weathered crust which helps determine some depth related phenomena was based on the 4 zones (G I-IV) identified by geophysical well-logging.

With the help of complex phase analyses we demonstrated that the granitoids were metamorphosed under greenschist facies, seen as chloritisation±carbonatisation.

The weathering process is characterised by argillisation and montmorillonite → vermiculite (→ ±palygorskite) formation, accordingly the biotite → hydrobiotite → vermiculite and the chlorite → secondary chlorite → mixed-layer minerals → vermiculite/montmorillonite process.

On the basis of thin section studies the final product is an arkosic psammite and psephite with argillaceous cement. It is a sedimentary formation which was found on the surface of the granitoid and is dominated by granitoid elements (granite rubble and granite sand).

The weathering zone, in which the decomposed primary minerals and their disintegrated products form the basis of the rock, is not thicker than 15-20 metres and is equivalent to the bottom of the G II zone. The weathering in zones G III-IV is much weaker.

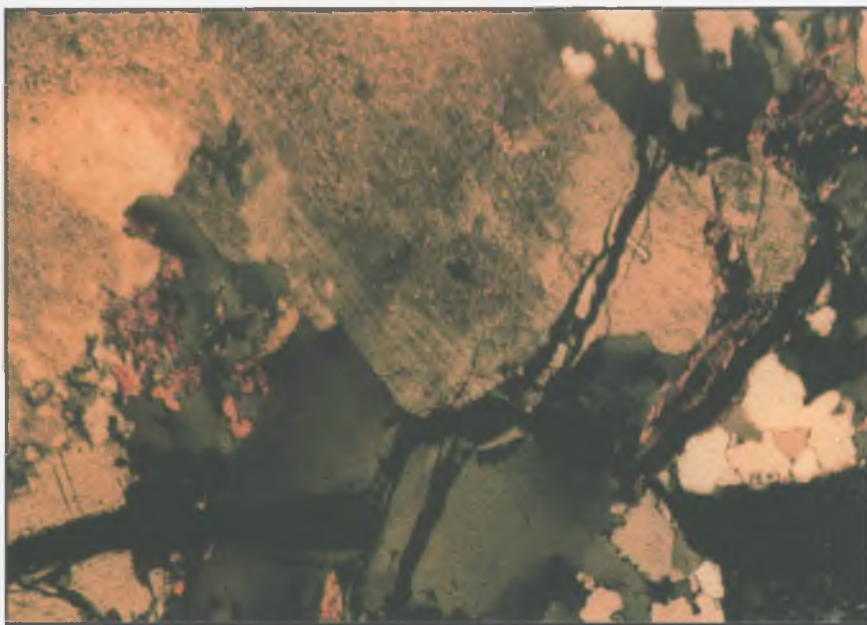
The main processes of the weathering from a chemical point of view are hydration, oxidation and Mg-migration.

References

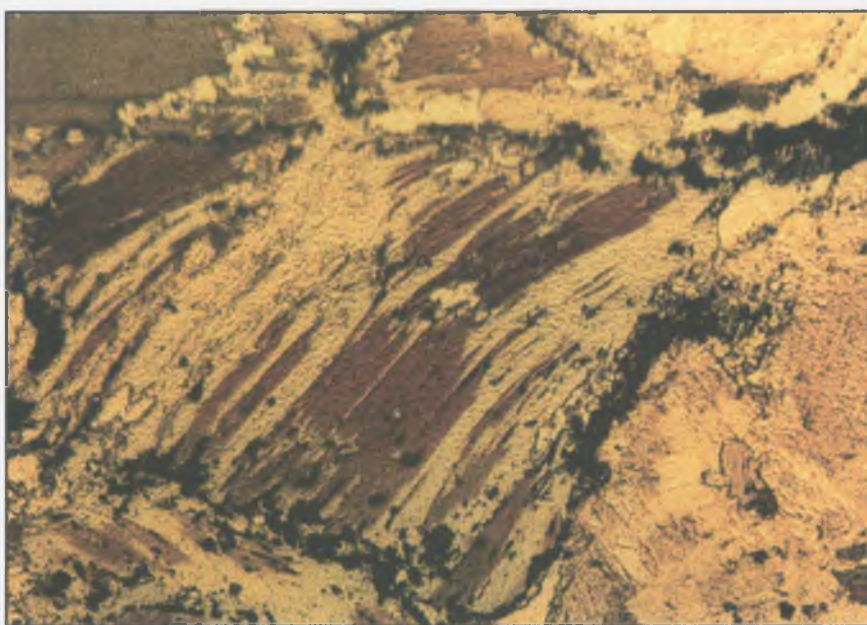
- BARSHAD, I., 1948: Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-ray analysis, differential thermal curves, and water content. — *The American Mineralogist* 33 (11-12), pp. 655-678.
- BUDA, GY., PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K., KLÖTZLI, U., and COUSENS, B. L., 2000: Üveghutai mélyfúrások kristályos közeleinek ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése, Mórágyl-rög (in Hungarian: Mineralogical-petrographical and geochemical characteristics of the crystalline rocks from the Üveghuta boreholes, Mórágyl Block). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- DITRÓI-PUSKÁS, Z., 1999: Az Üveghuta-2, -3, -4, -5, -22 és -23 fúrásokban geofizikailag elkülönített G1, G2, G3 és G4 szinteket képviselő minták kőzettani vizsgálata (in Hungarian: Petrographical study of samples from geophysical horizons G1, G2, G3, and G4 in Boreholes Üveghuta-2, -3, -4, -5, -22, -23, and -5). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- IVANOVA, V. P., KASATOV, B. K., KRASAVINA, T. N., and ROZINOVA, E. L., 1974: *Termicheskij analiz mineralov i gornykh porod* (in Russian: Thermal analysis of minerals and rocks). — Nedra, Leningrad, 398 p.
- JUSTO, A., PÉREZ-RODRÍGUEZ, J. L., and SÁNCHEZ-SOTO, P. J., 1993: Thermal study of vermiculites and mica-vermiculite interstratifications. — *Journal of Thermal Analysis* 40 (1), pp. 59-65.
- KLUG, H. P., and ALEXANDER, L. E., 1954: *X-ray diffraction procedures*. — John Wiley and Sons, New York - London - Paris, 716 p.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., KALMÁR, J., FÖLDVÁRI, M., and BARÁTH-SENYEI, K., 2000: Mineralogical characterisation of the fissure fillings in the Üveghuta granite (Az üveghutai gránitban található repedéskitöltések ásványtani jellemzése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- NÁRAY-SZABÓ, I., ZSOLDOS, L., and KALMÁN, A., 1965: *Bevezetés a röntgendiffrakciós szerkezet kutatásba, jegyzet* (in Hungarian: Introduction to the X-ray structural studies, lecture notes). — Magyar Kémikusok Egyesülete, Budapest, 305 p.
- Nemecz, E., 1973: *Agyagásványok* (in Hungarian: Clay minerals). — Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- RISCHÁK, G., 1989: Kőzetek és talajok amorf fázisának közvetlen röntgendiffraktometrikus meghatározása (in Hungarian with English summary: Direct X-ray diffraction analysis of amorphous the phase in rocks and soils). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, Budapest, pp. 377-394.
- Rischák, G., and VICZIÁN, I., 1974: Agyagásványok bázisreflexióinak intenzitását meghatározó tényezők. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, Budapest, pp. 229-256.
- SAUSSE, J., GENTER, A., LEROY, J. L., and LESPINASSE, M., 1998: Description et quantification des alterations filoniennes: paléocoulements fluides dans le granite de Soultz-sous-forets (Bas-Rhin, France). — *Bulletin de la Société Géologique, France* 169 (5), pp. 655-664.
- THOREZ, J., 1975: *Phyllosilicates and clay minerals*. — G. Lelotte, Dison, Belgique, 582 p.
- WINKLER, H. G. F., 1976: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 335 p.
- ZILÁHI-SEBESS, L., RIGLER, GY., and SZONGOTH, G., 2000: Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well-logging data (Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alapján). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).

Plate I - I. tábla

1. Thin twin-lamellar, slightly deformed, oligoclase megacryst with sericitic core; on the margins "epidote nests", surrounded by quartz grains intergrown with thin biotite lamellae. A diverging quartz vein cuts cross the quartz and the feldspar. – Vékony ikerlemez, enyhén deformált, belső részeiben szericitesedett savanyú oligoklász-megakristály, szélein epidotfészekkel, körülötte összefogazódott kvarcsemcsék vékony biotitlemezekkel. A kvarcot és a földpátot egy elágazó opálér szeli át.
Monzogranite, Űh-1, 52.00 m (G III); +N, 32.
2. Chloritised biotite lamellae with opaque margin between feldspar megacrysts. – Lemezek mentén kloritosodott biotit, opak szegélyvel, földpát-megakristályok között.
Monzodiorite, Űh-3, 118.9 m (G IV); |N, 32.



1.



2.

AZ ÜVEGHUTAI GRÁNIT MÁLLÁSI KÉRGÉNEK ÁSVÁNY-KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI JELLEMZÉSE

KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER, KALMÁR JÁNOS, FÖLDEVÁRI MÁRIA, BARÁTH ISTVÁNNÉ

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

Az üveghutai granitoid kőzetek felszínén jelentős vastagságú mállási kéreg képződött, jellemzése céljából különböző (mikroszkópos, kémiai, termikus, röntgendiffrakciós, köztetfizikai stb.) vizsgálatokat végeztünk. A mállási kéreg tagolásához, amelyre támaszkodva az egyes jelenségek mélységi helyzete meghatározható, a mélyfúrás-geofizikai mérések nyomán kijelölt 4 zónát (G I–IV) vettük alapul.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a végtermék agyagásványos kötőanyagú arkózás pszammit vagy pszeftit. Ez az alaphegység felszínén található üledékes képződmény (G I), uralkodóan granitoid elemekkel (gránitmurva és gránithomok). Annak ellenére, hogy a G I zóna üledékes képződmény, vizsgálata a mállási folyamatok pontosítása miatt nélkülözhetetlen.

Az elvégzett komplex fázisanalitikai vizsgálatok alapján kimutattuk, hogy a granitoidok már a mállás előtt zöldpala fáciesű átalakulást szenvedtek, amelynek lényege a kloritosodás+karbonátosodás. A tulajdonképpeni mállási folyamat agyagásványosodással, montmorillonit (-vermikulit+paligorszkit) képződésével jellemezhető.

A mállási folyamatok eredményeképpen a G I öv kőzeteiben az elsődleges kőzetalkotó ásványoknak kb. a negyede szenved átalakulást. Az átalakulás alapvetően a színes komponenseket érinti. Ezek eredeti, átlagosan 18%-os mennyisége a G I zónában 3%-ra csökken. A földpátok kb. 20%-ban alakulnak át.

Az a mállási zóna, amelyben bontott elsődleges ásványok és bontástermékek képezik a kőzet alapanyagát, nem vastagabb 15-20 m-nél, ami megfelel a G II zóna talpának. Ezt a határvonalat a kőzet fizikai paramétereinek drasztikus változása is jelzi, ezért geofizikai módszerekkel is könnyen lehatárolható. A G III–IV zónában a mállás jóval gyengébb.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok felszín alatti elhelyezési lehetőségének vizsgálatára a Bátaapátihoz tartozó Üveghuta közelében (Mecsek hegység), több szakaszban, különböző mélységű fúrásokat telepítettek a kutatási program keretében.

A lemélyített fúrások különböző vastagságban negyedidőszaki rétegsort harántoltak, amelynek összetételében fosszilis talajszintekkel tagolt lösz, vörös- és tarkaagyag, valamint kőzettörmelék és gránitmurva vesz részt.

A fúrások a negyedidőszaki rétegsor alatt korakarbon korú (K/Ar kor: 330–350 millió év) granitoid képződményeket tártak fel, amelyek felszínközeli, 30–80 m vastag része mállást szenvedett. Tanulmányunkban a mállási kéreg anyagára vonatkozó vizsgálatainkat és azok eredményeit ismertetjük. A mállás előtti kőzetösszetétellel kezdjük, ezután a mállási kéreg tagolását, a vizsgálati módszereket és vizsgálati eredményeket vázoljuk, végül összefoglalást adunk a másodlagos elváltozásokról.

2. A mállás előtti kőzetösszetétel

Ahhoz, hogy a mállási jelenségeket megértsük, először azt kell tisztán látnunk, hogy milyen háttéren játszódik le, milyen kőzeteket érint a mállás.

Az **üde granitoid kőzeteket** lényegében négy fő kőzetti-típus képviseli (DITRÓI-PUSKÁS 1999; BUDA et al. 2000): mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoid, xenolit, mikrogránit és pegmatoid. A modal alapján a porfirós granitoid kvarcmonzonit, monzogránit, alapanyaga granodiorit összetételű. A xenolitok főleg monzonit, ritkábban szienit összetételűek. Habár kőzettanilag, szerkezetileg és szövetileg a kőzetek különböző típusokba tartoznak, összetételüket gyakorlatilag ugyanazon ásványok különböző arányú részvétele határozza meg. A kőzetek 90–95%-át az ún. kőzetalkotó ásványok képezik: földpátok, kvarc, színes komponensek (biotit, amfibol, alárendelten piroxén).

A *kőzetalkotó ásványok* között (42 db vékonycsiszolat alapján) leggyakoribb az üde vagy enyhén bontott földpát, ez adja a kőzet 50–60%-át. A földpátok aránya a granitoid kőzetek típusai szerint változik. A mikroklin részaránya a vékonycsiszolatos kimérések alapján 3–5% között ingadozik, a komplex fázisanalízisből számított értéktartomány 9–40%. A plagioklász részaránya az optikai vizsgálatok alapján 10–50%, a komplex fázisanalízis szerint 15–53%, az átlagérték 33%. A plagioklász általában savanyú, átlagosan $Ab_{0,76}An_{0,24}$ összetételű. Amfibolos kőzetekben a plagioklász bázisosabb, $Ab_{0,57}An_{0,43}$ ($Ab_{0,38-0,74}$), a [010] szimmetrikus zónában mért kioltódás alapján intermedier plagioklász (andezin) ($Ab_{0,55-0,65}$) bizonyul. A többi kőzet plagioklászát átlagosan $Ab_{0,79}An_{0,21}$ ($Ab_{0,6-1}$) összetételű. A plagioklász-megakristályok zónás szerkezetűek, bázisosabb

maggal és savanyú burokkal. A színes komponensek között leggyakoribb a biotit. Az amfibol általában ritka, de egyes kőzetekben (xenolitokban) 10–22%-ra feldúsul. *Járálekos ásványként* vékonycsiszolatokban rutilt, gránátot, ortitot (allanitot), klinozoitot, kalcedont és opált ismertünk fel.

A mikroszkópos vizsgálatokból kitűnik, hogy a granitoid kőzetek különböző elváltozásokat szenvedtek, általánosságban a következőket állapíthatjuk meg. A mikroklin üde, vagy bontása gyenge, ritkán közepes, „szericites” jellegű. A plagioklász bontása nagyságrenddel erősebb, mint a mikrokliné. „Szericites” bontása erős, esetenként teljes a megakristályok magjában és közepes azok peremén (I. tábla 1). Az amfibol vagy biotitos átalakuláson keresztül kloritosodik vagy kalcitosodik. Az alábbiakban a mállás előtti elváltozásokat ismertetjük.

A mintákban megjelenik egy irányított ásványegyüttes, amely a földpátok közötti térben, a földpátok peremén és nem egy esetben a szemcsék belsejében is követhető. Jelleget tekintve többé-kevésbé irányított nyomáshoz köthető.

Kőzettől és az eredeti ásványos összetételtől függően a következő ásványegyütteseket lehetett elkülöníteni: ferrotremolit+klinozoit±klorit; kvarc+albit+klorit±epidot; kvarc+klorit+epidot; kvarc+klorit+szericit és klorit+szericit+karbonát. Ezek az asszociációk a metamorfózis alacsony fokozatának, a zöldpala fáciesnek (WINKLER 1976) jellegzetes ásványegyütteseit foglalják magukba. Mivel az elváltozás csak a kőzet kis hányadát érinti, *zöldpalás felülbélyegzésként* definiálható. Az alábbiakban e folyamat jellegzetes megnyilvánulásait ismertetjük.

A *piroxének* teljes mértékű rezorbcíót szenvednek (opak ásványok alkotta reliktumokká alakulnak).

A *zöld hornblende* aktinolitós hornblendévé, illetve ferrotremolitá alakul át. A feldarabolt, poikiloblasztos, szálkás amfibolhalmazon nehéz ásványtani meghatározásokat végezni, de annyi megfigyelhető, hogy nagyobb szemcsék esetén a kettőtörés folyamatosan csökken a szegély felé, titanit és opak ásványok kiválásával egyidőben. Ezzel párhuzamosan az amfibol rovására klorit és biotit jelenik meg.

Általában véve a *színes ásványok* átalakulása révén, azok közvetlen közelében rendszerint klorit és karbonát is fellép, apró, lencsés kifejlődésben.

A *plagioklászban* klinozoitit válik ki. Főleg a plagioklász közelében, nyomásárnyékban, klorittal és albittal együtt epidot jelenik meg, amely emellett klorittal együtt képez szemcsés-irányított halmazokat. A plagioklászokon továbbá epidotszerű, idioblasztos léces ásvány fejlődik ki, amely valószínűleg prehnit, a zöldpala és az anchimetamorf palák közötti átmenet jellegzetes ásványa.

A *mikroklinben* irányított pertit lencsék megjelenése jelzi az albitosodás kezdetét. Az albit mindkét földpát körül szegélyeket is képez, vagy főleg mikroklintöredékeket cementál. A zöldpalás felülbélyegzés egyik aktív résztvevője a földpátokban irányított lemezkék halmazaként megjelenő szericit, valamint a kőzetes anyagban lévő irányított szericitalapocskák.

A zöldpalás metamorfózis során a kis mennyiségben található járulékos ásványokon is történt jelentős bontás: a

*titanit*on és főleg az *ortiton* (allaniton), amelyet helyenként majdnem teljesen opak anyag helyettesít.

A zöldpalás felülbélyegzés ásványait már tartalmazó kőzetanyag feltöredezett, helyenként felörlődött, és *katakklázittá* vagy *milonittá* alakult, valószínűleg erős nyíró erők hatására.

A vizsgált mintákon a *hidrotermális folyamatok* kevés nyomot hagytak. Ezek között lehet említeni a kőzeteket átszelő vékony kvarc- és kalciterek, bennük pirítokristályokkal.

A mállás előtti kőzetösszetétel tehát az alábbi négy, egymást követő folyamat eredményeképpen alakult ki: magmás kristályosodás, zöldpalás felülbélyegzés, kataklázis és milonitosodás, végül hidrotermális hatás.

3. A mállási kéreg tagolása

A granitoid kőzetek a felszín közelében jelentős mértékű mállás nyomait mutatják. A granitoid képződmények mállási kérgének tagolására, az egyes jelenségek mélységi helyzetének meghatározására a mélyfúrás-geofizikai mérések nyújtottak használható kiinduló alapot. Ezek kiértékelésével az üde granitoid (G V) fölött négy, különböző mállottságú zónát (G I–IV) különítettek el (ZILAHY-SEBESS et al. 2000).

A geofizikai besorolást a földtani leírások a következőképpen követik:

G I: földtanilag határozottan elkülöníthető gránithomok és gránitmurvaösszlet.

G II: széteső, breccsás granitoid, erősen oxidált, bontott, Fe-oxidok/oxihidroxidoktól jellegzetesen okkersárgavöröses-barnás színű („rubefakciós öv”, SAUSSE et al. 1998); színes komponensei bontottak; breccsás jellegét kihangsúlyozzák a kőzetet általában hálószerűen átfonó vékonyabb-vastagabb karbonátterek.

G III: enyhén elváltozott granitoid, masszívabb-tömöttebb, mint az előző övekben.

G IV: felszíni hatásokat gyengén mutató granitoid, amelynek földtani kijelölése nehéz, esetenként a kőzetek földpátjainak a bomlása alapján lehetséges.

G V: üde granitoid a kőzet, amely tömörsége, sötétebb színe alapján különíthető el, de felső határa eléggé bizonytalan.

Az alábbiakban a mállási jelenségekről és a geofizikai övekről átfogó ásvány-kőzettani értékelést adunk. Bár a G I zóna lényegében a fedőképződményhez tartozik, egyes mért paramétereit célszerű a mállási kéreggel együtt tárgyalnunk, hogy annak paramétereivel jobban összevethetők legyenek.

A feltöredezett, fellazult kőzet földpátjai (főleg a plagioklászok) megtelnek foltokban megjelenő, igen apró szemcséjű szericitszerű agyagásványokkal, a színesásványok kifakulnak, agyagásványokká és limonittá alakulnak. A kőzet üregeit finomszemcsés agyagásványok töltik ki. Kolloidális kicsapódási sávokban limonit jelenik meg. A végtermék egy agyagos mátrixos, arkózás pszammit vagy pszefit, amely lehet ortoeluvium vagy egy hosszabb-rövidebb távolságon át szállított törmelékes kőzet (idegen elemekkel, mint pl. az Ūh-5/24 jelű mintában).

A mállás jellege agyagos-limonitos, az ún. rubefakciós fáciesben (G II). A röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint az uralkodó agyagásvány a montmorillonit, kisebb mennyiségű illittel.

A mállási kéreg tényleges alsó határát nehéz megvonni, mivel limonitos és agyagos becsurgások és repedésmenti agyagosodások a gránitfelszíntől 100 m mélységben is észlelhetők. Ha mállottnak csak azt a kőzetet nyilvánítjuk, amelyben a mállott, bontott ásványok és bontástermékeik képezik a kőzet alapanyagát, a mállott zóna nem vastagabb 15-20 m-nél, ami a G II alapjának felel meg.

A további zónákban (G III, G IV), habár geofizikailag elkülöníthetők, nem mutattunk ki ásványtani-közzettani változásokat.

Végül meg kell jegyezni, hogy a mállási kéregben vagy az azt fedő üledékben mennyiségileg jelentéktelen, de észlelhető változások (pl. átkristályosodás) mentek végbe az agyagásványokkal kitöltött üregekben (agyagkő-keletkezés), a kvarc korróziója és a limonitkolloidok goethitesedése. Ezeket a képződményeket limonitos szegélyű kalciterek szelik át.

4. Vizsgáló módszerek

A geofizikai zónák anyagi jellemzését a kőzetek kémiai elemzése, ásványtani vizsgálata (vékonycsiszolatokból és műszeres fázisanalitikai vizsgálatokkal) és fizikai paramétereinek (fajsúly, térfogatsúly, porozitás) meghatározása teszi lehetővé.

A teljes kémiai elemzések a MÁFI Kémiai laboratóriumában LiBO_2 feltárással, induktív csatolású plazma atomemissziós spektrometriás módszerrel készültek, JY 70 szimultán-szekvenciális ICP emissziós spektrométer segítségével.

A röntgendiffrakciós vizsgálatokat számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Philips PW 1730 diffraktométerrel végeztük a következő felvételi körülmények között: Cu antikatód, 40 kV és 30 mA csőáram, grafit monokromátor, gonio métersebesség $2^\circ/\text{perc}$. Az ásványos összetételt az jellemző reflexiók relatív intenzitásarányai alapján számítottuk, az ásványokra vonatkozó irodalmi vagy tapasztalati korundfaktorok alkalmazásával (KLUG, ALEXANDER 1954, NÁRAY-SZABÓ et al. 1965, RISCHÁK, VICZIÁN 1974, RISCHÁK 1989).

Az eredeti porfelvételeken az agyagásványok általában kis mennyiségben, gyenge rendezettséggel jelentkeznek. Ezért azok részletesebb vizsgálata céljából Atterberg-hengerekben leválasztott $<2 \mu$ agyagásvány-frakcióból orientált preparátumok készültek, amelyeket kezeletlen (FN), etilén-glikolozott (EG – $60^\circ\text{C}/9$ óra), majd hevített állapotban (H – $490^\circ\text{C}/4$ óra) vizsgáltunk röntgendiffrakciós módszerrel.

A termoanalitikai vizsgálatok számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Derivatograph-PC szimultán TG, DTG, DTA készülékkel, korundtégelyben, 1000°C -ig $10^\circ\text{C}/\text{perc}$ felfűtési sebességgel és Al_2O_3 inert anyaggal készültek. A terminusan aktív ásványok mennyiségi meghatározása az azonosított ásványok hő hatására bekövetkező bomlási folyamatai-

nak sztöchiometriai számításán alapul, amely a vizsgálatok során mért tömegvesztéséből indul ki.

Az egyes zónák összehasonlítása komplex fázisanalízisre épül, melynek során a röntgendiffrakció, a termoanalízis és a kémiai elemzés adatait együttesen felhasználva nyertük az eredményeket. A röntgendiffrakciós vizsgálatra támaszkodott a kristályos fázisok azonosítása. A kémiai elemzés finomította a mennyiségi meghatározásokat. Ugyanezt szolgálta a termoanalízis azzal, hogy az ásványokat a mérési hibahatároktól (melyek elsősorban az ásványok sztöchiometriai változékonyságából adódnak) eltekintve abszolút értékben méri a röntgendiffrakciós módszer relatív mérési rendszerével szemben. A termoanalízis viszont csak a bontási ásványok kimutatására volt alkalmas. Komplex fázisanalízis 8 fúrás (Üh-1, -2, -3, -4, -5, -22, -23, -24) 52 mintáján készült.

5. Vizsgáló eredmények

Vizsgálataink elsődleges célja a granitoid képződmények felszínén kialakult mállási kéreg különböző zónáinak ásvány-közzettani jellemzése volt. A folyamatok nyomon követéséhez a mállás előtti képződmények összetételéből kellett kiindulnunk. A mállás előtti granitoidok kőzetalkotó ásványainak zónánkénti alakulását az 1. táblázatban mutatjuk be.

1. táblázat.

A mállási övek elsődleges ásványai

Geofizikai öv	Ásványok (%)						
	plagioklász	kálföldpát	kvarc	biotit	amfibol	klorit	összesen
G I	29	20	17	2	1	5	74
G II	31	24	19	3	2	4	91
G III	36	24	19	7	2	5	93
G IV	30	21	15	10	3	9	88
G V	41	18	13	15	3	5	95

Az 1. táblázat adatai jól tükrözik, hogy a mállási folyamatok eredményeképpen a G I öv kőzeteiben az elsődleges kőzetalkotó ásványok mennyisége kb. 70%-ra csökken, tehát kb. negyedük szenved átalakulást. A mállás alapvetően a színes elegyrészeket érintette. A földpátok közül a plagioklász bomlik, a kálföldpát inkább felhalmozódik a reziduumban, akárcsak a kvarc. Az utóbbi átlagértékeinek homogenitása nagy szórásokat takar. Ennek fő oka, hogy az amfiboldús kőzetekben (az Üh-3 fúrás 63–119 m, az Üh-23 fúrás 100–113,4 m, az Üh-1 fúrás 41–48 m és 84–141 m közötti szakaszán) alig van kvarc, s a mállási kéregben ezek jelentős szerephez juthatnak.

A kőzetalkotó ásványok átalakulási folyamatának főbb trendjeit a 1. ábra polinomiális görbéi szemléltetik.

Külön kell szólnunk a kloritról, amely véleményünk szerint részben mállási, részben mállás előtti folyamat terméke. A kétféle klorit elkülönítése általában nehéz, gyakran

mindkettő ugyanabban a mintában van egyidejűleg jelen. A mennyiségi alakulás tendenciái ezért elmosódnak. A G IV zóna átlagos klorittartalma 9%, de egyes minták még intenzívebben kloritosodnak (15–20% klorittartalom). A jelzett magasabb érték talán azzal magyarázható, hogy ebben a zónában nagyobb az eredetileg is melanokrata kőzetek aránya.

A mállás előtti folyamat (zöldpalás felülbélyegzés) termékeként a klorit rendszerint biotit és amfibol bontásából származik. A vékonycsiszolatokban kétféle klorit típus észlelhető, a „barna” klinoklór és az „indigó” pennin. A bontás kezdetét a biotit színének kifakulása (baueritesedése), pleokroizmusának csökkenése jelzi. A klorit a biotitot előbb a széleken, aztán a hasadás mentén s végül teljes egészében helyettesíti (klinoklór, I. tábla, 2). A pennin a földpátok nyomásárnyékában képez mozaikos mezőket, valamint az alapanyagban is megjelenik. A termoanalitikai görbékben is két elkülönülő hőmérséklettartományban jelentkezik a klorit dehidroxilációja. A magasabb hőmérsékletű dehidroxiláció átlagos hőmérséklete 665 °C, mely Mg-ban gazdagabb, klinoklórhoz közelebb álló, az alacsonyabb hőmérsékletű dehidroxiláció 600 °C, ami valószínűleg vasban dúsabb, penninhez közelebbi változatra utal.

A fenti elsődleges kloritok a mállási folyamatok során tovább bomlanak. A bontási folyamat révén szerkezetük brucitrétegéből Fe távozik, amit fokozatosan Al helyettesít. Az így kialakult szerkezet a másodlagos klorit, amely természetesen kevésbé stabil (550 °C körül elbomlik). Ezek az átalakulások a klorit → másodlagos klorit → kevert szerkezetű ásványok → vermikulit/montmorillonit folyamatnak (NEMECZ 1973; THOREZ 1975) megfelelően zajlanak. Termikus görbéinken különösen a G I–II zónákban jelentkezik az 530–575 °C közötti dehidroxiláció, ami az itteni kloritok másodlagos voltára utal.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok igen finompikkelyes, élénk kettőtörésű, másodlagos kloritot (delessit = vasklorit) mutattak ki, amely vagy az alapanyagban jelentkezik, vagy az előző klorit típusokat helyettesíti.

A továbbiakban a vizsgálatok eredményeit mállási zónánként jellemezzük.

A G V zóna összetételében monzogranitos, ill. kvarcmonzonitos kőzetek vesznek részt. Minden kőzettípusra jellemző a zöldpalás felülbélyegzés, az erőteljes milonitosodás, a kőzetalkotók erős deformációja, gyakori az irányított szövet. Ásványos összetételében plagioklász, kálföldpát, kvarc, biotit, amfibol és klorit szerepel túlnyomó többségben (95%). A plagioklász erősebben, a mikroklin gyengébben szericitesedett. („Szericit” alatt mikroszkóppal észlelhető, aprópikkelyes, élénk kettőtörésű másodlagos ásványt értünk, amely rendszerint a hasadási síkok mentén jelenik meg, vagy egy bizonyos irányt követ, gyakran epidot- és kalcit szemcsékkel társulva. Lehet muszkovit, illit, szmektit vagy akár szteatit is). Kis mennyiségben található még karbonát és opak ásvány (hematit), amelyek a zöldpalásodás fázisában a biotit és amfibol átalakulási termékei.

A G IV zóna képezi a mállási kéreg legalsó szintjét. Jellemző e zónára a gyengén-közepesen milonitos, közép- és

durvaszemcsés monzogranit és kvarcmonzonit, valamint közép- és durvaszemcsés kataklázos monzogranit, a következő ásványokkal: erősen szericites savanyú-neutrális porfirós plagioklász, porfirós és poikilites mikroklin, kvarc, kissé bauerites, inkább kloritos biotit, kissé kalcitos hornblende, átalakult titanit, apatit stb. Kőzetalkotó ásványok kisebb mennyiségben (88%) vannak jelen. Ebben a zónában gyakoriak az amfiboldús kőzetek, melyek 2–5% apatitot és az amfibolban zárványként 2–3% titanitot is tartalmaznak. Ezek zöldpalás átalakulása magyarázza a klorittartalom magasabb értékét (9%). Ugyanitt gyakran jelentősebb mennyiségű (átlag 6%) kalcit is jelentkezik a kőzetekben, amely részben az amfibol átalakulása révén, részben felülről beszivárgott oldatokból akkumulálódott (cementációs öv).

A G III zóna kőzetanyaga közepesen milonitos, közép- és durvaszemcsés monzogranit-kvarcmonzonit és kataklázos monzogranit, a következő ásványokkal: erősen szericitesett savanyú-neutrális porfirós plagioklász, porfirós és poikilites mikroklin, kvarc, baueritesedett és kloritosodott biotit, kissé kalcitos hornblende, részben leukoxénné, rutilá és kalcittá alakult titanit, apatit stb. Mikroszkópos vizsgálataink alapján nincs lényeges változás a G IV zóna kőzeteihez képest. A fázisanalízis adatai szerint a mállási folyamat hatása szempontjából küszöböt jelent ez a szint. A színes elegyrészek mennyiségének csökkenése jelzi, hogy ebben a zónában megkezdődik lebomlásuk. A klorit kisebb mennyisége főleg az eredeti kőzetösszetétel megváltozásának tulajdonítható. A minták zöme már tartalmaz montmorillonitot, de átlagosan csak 1%-ot. A bontás jele az is, hogy a FeO-tartalom Fe_2O_3 -á kezd átalakulni, és a kőzet MgO-tartalma csökkenni kezd.

A G II zóna erősen oxidált, bontott, közepesen milonitos, durvaszemcsés monzogranit, és nem milonitos kvarcmonzonit, illetve középszemcsés, kataklázos vagy milonitos monzogranit. A kőzetcsiszolatokban erősen szericitesedett plagioklász, poikilites mikroklin, kvarc, baueritesedett biotit, kevés amfibol és/vagy amfibol utáni kalcit-pseudomorfoza, teljesen leukoxénné, ill. rutilá alakult titanit, epidot, cirkon stb. jelentkezik. A kőzeteket gyakran kalcit impregnálja, gyakori bennük a kalcitér.

A fázisanalízis szerint a mállás itt intenzív szakaszába lép. Ennek legszembevetőbb jele az agyagásványok mennyiségének megemelkedése (2. táblázat).

2. táblázat

A mállási övek elsődleges ásványai

Geo-fizikai öv	Minta-szám (db)	Agyagásvány (%)				Karb. (%)	Fe-oxid/oxhidr. (%)	
		mm.	i/mm	illit	palig.		kalcit	hematit
G I	10	7	3,2	2	2	5	0,8	1,42
G II	9	5	1,3	3	1	4	0,9	0,8
G III	10	1	0,7	1		2	0,6	0,1
G IV	15	0,6	0,6	1		6	0,9	0,1
G V	12	0,5	0,3			2	1,3	

Karb. = karbonátásvány, oxihidr. = oxihidroxid, mm. = montmorillonit, i = illit, palig. = paligorszkit

3. táblázat

Főbb kémiai komponensek zónánkénti változásai

Geofizikai öv	Főbb komponensek (%)					
	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	-H ₂ O	+H ₂ O	összes víz
G I	2,42	0,80	3,93	0,87	2,89	3,76
G II	3,01	1,44	2,46	0,42	2,08	2,50
G III	2,79	2,36	1,64	0,18	1,81	1,99
G IV	4,48	3,49	1,53	0,09	2,05	2,04
G V „felső”	3,73	3,54	1,47	0,12	1,71	1,83
G V „alsó”	6,82	4,64	1,03	0,06	2,27	2,33

A „felső” közvetlenül a G IV/G V határ alatti részt jelenti, míg az „alsó” mélyebb szintekből származó üde granitoidokra vonatkozik.

4. táblázat

Fontosabb termikus paraméterek zónánkénti változásai

Geofizikai öv	Víztartalom (%)		H ₂ O/OH
	molekuláris	hidroxil (1000 °C-ig)	
G I	1,48	1,05	1,41
G II	1,00	0,80	1,24
G III	0,19	0,73	0,26
G IV	0,12	0,96	0,12
G V	0,01	0,56	0,02

A szmektitásványok (montmorillonitcsoport) átlagos mennyisége 5%. A *montmorillonit* a G II zónában átmeneti jellegű, a klorit hidratációjával keletkezik. Megjelenik a molekuláris víz az ásványban, mely hevítéskor soklépcsős, szaggatott lefutású reakcióban távozik (2. ábra, a). Ez azzal magyarázható, hogy a víz először a rétegsíkok szakadási végén kötődik meg. A bontási folyamat előrehaladásával fokozatosan tágul a rétegek közti tér, több víz, ill. vízréteg jelenik meg a rétegek közti térben, de még nem épül be rétegek közti kation. A hidratációs folyamatot jól illusztrálják a kémiai elemzések, ill. a termikus görbék változatos víztartalom-alakulása (3., 4. táblázat). Mikroszkóp alatt nehezen azonosítható.

A montmorillonit mellett egyes fúrásokban *paligorszkit* jelenik meg a G II bontási zónában (Üh-1, -2, -3), más fúrásokban illit és illit-montmorillonit kevert szerkezetű agyagásványok mutatkoznak (Üh-5, -22, -23, -24). A 2. táblázatban ezekre az ásványokra vonatkozó átlagértékek itt is megtevesztők, mert az említett ásványok csak egy-egy mintában jelentkeznek, de azokban nagyobb mennyiségben (1-10%). A paligorszkit mikroszkóp alatt bolyhos, nemez-szerű, halványzöld, mérsékelt kettőtörésű, de aránylag magas törésmutatójú ásványaggregátum, amely a biotit bontásának eredménye (Üh-2/67). A legbontottabb minták termoanalitikai görbéin gyakran 475-515 °C között jelentkezik a dehidroxiláció. Ez megfelel a paligorszkit jellemző reakciójának, de mivel a paligorszkitot nem tartalmazó mintákban is ebben a hőmérséklettartományban történik a montmorillonit dehidroxilációja, ez a montmorillonit vasban gazdagabb változatára utalhat.

Az *illit* nem kizárólag a földpátok szericitesedésére vezethető vissza. Vékonycsiszolatos vizsgálat szerint ez a mállás

lás során apró lemezeket képez, és szabálytalan foltokban, a repedéseket és szemcseszéleket követve jelenik meg.

A *klorit* mennyisége a G II zónában gyakorlatilag változatlan az előző zónához képest, de véleményünk szerint ez a színesásványokból a mállás során keletkező és a további bomlás során eltűnő klorit mennyiségének kiegyenlítettését tükrözi. A termikus görbéken ebben a zónában válik uralkodóvá az elsődleges, zöldpalás eredetű klorittal szemben az 550 °C körüli dehidroxilációval definiált másodlagos klorit.

A **G I zóna** (gránitmurva és gránithomok) a mállási kéreg felszínén változó vastagságban található meg. Uralkodóan agyaghártyás, murvatörmelékes, rétegzetlen gránithomok. A homokfrakció főleg közepes és durva szemcsékből áll, amelyek ásványaiktól függően változó mértékben bontottak. Előfordul erősen bontott, többnyire szétmorzsolható, vöröses-barnás granitoidtörmelék is. Az agyag- és kőzetlisztrfrakció mennyisége a felszín felé növekszik. A zóna alsó részében széteső sötétbarna gránitmurva jelentkezik, amely enyhén agyagos összetételű, esetenként gyengén cementált.

A kőzettörmelék anyaga általában durvaszemcsés monzogranit-kvarcdiorit. Ásványos összetételük megegyezik a G II zónában látottakkal, viszont erősebben bontott állapotban.

Vékonycsiszolatos vizsgálattal a fúrások három mintájában (Üh-5/52,6; Üh-5/57,5 és Üh-23/63) agyagos mátrixban lévő, többé-kevésbé koptatott, granitoid és exotikus (interszertális bazalt, átalakult bázisos üveges kőzet, vörös agyagkő, agyagos mészmarga stb. az Üh-5/57,5 mintában) eredetű szemcsékből álló arkózás kőzetet azonosítottunk. Ebben a képződményben algás, részlegesen átkristályosodott édesvízi homokos mészközlencsét is kimutattunk (Üh-4/24), amelyben a törmelék szintén granitoid eredetű.

A törmelékdarabok koptatottak, gömbölyűek, és gyakran limonitos szegély veszi körül őket. Az ásványi szemcsék (kvarc, plagioklász, káliföldpát) esetenként gyengén koptatottak, főleg éleiken és sarkaikon. A kötőanyag üledékes eredetű, finomszemcsés, részben kötött, helyenként folyós szövetű barnászvörös limonitos agyag, apró, szilánkos kvarc-szemcsékkal. Ez minden esetben illit- és illit-montmorillonit tartalmú kőzet.

A fentiek figyelembe vételével megállapíthatjuk, hogy a G I zóna nem eluviális-reziduális képződmény, hanem a granitoid felszínén képződött eluvium rövid szállítást szenvedett terméke, amelyhez esetenként idegen anyag keveredett. Agyagos kötőanyagú, arkózás jellegű pszammit-pszefit összetételű. A G I zóna tehát nem tekinthető a mállási kéreg részének, hanem uralkodóan, esetenként kizárólag csak annak elemeiből álló durvaszemcsés üledéknek, amely a fedő üledékek legalsó szintjét képezi.

Átlagos montmorillonittartalma 7%, néhány esetben eléri a 10%-ot, sőt két felszíni feltárásból vizsgált minta montmorillonittartalma 17%-ot is elér. A termikus görbéken a montmorillonit víztávozási reakciói jól definiáltak, az irodalmi görbéknél megfelelően alakulnak. Rétegek közti térükben megjelenik a rétegek közti kation, amit a rétegek közti tér

vízmenyiségén belül a kation köré koordinálódó vízburok arányának megnövekedése jelez, mely általában jól elkülönül a fő rétegek közötti víz tömegétől (2. ábra, b). Hőmérsékleti értékei nem utalnak egyértelműen Mg rétegek közötti kationra, de valószínű, hogy Ca és Mg vegyesen van a rétegek közötti térben. Egyetlen minta esetében (Üh-3/99) a termoanalitikai kritériumok szerint vermikulitnak tekinthető ásvány jelentkezett (2. ábra, c), mely nagyon nagy hasonlóságot mutat az irodalomban található, a biotit → hidrobiotit → vermikulit átalakulást jellemző termoanalitikai görbékkel (BARSHAD 1948, IVANOVA et al. 1974, JUSTO et al. 1993).

A szmektit jellegű ásványok részletesebb vizsgálata céljából agyagfrakciókból készült röntgendiffrakciós felvételeken a montmorillonit erőteljes, kis félértékszélességű 001 bázisreflexióval rendelkezik kb. 14 Å d értékűnél. Alakjuk alapján ezek a bázisreflexiók teljesen vermikulit utaló jellegűek, de az etilénlikolos kezelés hatására elmozdulnak (duzzadnak) kb. 17 Å d értékre, majd a hevítés hatására összeesik a szerkezetük 10 Å d értékre. Néhány minta esetében a 14 Å d értékű reflexió nem mutat duzzadóképeséget, ugyanott marad, majd hevítésre szerkezete szintén összeesik 10 Å d értékre, ebben az esetben vermikulit van jelen a mintákban. A 001 bázisreflexió alakja mindenképpen Mg-montmorillonit (vermikulit szerű montmorillonit) jelenlétére utal.

A 2 µ alatti agyagfrakción végzett röntgendiffrakciós vizsgálatok során a G I zóna mintáiban a domináns montmorillonit és az esetenként megjelenő vermikulit mellett mintáról-mintára változó biotit/klorit, biotit/vermikulit, biotit/vermikulit/klorit, klorit/vermikulit, vermikulit/smektit, általában véletlenszerűen kevert szerkezetű agyagásványokat lehetett meghatározni. Egy esetben (Üh-23/66) a magas d értékű reflexió (32-33 Å) megjelenése viszont szabályosan rendezett biotit/vermikulit („hidrobiotit”) összetételű kevert szerkezetű agyagásvány jelenlétére utal (3. ábra). A kevert szerkezetű agyagásványok változékonysága jelzi, hogy átalakulási folyamatok átmeneti tagjait képviselik, de emellett a kiinduló kőzetek eltérő összetételét is tükrözik. Ezek a kevert szerkezetű ásványok az eredeti mintában nagyon kis mennyiségben vannak jelen, s a 2. táblázat montmorillonitjában szerepelnek.

A mállási folyamatok jellemzésére szolgálhatnak a kémiai elemzés komponenseinek, ill. a termoanalízis során mérhető paramétereinek zónánkénti változásai (3., 4. táblázat).

A mállás fő folyamatai kémiai szempontból hidratáció, oxidáció és Mg-migráció formájában jelentkeznek.

Az átalakulás FeO és MgO felszabadulással jár. A két elem mozgását a kis mennyiség miatt a kémiai elemzés jobban tükrözi, mint az ásványtani meghatározás. A FeO helyben oxidálódik, nem hagyja el a rendszert (a FeO Fe₂O₃ átalakulás során az eredeti FeO-tartalomtól számítható 4,2%-nyi Fe₂O₃ helyett 3,9% keletkezett, de a 10% eltérés hibahatáron belül van, 4. ábra). A kőzetekben a Fe₂O₃ hematitként van jelen, mely helyett a G II és G I zónákban goethit jelenik meg.

A felszabaduló MgO egy része beépül a felső két zóna agyagásványaiába (vermikulit szerű szmektit, paligorszkrit), nagyobb része (kb. kétharmada) mobilizálódik és távozik a rendszerből (5. ábra). Ez eredményezheti a repedéskitöltésekben is jelentkező hasonló összetételű Mg-tartalmú ásványokat (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000). Ugyanakkor a MgO-tartalom szempontjából a különböző fúrások eltérő jellegűek. Az amfibolos-apatitos kőzetek magas MgO-tartalmúak, elsősorban az Üh-3 fúrásban, de az Üh-1 és Üh-23 fúrások anyagának egy részében is (6. ábra).

A víztartalomban mutatkozó különbségek fő oka, hogy a kémiai elemzésnél meghatározott víz (3. táblázat) az amfibol és biotit magas hőmérsékleten eltávozó hidroxiltartalmát is méri, míg a termoanalitikai vizsgálat 1000 °C-ig dinamikus történő felfűtése során csak az agyagásványok, ill. a klorit dehidroxilációja jelentkezik (4. táblázat). A H₂O/OH arány jól jelzi a klorit → szmektit átalakulási folyamatát.

A mállási kéreg jellemzését a **fizikai paraméterek** ismertetésével egészítjük ki. Fajsúlyt, térfogatsúlyt és porozitást ugyanazokon a mintákon mértünk, mint amelyeket ásványtani és geokémiai vizsgálatnak vetettünk alá. A fizikai paraméterek alakulását az átlag-, illetve intervallumértékek alapján mutatjuk be (5. táblázat).

A negyedidőszaki fedőképződmények alatt a granitoid erősen fellazult és mállott (G I). Az alatta következő G II-IV övek mállottsági foka egyre csökken. A mállási kéregben (G II-IV) a felszíntől lefelé haladva egyre nagyobb fajsúly- és térfogatsúlyértékek mérhetők, a csökkenő fellazulás mértékének megfelelően pedig egyre kisebb a szemcseközi porozitás. A mérési adatokból kitűnik, hogy a fajsúly kissé, a térfogatsúly erősebben csökken és a porozitás jelentősen megnő a mállási folyamat előrehaladtával (7., 8. ábra).

A porozitásértékek (5. táblázat) összhangban vannak irodalmi adatokkal, amelyek szerint a különböző ásványok elbomlása révén keletkezett többletporozitás nem repedezett granitoidokban 6–20% értékeket is elér (NEMECZ 1973).

5. táblázat

Fajsúly-, térfogatsúly- és porozitásértékek zónánkénti változásai

Geofizikai öv	Mintaszám (db)	Fajsúly (g/cm ³)		Térfogatsúly (g/cm ³)		Porozitás (%)	
		átlag	intervallum	átlag	intervallum	átlag	intervallum
G I	10	2,65	2,6188–2,7119	2,18	1,9000–2,4368	17,59	9,64–28,03
G II	6	2,67	2,5984–2,7988	2,40	2,2102–2,5082	9,97	5,62–14,94
G III	8	2,69	2,6289–2,8574	2,56	2,4100–2,7285	4,69	2,22– 9,40
G IV	13	2,71	2,6466–2,8874	2,65	2,5375–2,8500	2,37	0,37– 6,03
G V	10	2,73	2,6600–2,7945	2,70	2,6400–2,7719	1,23	0,36– 4,69

Az ásványok bontása által képződött többletporozitás-értékeket növelik a kőzetben gyakori hálószerű törések és repedések.

6. Összefoglalás

Az üveghutai granitoid kőzetek felszínén jelentős vastagságú mállási kéreg képződött, jellemzése céljából különböző (mikroszkópos, kémiai, termikus, röntgendiffrakciós, kőzetfizikai stb.) vizsgálatokat végeztünk. A mállási kéreg tagolásához, amelyre támaszkodva az egyes jelenségek mélységi helyzete meghatározható, a mélyfúrás-geofizikai mérések nyomán kijelölt 4 zónát (G I-IV) vettük alapul.

Az elvégzett komplex mikroszkópos és fázisanalitikai vizsgálatok alapján kimutattuk, hogy a granitoidok már a mállás előtt zöldpala fáciesű átalakulást szenvedtek, amelyek lényege a kloritosodás±karbonátosodás.

A tulajdonképpeni mállási folyamat agyagásványosodással, montmorillonit-vermikulit (±paligorszkít) képződésével jellemezhető, a biotit → hidrobiotit → vermikulit és a klorit → másodlagos klorit → kevert szerkezetű ásványok → vermikulit/ montmorillonit folyamatoknak megfelelően.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a végtermék agyagásványos kötőanyagú arkózás pszammit vagy pszefit. Ez az alaphegység felszínén található üledékes képződmény (G I), uralkodóan granitoid elemekkel (gránitmurva és gránithomok).

Az a mállási zóna, amelyben bontott elsődleges ásványok és bontástermékeik képezik a kőzet alapanyagát, nem vastagabb 15-20 m-nél, ami megfelel a G II zóna talpának. A G III-IV zónában a mállás jóval gyengébb.

A mállás fő folyamatai kémiai szempontból hidratáció, oxidáció és Mg-migráció formájában jelentkeznek.

DIVISION OF THE WEATHERING CRUST OF THE ÜVEGHUTA GRANITE BASED ON WELL-LOGGING DATA

LÁSZLÓ ZILAHÍ-SEBESS*, GYÖRGY RIGLER* and GÁBOR SZONGOTH**

*Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**Geo-Log Ltd., H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Keywords: acoustical waves, breccia, granites, Hungary, mechanical weathering, resistivity, shear modulus, physical weathering, velocity, weathering crust

To study the weathering crust of the granite in the vicinity of the Üveghuta site, integrated well-logging measurements in 10 boreholes were used. The sequence was divided into four parts based primarily on electric and acoustic measurements. The hydrogeological properties of the formations in all four parts have been characterised on the basis of geophysical well-logging measurements. In deciding about the suitability of the area, the properties of the weathering crust play an important role in addition to the hydraulic properties of the overlying loess and solid granite.

1. Introduction

During the investigation of the Üveghuta site as a repository site for low- and intermediate-level radioactive waste, making and interpreting geophysical well-logging measurements was the task of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary and Geo-Log Ltd. On the basis of the results we have succeeded in developing a detailed image of the Quaternary loess sequence, the weathering crust of granite and the fracture zones of fresh granite. In this volume a separate paper is dedicated to all three topics. This paper presents the division and characterisation of weathering crust of the granite.

The Üveghuta granite is overlain by 40-60 m thick loess sediments deposited during the Pleistocene ice age, and outcrops of granite can be found only in the valleys. Below the hilltops there is an approximately 60 m thick weathering crust, and below this lies the fresh granite. This weathering crust developed even before the Tengelic Red Clay Formation filled the depressions in the surface of the granite and is older than the loess. In the vicinity of the Üveghuta site six boreholes were drilled through the whole weathering crust, and close by a further 17 boreholes partly intersected it. The upper 10-20 m thick part of the weathering crust consists of sand, rubble, debris and breccia, *i.e.* mainly of autochthonous weathered material. The lower, thicker part of the weathering crust is a fissured hard rock, which can be characterised by an acoustic velocity higher than 4000 m/s. Its upper part is thought to form a uniform water conducting zone.

In the first part of the paper we demonstrate that electric resistivity and acoustic waveform plays a decisive role in the division of the weathering crust. Based on these parameters the weathering crust has been divided into four

clearly separable zones (G I - G IV) and the peculiarities of the individual zones have been studied. In Chapter 4 the relationship between the porosity sensitive methods and rock-mechanical and electric properties is analysed. Then we discuss how the top of the granite body can be identified on the basis of the seismic and electric surveys. The correlation of the weathering zones is shown in a 3D representation. In Chapter 7 the weathering crust is divided hydrogeologically into two parts.

2. Physical characteristics of the weathering crust, and principles of division

In the weathering crust of an exposed crystalline rock the physical parameters vary to some extent in a way similar to the compaction trend of an unconsolidated sediment. These changes in parameters are quicker and less unambiguously depth dependent than in the case of compaction trends. The reason for this is that there is no sorting, because the process is some kind of alteration and not accumulation of sediment. Alteration of the rock reveals itself mainly in fissuring and chemical weathering.

In the upper part of the weathering crust the rock has significant porosity and hydraulic conductivity, and changes in physical parameters with depth are strong (ZILAHÍ-SEBESS and SZONGOTH 1997). This rock can be considered coarse debris, similar to an autochthonous sediment, whose cementation increases with depth. In lower, larger part of the weathering crust the fissures provide only a low porosity, and changes in physical parameters with depth are weak. This rock can be considered a fissured, hard rock, and its permeability is orders of magnitude lower than that of the upper part.

Different parts of the weathering crust of the granite can be distinguished in the geophysical well-logs, mainly in logs of acoustic waveform and electrical resistivity. According to the physical parameters the weathering crust can be divided into the sub-zone of weathered rocks in the traditional sense and sub-zone of fissured rocks. In contrast with fissured rock the weathered rock is defined as a medium where the cohesive force between the individual mineral grains is weak (friability), *i.e.* the rock matrix is not a continuum from the viewpoint of shear stress propagation (therefore shear wave arrivals mostly cannot be identified in the acoustic waveform). The weathered rock is assumed to consist of two components. The harder component forms closed pieces in the more softer one, similar to fragments of debris in the cementing material of a breccia. Both components suffered argillaceous alteration, but this is stronger in the soft filling material. Therefore a secondary feature of the weathered rock is the high bound water content associated with clay minerals, which is in all cases indicated by the neutron porosity measurement. The bound water adsorbed onto the surface of clay minerals also has an effect on acoustic propagation velocity and electrical conductivity. From the viewpoint of model calculations the coarse, weathered rock may be classified as basement or hard rock, although its resistivity can be by one or two orders of magnitude lower than that of the fissured solid rocks. (RADZEVICIUS and PAVLIS 1999)

From the acoustic point of view the fissured rocks are hard formations, *i.e.* in the basement the propagation velocity of transversal waves exceeds that of longitudinal waves propagating in the borehole fluid. In fissured rock the shear forces generate elastic deformation, because the rock matrix constitutes basically a continuum, therefore the shear wave arrival can reliably be indicated in the acoustic waveform. Such a rock is considered hard rock geologically. According to seismic properties this is the solid rock.

The main principles of division are as follows:

- a) Behaviour of *acoustic and electric parameters*: Magnitude of the acoustic wave velocity propagating in the rock, its amplitude and frequency. Identification of shear (transversal) wave arrivals in the acoustic waveform and its relation to the first arrival (compressional or longitudinal) wave. Depth trend of Stoneley wave's¹ arrival time in the acoustic waveform. The magnitude of electric resistivity and the indentation of the log. Trend-like changes in acoustic wave propagation velocity and electric resistivity.
- b) Behaviour of *other parameters*: Changes in neutron porosity and density with depth, their relationship to each other. Relation of natural gamma to the other parameters. In what follows the division is made using these principles.

¹ The Stoneley wave – also known as tube wave – is a low-frequency surface wave propagating along the borehole wall or along a boundary characterized by two strongly different wave propagation velocities. Its arrival time is characteristic of the rock's resistance to shear stress, therefore it can be used to characterize the weathered rocks. Based on the analysis of waveforms the propagation velocity of Stoneley wave train increases with depth in the rocks of the unconsolidated weathered zone.

3. Division of the weathering crust of the granite

The granite can be divided into two main parts based on its geotechnical properties (ZILAH-SEBESS *et al.* 1998):

- weathering crust,
- fresh granite.

Based on the longitudinal, transversal and Stoneley waves interpreted from the acoustic waveform, and from the electric resistivity pattern the weathering crust can be divided into four zones:

G I, *granite rubble and granite sand*: Shear waves do not propagate in it, it can be characterised by strong attenuation, and clearly separated from the overlying sediments due to its much higher resistivity.

G II, *disintegrated, detrital and brecciated granite*: With strong depth trends in V_p and Stoneley wave velocity, and appearance of higher frequencies than in G I. Its resistivity is only somewhat higher than that of G I.

G III, *chemically weathered, solid, strongly fissured granite*: Trains of shear waves appear with a strong depth trend in the waveform, and its resistivity hardly differs from that of G II.

G IV, *granite showing weak surface effects*.

The fifth zone – G V – is the fresh granite. *Figure 1* shows the zonation of Borehole Üh-2.

In *Table 1* division of the granite body in the boreholes drilled in the region is summarised.

In what follows the individual zones are characterised in more detail.

3.1. Zone G I (*granite rubble and sand*)

Zone G I can be characterised by strong amplitude attenuation in the acoustic waveform. The acoustic velocity in rock is 1500–3000 m/s, but the average is only 1700 m/s. *Figure 1* shows that in the whole Borehole Üh-2 the velocity is close to the lower limit. It turns out from the waveform that components of only relatively low frequency propagate in the coarse granite sand and rubble, although there are higher frequencies in the lower part of the loess at lower velocity, too.

Within the zone the longitudinal velocity is strongly depth dependent, which is characteristic for poorly consolidated materials. There is no shear wave arrival, and at the top of the zone even the Stoneley-wave train is gradually disappearing (*Figure 1*: the obliquely right orientated stripes below 60 m in the zone). This zone is clearly distinct from the overlying sediments in resistivity, although considering its condition it is a less cemented sediment, its porosity is lower, and it is presumably a residual weathering product. The natural gamma activity is 25 $\mu\text{R/h}$ on average, which is definitely higher than in the overlying zone. In some boreholes a few m above the boundary that can be identified in the resistivity log the natural gamma level increases. In the acoustic log this zone is characterised by extremely strong attenuation. The velocity can vary from 1600 to 3300 m/s. Within this zone the velocity frequently greatly increases with depth, which is characteristic of

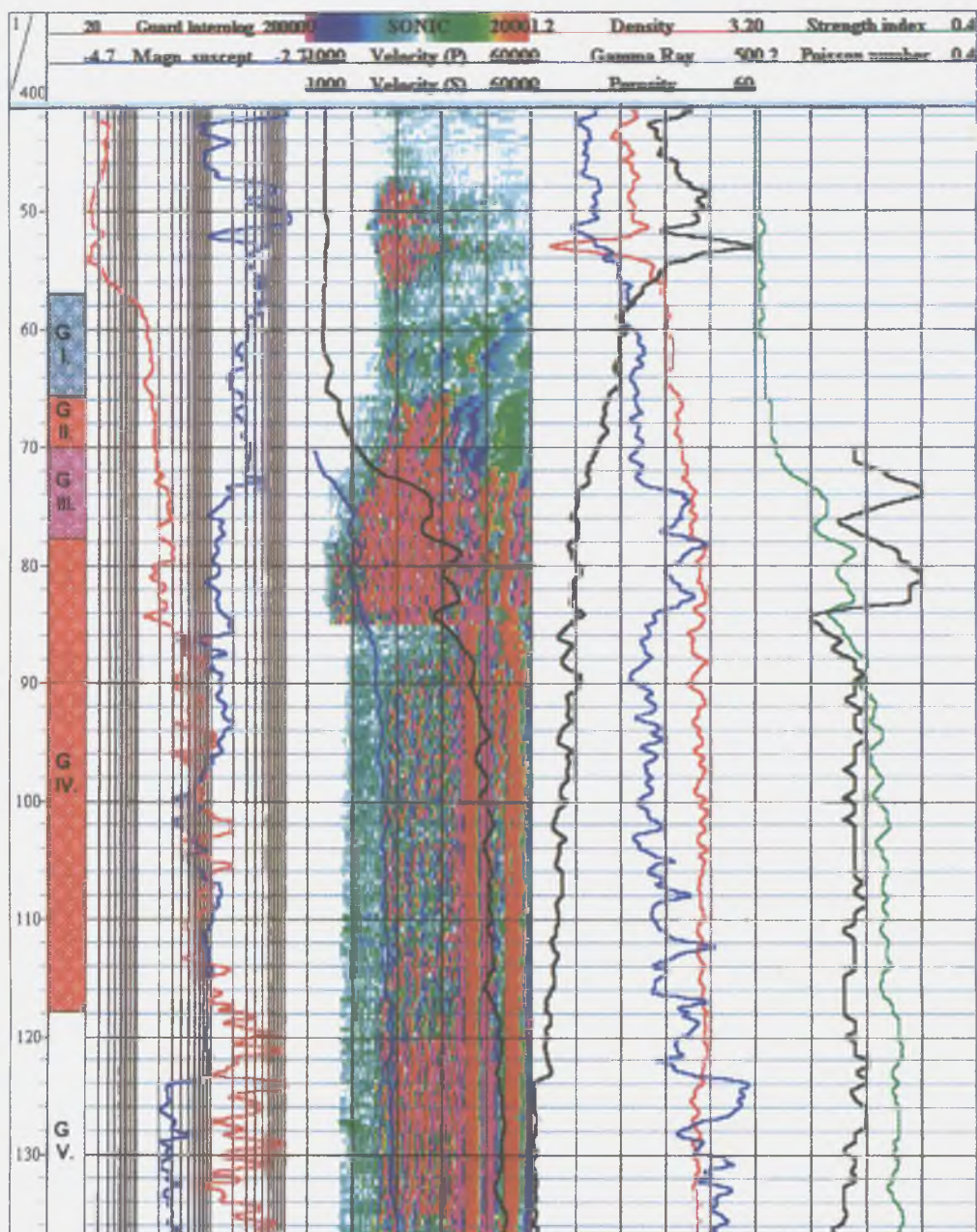


Figure 1. Geotechnical division of the granite body in Borehole Üh-2

1. ábra. Az Üh-2 fúrás gránitösszletének geotechnikai felosztása

Table 1

Correlation table of the weathering zones and the fresh granite (altitude asl.)

Zone	Üh-1	Üh-2	Üh-3	Üh-4	Üh-5	Üh-22	Üh-23
G I-IV	244.0-149.0	223.7-162.9	230.6-150.3	226.9-158.6	228.7-150.8	228.2-177.8	223.2-193.2
G I	244.0-231.5	223.7-215.1	230.6-219.6	226.9-217.6	228.7-226.7	228.2-223.2	223.2-214.2
G II	231.5-222.4	215.1-210.7	219.6-210.6	217.6-212.6	226.7-209.3	223.2-214.9	214.2-210.5
G III	222.4-216.5	210.7-203.1	210.6-193.6	212.6-207.0	209.3-201.3	214.9-206.6	no
G IV	216.5-149.0	203.1-162.9	193.6-150.3	207.0-158.6	201.3-150.8	206.6-177.8	210.5-193.2
G V	149.0-(-90.0)	162.9-(-81.3)	150.3-(-20.4)	158.6-(-53.4)	150.8-(-18.7)	177.8-(-218.8)	193.2-(-22.8)

loose, un-cemented materials, *i.e.* it can also be considered almost a sedimentary rock in terms of elastic wave propagation. It is difficult to mark out the first arrival in the acoustic waveform (amplitude of the acoustic wave decreases with decreasing water saturation in poorly or un-cemented rock, the transversal wave cannot be identified, the Stoneley-wave train can only be followed with difficulty). There is a jump of 0.2-0.3 g/cm³ in the density log at the top of this formation compared to the overlying sediments. The average density of the formation is 2.4-2.5 g/cm³. At the lower boundary of the formation, at the transition into zone G II the density increases by 0.1 g/cm³.

3.2. Zone G II (disintegrated debris and brecciated granite)

Based on the measurements it can be assumed that in this zone the proportion of coarse debris increases with depth, and the space filling improves, *i.e.* the porosity decreases with depth. The Stoneley-wave arrival practically does not show any depth trend in the lower part of the zone, shear wave arrival, however, cannot be identified (Figure 1). The appearance of higher frequencies can be followed from the top of zone G II downward to the bottom of zone G III. The appearance of shear waves indicates the boundary between G II and G III.

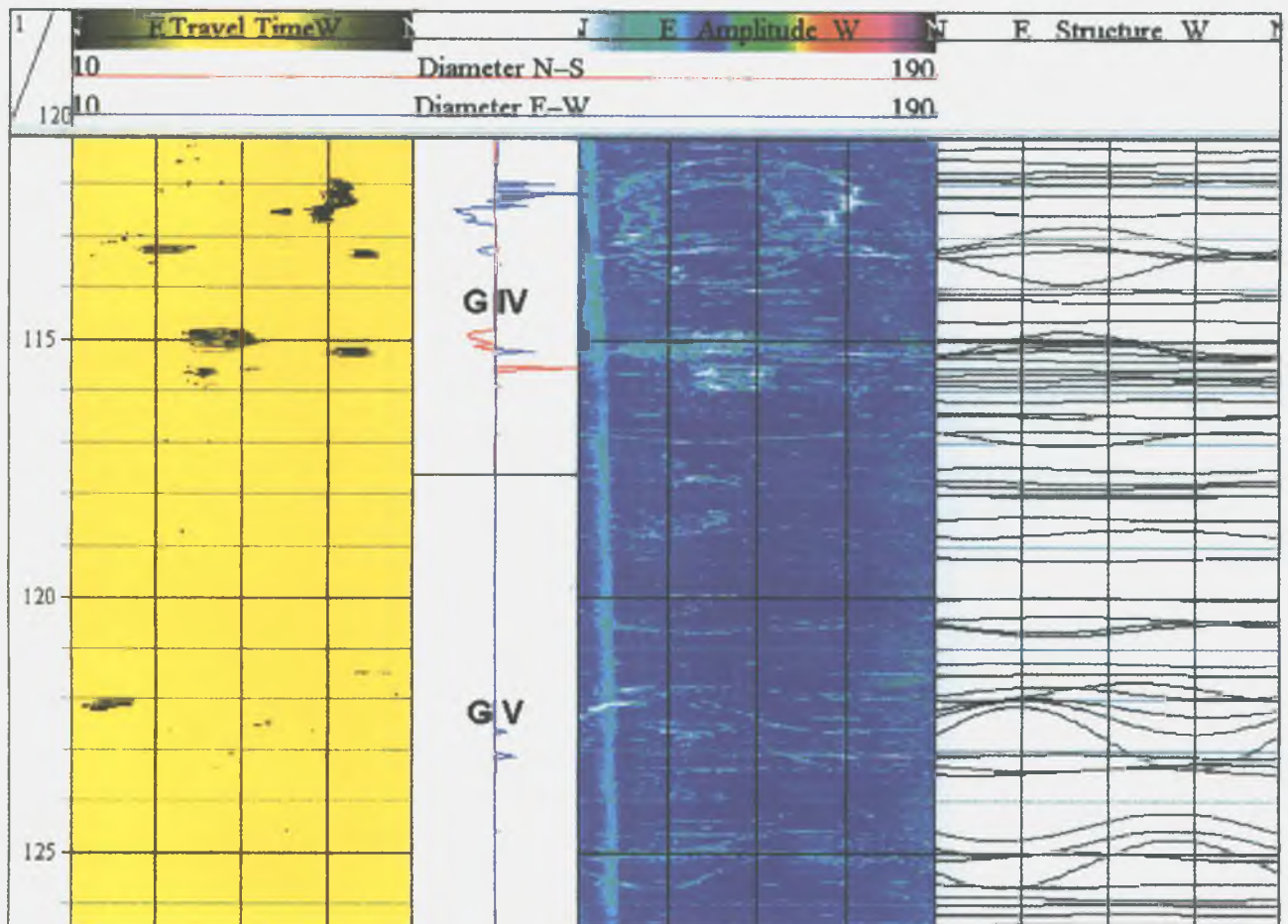


Figure 2. Open and closed fissures in the borehole-televiewer measurement in Borehole Üh-2

Open fissure: black colour in the Travel Time field; *closed fissure:* white colour in Amplitude field with no black pair in Travel Time

2. ábra. Nyitott és zárt repedések az Üh-2 fúrás lyuktelevíziós mérésében

Nyitott repedés: fekete elszíneződés a Travel Time mezőben, *zárt repedés:* olyan fehér elszíneződés az Amplitude mezőben, amelynek nincs fekete párja a Travel Time-ban

Based on the Stoneley-wave arrivals, the compactness increases, but the degree of increase decreases with depth, which also suggests that the material becomes less disintegrated with depth. Increase in density correlates with an increase in longitudinal wave velocity, this also suggest sediment-like behaviour. The material of this zone, or at least of its lower part has not been re-deposited. The upper part of the zone is supposedly in a debris state, while its lower, more strongly cemented part can be considered predominantly breccia. If zones G I and G II are equally 100% water-saturated – like in Borehole Üh-5 – then the resistivity of this zone is somewhat higher than that of the overlying bed. This is not characteristic for the other boreholes, because the water table is at the middle of G II or lower, thus this increases the measured resistivity of G I. At its lower boundary an 0.1–0.2 g/cm³ increase in density and a 5% decrease in neutron porosity can be observed.

3.3. Zone G III (chemically weathered, strongly fissured solid granite)

Zone G III consists of chemically weathered, strongly fissured solid rocks. From an acoustic point of view the upper boundary of the zone can be taken as the top of the hard formation. Shear-wave arrivals can easily be followed in the whole acoustic waveform and high-frequency components also appear. The V_p/V_s ratio (~2.3) decreases with depth within this zone, which results primarily from the increase in V_s . Velocity V_p varies between 2500 and 4500 m/s. In agreement with the solid rock nature, the velocity of Stoneley wave is almost constant. Electrical resistivity values are variable in agreement with different degrees of chemical weathering and fissuring. In our opinion the chemical weathering practically appears as a dissolution of fissure filling, therefore it primarily affects the propagation velocity of transverse waves.

3.4. Zone G IV (granite showing weak surface effects)

Surface weathering effects had only a relatively weak impact on rocks of zone G IV. A slow increase in shear-wave velocity and electrical resistivity with depth is characteristic for this part of the weathering crust. Weak depth trends in porosity and fracturing sensitive parameters, and the direct contact with the overlying weathering zones suggest that surface effects still happened, and for this reason it is classed as one of the weathering zones. In some boreholes (e.g. in Üh-2), probably as a result of a decrease in argillisation with depth, the neutron porosity decreases downward. Agreeing with the mechanical condition of zone G IV, it is very similar to zone G V of solid rocks. The longitudinal wave velocity is somewhat lower than in the solid parts of the depth interval G V. Rocks in zone G IV are hard enough for investigation by acoustic borehole televiewer¹. In the acoustic borehole-televiewer record more open fissures can be seen in zone G IV than in sub-zone G V (Figure 2).

4. Study of the relationship between the geophysical parameters

In addition to the pattern of geophysical measurements identified on the basis of the shape of the log, the relationship between the physical parameters also characterises a given formation. The zones can be studied based on the shape and position of point clusters belonging to the individual formations and marked with different colours in cross-plots. The shape of the point clusters is repeated with a high degree of reliability in the case of layer sequences belonging to the same formation. Based on the plots the lithological composition and void volume of rock can also be deduced.

4.1. Cross-plots of porosity sensitive methods

Figure 3 shows densities measured with two density tools of different penetration. It can be seen that the focal points of the point clusters representing the individual zones of the weathering crust clearly separate from each other. Their order according to their density corresponds to the order according to the distance from the surface, although the point clusters overlap. We obtained information with the short (17 cm) tool from the space part closer to the borehole, while with the long (38 cm) tool from the further part of the space, too. Due to the cavity formation in the borehole wall, the points are located slightly over the straight line showing identical density. The average density of zone G IV is equal to that of the unweathered rock, although the lowest parts of its density are equal to the lowest densities in G II. Differences in density do not automatically mean differences in porosity in the case of the granite body.

Especially in the upper part of the weathering crust the granite can have considerable porosity, which can be evaluated only on the basis of the integrated interpretation of porosity-sensitive methods (neutron-neutron, density) due to rock matrix effects. As a reference we plotted in the following figures the points of zone G V (granite not affected by surface effects). Zone G V is divided into two parts based on the alteration identified from the measured logs. The brown points represent a more strongly altered rock which most likely reflects older effects. Taking into account all the points for the whole of granite – as might be expected in the case of rocks having a significant void volume – decreasing density is related to increasing neutron porosity (Figures 4 and 5). Note that considerable

¹ Acoustic borehole televiewer measurement, which outside the oil industry is considered new method, allows high resolution, *in situ* study of the fissure system. With the borehole televiewer the travel time and amplitude of the signal from a rotating sonar (sonic transmitter) is measured in maximum 288 directions and plotting the result with a color code the borehole wall's image is obtained laid out in a plane. In the image constructed from the travel times only the fractures open from acoustic viewpoint can be recognized. In the image constructed from the amplitudes of reflections all those forms can be seen which have elastic parameters different from their surrounding, thus the closed fractures as well.

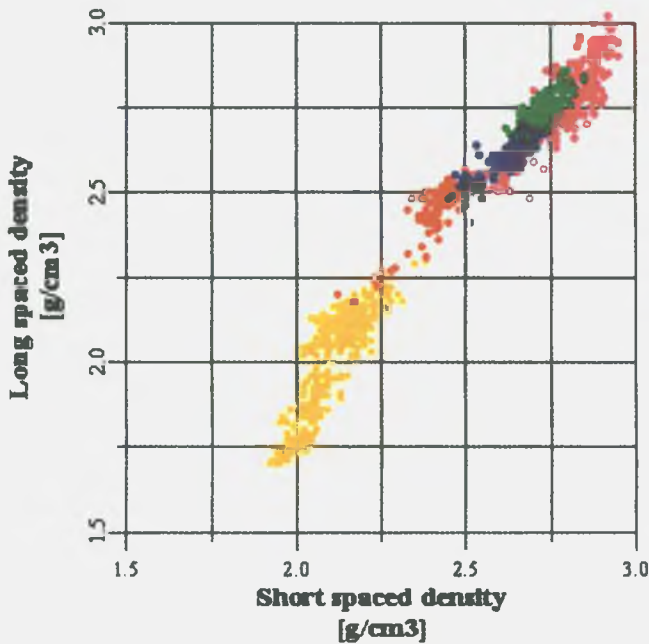


Figure 3. Cross-plot of density measurements (Üh-3)

3. ábra. Sűrűségmérések diagramja (Üh3)

porosity was found only in zones G I and G II, where the neutron porosity is directly proportional to the decrease in density and thus means real void volume.

Scattering of this relationship is high, because the porosity free matrix points are located in such a way that with increasing density the neutron porosity increases. This means, that in zone G V, disregarding the cavernous sections, changes in density and neutron porosity indicate changes in petrography. In an ideal case, on the one hand, granitoid of lower density, lower neutron porosity, higher natural gamma activity, lower magnetic susceptibility, and, on the other hand, a granitoid of slightly higher (0.05–0.1 g/cm³) density, higher neutron porosity, higher magnetic susceptibility and containing more mafic components, and xenoliths of mostly neutral composition which are similar to the latter type in terms of parameters can be distinguished. In the weathering crust the same petrographic composition can be expected like in the zone G V, therefore the scattering zone of points for the whole of zones G I – G IV is similarly wide, *i.e.* the scattering zone represents primarily the variation in petrography.

In Borehole Üh-3 individual zones of the weathering crust are clearly distinguished (Figure 4). It is obvious from the cross-plot, that in addition to the porosity effect of the rock, the composition should also be taken into account. This can be seen from the position of the point clusters representing the individual zones: if it were only one type of mineral composition then the point clusters representing average porosity would form one continuous zone, and would not become arranged into parallel strips. In the figure it can be seen that zones G II and G III are identical in terms of rock composition, only their porosity differs.

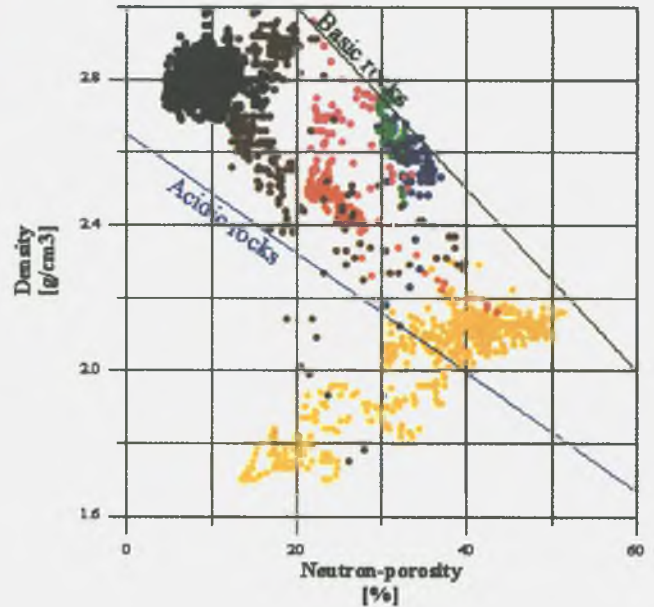


Figure 4. Neutron porosity - density cross-plot (Üh-3)

Yellow = overlying sediment, orange = zone G I, blue = zone G II, green = zone G III, lilac = zone G IV, brown, black = zone G V

4. ábra. Neutronporozitás-sűrűség diagram (Üh-3)

Sárga = fedőüledék, narancs = G I, kék = G II, zöld = G III, lila = G IV, barna, fekete = G V zóna

Different from these, but parallel is the point cluster of zone G I which suggests a rock composition different from the previous ones. Based on the relatively low neutron porosity and low density the composition is more acidic, *i.e.* the rock contains more quartz and feldspar than G II and G III, namely minerals with low neutron porosity. This is probably a consequence of the fact that material in zone G I suffered the strongest alteration, which during weathering primarily affects the coloured minerals, thus the more resistant quartz and feldspar becomes enriched in the residue. Based on the location of cross-plot points, the rocks in zone G IV are as variable as those in zone G V, but their porosity is much higher.

In Borehole Üh-4 (Figure 5) points of the more weathered part of G V overlap the points of the other zones due to cavity formation in the borehole wall. Points of granite sand and rubble (G I) in the neutron porosity - density cross-plot form a narrow strip closer to the line representing a more acidic rock composition, like in Borehole Üh-3. This suggests that rocks in G I have not only been broken into fragments but due to the wash out of the clay mineral fraction their mineral composition has also changed.

Thus, according to its geophysical parameters, zone G I does not represent the original rock type. In Borehole Üh-3 rocks of G II and G III belong to relatively more mafic types, while in Borehole Üh-4 their composition is more acidic according to the location of points.

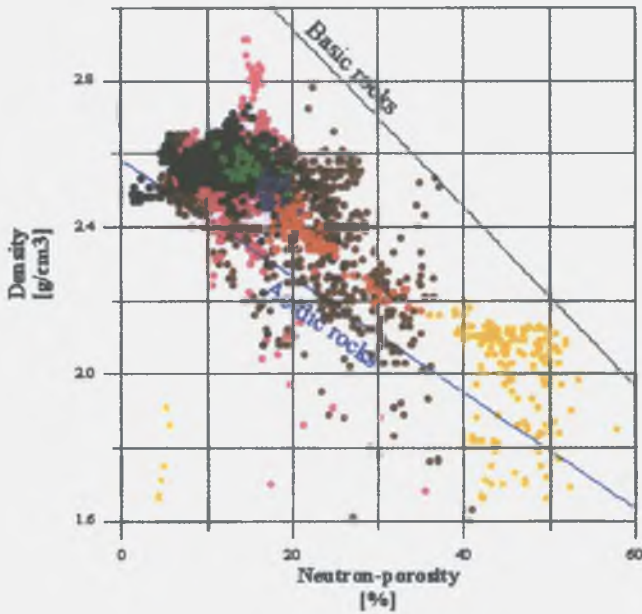


Figure 5. Neutron porosity - density cross-plot (Üh-4)

5. ábra. Neutronporozitás-sűrűség diagram (Üh-4)

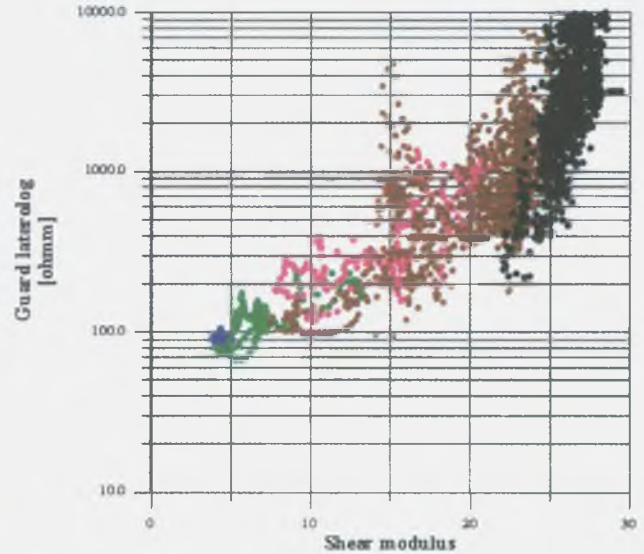


Figure 6. Shear modulus - guard laterolog cross-plot (Üh-3)

6. ábra. Nyírási modulus - guard laterolog diagram (Üh-3)

4.2. Connection between the rock-mechanical and electric properties

Studying the cross-plot showing the relationship between the rock-mechanical parameters and electrical resistivity (Figure 6) conclusions can be drawn concerning the presence of a free fluid.

In Borehole Üh-3 the lower part of the weathering crust is clearly distinguished from G V. The main point of separation is that a relatively small change in resistivity belongs to a large change in shear modulus, in contrast with rocks in G V, where a large change in resistivity is the response to a small change in shear modulus. The explanation for this phenomenon is the following: Electric conductivity is proportional mainly to the amount of ion-rich bound water, and this is proportional to the internal specific surface. The specific surface depends only slightly or not at all on the open fissure system containing free water or on the type of connection between the individual parts of rock body. Resistance of the rock to shear forces, on the other hand, strongly depends on the area of the surface represented by the connection points and on the cohesion force generated there. As was noted above, resistivity in the weathering crust changes primarily due to the changes in the amount of free fluid and ion concentration, and therefore its conductivity is also lower (CLAVIER *et al.* 1977).

In rocks of G V the fissures are either closed or contain only bound water, with the exception of the crushed zones, therefore a large change in resistivity relates to a small change in shear modulus, which can partly be explained by the high changes in tortuosity (twisting path of current conduction). On the other hand, the total conductivity is

associated only with the ion-rich bound water, thus a large change in conductivity is obtained when the pore volume changes only slightly.

5. Defining the top of the granite body in terms of seismic and electric parameters

Interpretation of ground geophysical surveys is frequently controversial in the weathering crust of the granite bodies. In our opinion, the key to an unambiguous interpretation can be provided by the integrated study of geophysical acoustic and electric well-logging measurements. The greatest differences between the shape of the logs of acoustic parameters and derived parameters and, the shape of logarithmically plotted resistivity logs are in the upper zones of the weathering crust (G I, G II, Figure 7). In the figure waveforms, the compression wave velocity (V_p) and electric logs of six boreholes are plotted in the weathering crust of the granite. According to our experience, a jump-like increase in electrical resistivity indicates the top of the sequence consisting of granite material, while in acoustic terms the boundary between the brecciated granite (G II) and chemically weathered solid rock (G III) can be considered as the boundary of the granite body.

In Borehole Üh-2 (Figure 1) there is no large change in electric resistivity at the top of zone G III, namely the top of the solid rock in seismic terms, only the indentation of the log increases slightly. The electric resistivity increases from 400 Ωm to about 1000 Ωm between 65 and 77.6 m. Since the conductivity of rocks – when all other parameters are identical – is directly proportional to the internal

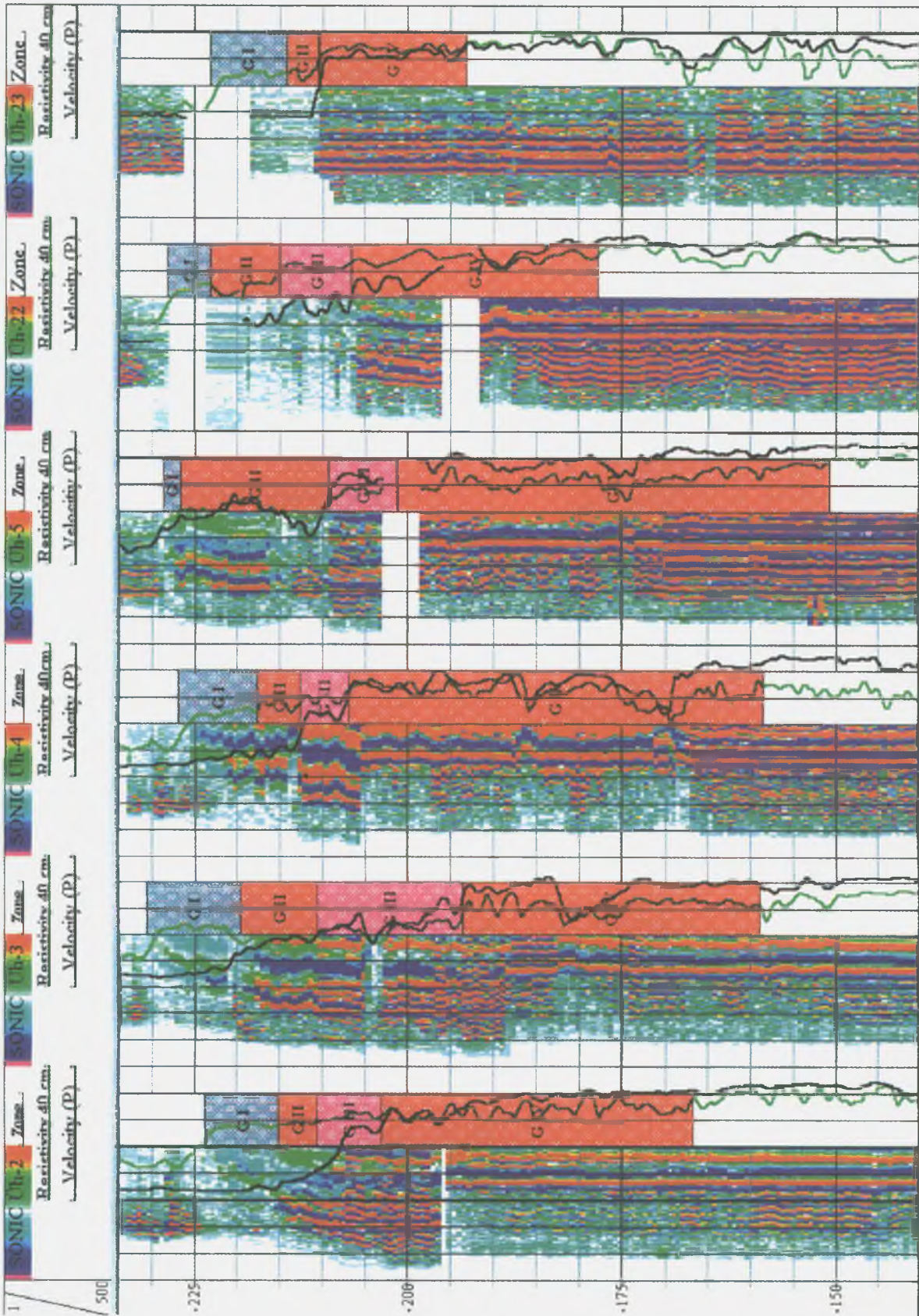


Figure 7. Comparison between the acoustic and electric measurements (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23)

7. ábra. Az akusztikus és elektromos mérések összehasonlítása (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22, Üh-23)

specific surface, this means only a small change. At the same time the V_p velocity increases from a value of about 1500-2000 m/s to 4500 m/s. This is a crucial change and downwards from 70 m the transversal wave also appears in the acoustic waveform. This can be explained by the improvement of coupling between the individual rock parts with increasing depth in the studied interval as a result of partial filling of the fissures, *i.e.* the shear modulus increases. Good coupling is ensured only by a completely filled fissure section because at the same place the original internal surface of rock ceases to exist. Since in zone G III the proportion of open fissures in solid rock quickly decreases with depth (ZILAHÍ-SEBESS *et al.* 1998) the strong depth trend in velocity becomes understandable. The relatively small change in internal surface can be similarly reasoned too, because in such a case the increase in internal surface can be taken linearly as a function of pore-space increase, while the path of shortest time within the rock matrix increases greatly. The specific surface in the loosely brecciated and rubble section is relatively small, agreeing with its mechanically coarse debris character. So, in a way similar to the strongly fissured but already solid rock, their electric resistivity is also nearly similar and remains well above the resistivity of loess overlying the granite. Thus the top of zone G I, *i.e.* the granite rubble, granite sand sequence, is considered to be a rather jump-like boundary.

The argillaceous brecciated rock does not carry shear waves. On the other hand, its specific internal surface differs only slightly from that of strongly fissured solid rock which can be considered a continuum in terms of acoustic wave propagation, so therefore their electric resistivities are similar, but propagation velocities of acoustic waves differ. Refraction seismic surveys frequently give the top of the brecciated debris zone as a horizon. The calculated velocity, however, is characteristic of the weakly fissured solid rock lying in general 10-20 m deeper.

6. Correlations in the weathering crust of the granite

We have already demonstrated that the thickness of the weathering zones identified in the granitoid is characteristic of the depth penetration of surface effects. Therefore the thickness of the weathering zones can fluctuate more strongly than in the case of real layering. The basis for zone correlations is the electric and acoustic measurements, because these are the most sensitive, though to different degrees, to the alteration of rock.

Although the thickness of granite sand and rubble varies (Figure 7, G I), they are clearly distinguished because the relatively high resistivity is associated with low acoustic velocity. In the case of Borehole Üh-5 the thickness of zone G I is small, which makes its identification uncertain, but its separation from G II is justified by the lower amplitude (fainter colour in the waveform), *i.e.* by the higher attenuation. In zone G II the higher amplitude and lower frequencies are also characteristic in the correlation

figure (Figure 7) compared to those in the solid granite (wider coloured strips in the waveform). The top of the solid fractured granite has been identified as the top of zone G III. In Borehole Üh-3 the transition between the clastic, brecciated rock and the solid rock is almost continuous. The acoustic wave propagation velocity of 4000 m/s indicates the boundary between them. This might seem more or less arbitrary if a change in frequency were not also just there (the larger wavelength in zone G II appears as wider coloured strips in the image). A strong similarity can be observed between the V_p velocity logs of Boreholes Üh-22 and Üh-3, but in Borehole Üh-22 the resistivity is higher. Based on this similarity it may be justified to bring the lower boundary of G III sub-zone 8-10 m down in Borehole Üh-22 compared to the level obtained by the individual interpretation. In Borehole Üh-5, at the boundary between G II and G III, there is jump-like change, and the lower part of G II is more strongly weathered. In zone G II the waveform is similar to that in the other boreholes, but the acoustic V_p velocity is relatively high and does not deviate from the resistivity. It might turn out that zone G II is not in an autochthonous position compared to the lower parts of the granite body. We have assumed a non-tectonic mass movement, where the strongly weathered zone at the bottom of the brecciated sequence represents the trajectory of gravity gliding. According to the geological description this contact zone contains granite sand as well. In our interpretation of the measured parameters, we conclude that zone G II in Borehole Üh-5 has been subsequently cemented. It should be noted that a similar phenomenon can also be observed in Borehole Üh-24 (KOLOSZÁR *et al.* 2000).

Figure 8 shows the surface of the granite rubble in a 3D axonometric representation in the vicinity of the selected

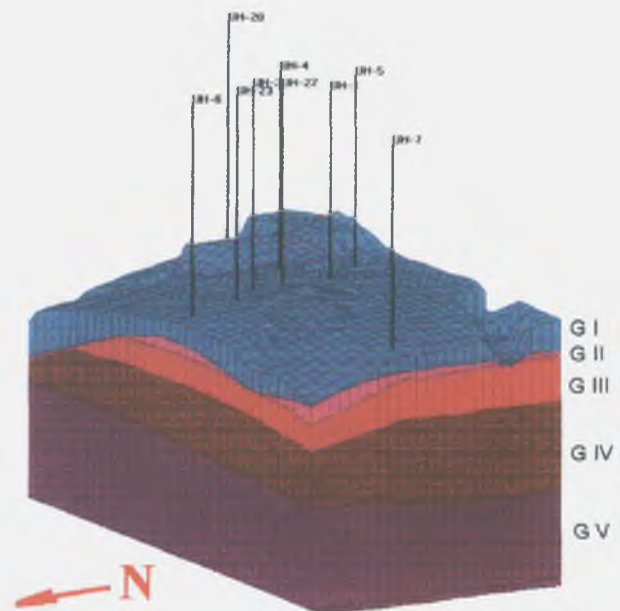


Figure 8. Spatial model of the weathering zones in the granite

8. ábra. A gránit mállási zónáinak térmodellje

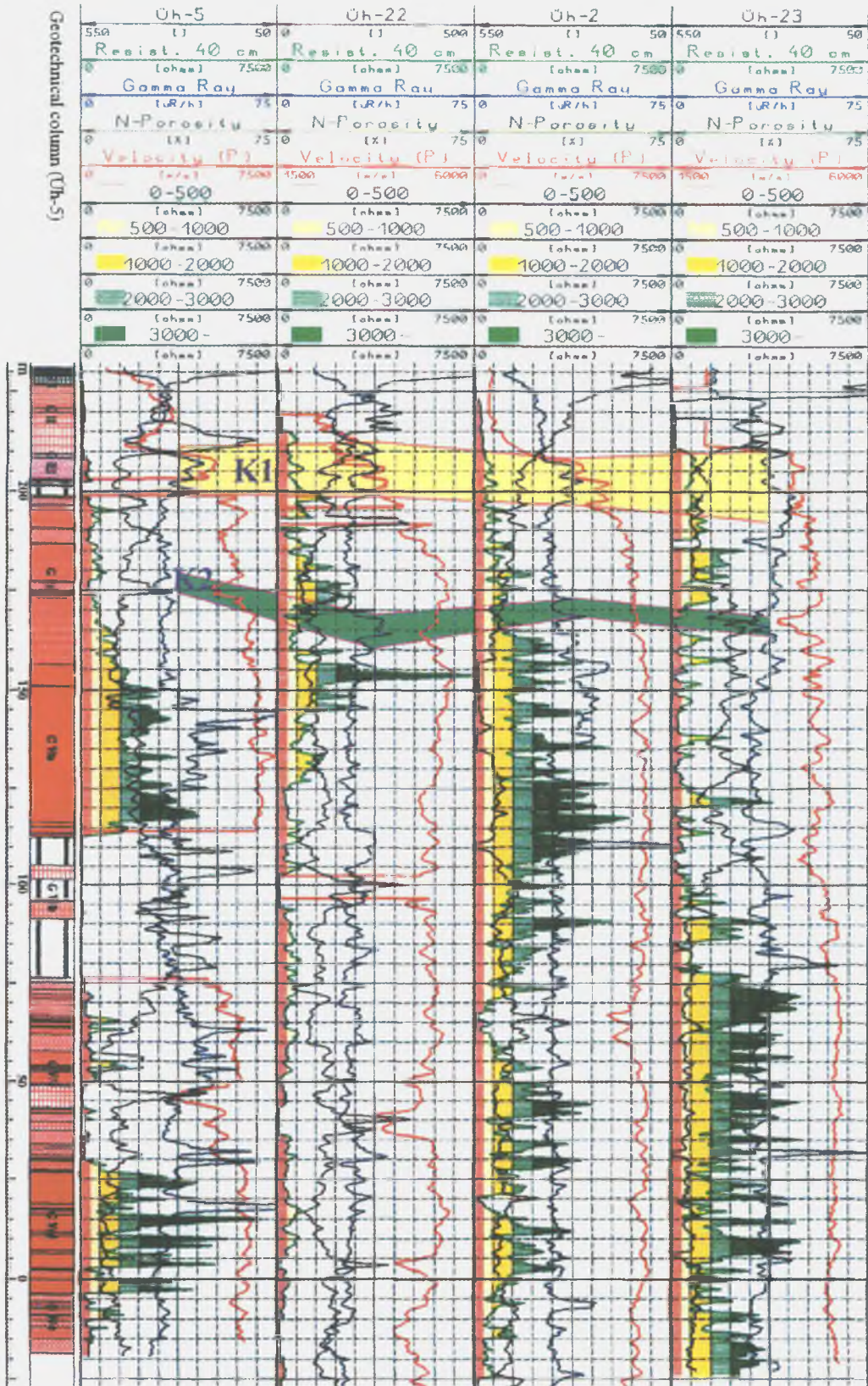


Figure 9. Correlation of anomalies K1 and K2 (Üh-5, Üh-22, Üh-23)

9. ábra. A K1 és K2 anomália korrelációja (Üh-5, Üh-22, Üh-2, Üh-23)

Table 2

Alterations which can be correlated and that can be connected to changes in hydraulic conductivity (elevation asl.)

Anomaly	Üh-2	Üh-3	Üh-4	Üh-5	Üh-22	Üh-23
K1	207.2-196.7 (73-83)	212.6-198.6 (67-81)	207.6-191.6 (39-55)	210.3-199.3 (71-82)	212.0-197.8 (69.2-83.4)	210.7-192.2 (66.5-85.0)
K2	172.7-167.7 (108-113)	188.6-175.6 (91-104)	175.6-167.6 (71-79)	179.3-174.3 (102-107)	168.7-160.2 (112.5-121)	168.2-163.2 (109-114)

In brackets: depth below ground level in m.

site. The general dip of the block surface is N orientated, which corresponds to the general dip direction of paleosols in loess. The total thickness of the weathering crust of the granite increases towards the SW at the site, and the top of granite free of surface effects (G V) gently dips, but on a regional scale this is only a local phenomenon (MARSÍ 2000).

7. Hydrogeological characterisation of the weathering crust

The water level in the intact rock lies mostly within the granite rubble, which is at the same time a continuous aquifer. Zones G I, G II and G III are also considered laterally permeable, hydraulically continuous sequences according to the acoustic and electric resistivity parameters. Characteristically, a positive natural gamma anomaly is connected to zone G III and to the top of zone G IV, *i.e.* to the horizon below the jump in acoustic velocity which is marked as K1 (Figure 9). An increase in natural gamma takes place in a zone of higher acoustic wave propagation velocity and somewhat higher resistivity. From this it can be inferred that the anomaly is associated with a sudden change in permeability and thus it represents a characteristic horizon of weathering crust of the granitoids which developed for hydrological and geochemical reasons. In our opinion this is a cementation horizon, therefore it can laterally divert the downward percolating water.

Based on this the weathering crust can be divided hydrogeologically into two parts, a high-permeability upper part represented by zones G I and G II, and a low-permeability lower part which consists of zones G III and G IV. Between these two the change in permeability is not continuous due to the cementation zone. Zone G IV can at worst be water conducting in the more strongly fissured, lower part if the fissures are associated with possible tectonic zones.

At the bottom of G IV there is a resistivity minimum which is called K2. In Boreholes Üh-2 and Üh-3 there is a natural gamma ray minimum at the same place, while in Boreholes Üh-4 and Üh-5 there is a maximum. According to the density and neutron porosity this horizon is a very loose one in all boreholes but Üh-2. Layer K2 is clearly a fissured zone developed in the solid rock, which is a potential aquifer. The position of anomalies K1 and K2 is shown in Table 2.

8. Summary

Different zones of weathering crust in the granite can be distinguished by geophysical well-logging measurements, primarily by means of acoustic waveform and electric resistivity logs. Distribution of physical parameters within the weathering crust may also play a significant role in the interpretation of surface measurements. Seismic refraction surveys indicate the top of the solid rock in zone G II. For surface electric and electromagnetic surveys, zone G I – *i.e.* top of the formations of granite material – means the top of granite body, while the top of G V is the top of fresh rock free of surface effects.

The two upper zones behave as coarse, poorly cemented sediments from the point of view of acoustic wave propagation, since shear waves are not generated in them. Resistivity changes only slightly at the boundary between G II and G III, because the specific surface of rock also only changes slightly. These two zones cannot be studied with the borehole televiewer.

The lower part of the weathering crust consists of hard, fissured and altered rocks, in which shear waves can be generated. A crucial change can be observed in electrical resistivity at the bottom of zone G III. Due to the unevenness of the borehole wall we could not get information from zone G III with borehole televiewer, and such measurements are feasible only downward from the top of zone G IV.

References

- CHIKÁN, G., PRÓNAY, ZS., and ZILAHÍ-SEBESS, L., 2000: Az Üveghuta-24 (Üh-24) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological interpretation of Borehole Üveghuta-24). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997-1998-ról* (in press).
- CLAVIER, C., COATES, G. and DUMANOIR, J., 1977: The theoretical and experimental basis for the "dual water" model for the interpretation of shaly sands. — *Society of Petroleum Engineers of American Institute of Mining Engineers, paper. No. 6859*, 18 p.
- KOLOSZÁR, L., and MARSI, I., 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei (in Hungarian, with English summary: The Quaternary sequences of the hilly country nearby Üveghuta (eastern part of the Mórággy Hills)). — *Földtani Közöny* 129 (4), pp. 521-540.
- RADZEVICIUS, S. J., and PAVLIS, G. L., 1999: High-frequency reflections in granite? Delineation of the weathering front in granodiorite at Pinon Flat, California. — *Geophysics* 64 (6), pp. 1828-1835.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., KASZA, Z., and TÓTH, I., 1998: A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (in Hungarian: Correlation based on well logs in the sedimentary cover of granite, and possibilities for correlation in granite). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., and SZONGOTH, G. 1997: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. A mélyfúrás-geofizikai szelvények alapján történő korreláció módszertani alapjai a negyedidőszaki összletben és a granitoid összlet felszíni hatásra átalakult szakaszán (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Site investigation in the vicinity of Üveghuta. Methodological basis for the correlation based on the geophysical well-logs in the Quaternary sequence and in the section of granitoid sequence altered due to surface effect.). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

AZ ÜVEGHUTAI GRÁNIT MÁLLÁSI KÉRGÉNEK TAGOLÁSA MÉLYFŰRÁS-GEOFIZIKAI ADATOK ALAPJÁN

ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ*, RIGLER GYÖRGY*, SZONGOTH GÁBOR**

*Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Az üveghutai telephely körzetében a gránit mállási kérgének megismeréséhez 10 fúrásban állt rendelkezésünkre komplex mélyfúrás-geofizikai mérésorozat. Elsősorban az elektromos és akusztikus mérések alapján az összletet négy részre bontottuk. A mérésekből mind a négy rész képződményeinek hidrogeológiai tulajdonságaira következtettünk. A terület alkalmasságának megállapításánál a fedő lösz és a szalban álló gránit hidraulikus tulajdonságain túl egyenrangú szerepe van a mállási kéreg tulajdonságainak.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok üveghutai telephelyének kutatása során az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a Geo-Log Kft. feladata volt a mélyfúrás-geofizikai mérések kivitelezése és értelmezése. A teljesítés nyomán részletes képet sikerült kialakítanunk a negyedidőszaki löszösszletről, a gránit mállási köpenyről és az üde gránit repedezett zónáiról. Ebben a kötetben mindhárom témakörnek külön tanulmányt szentelünk. Jelen cikk a gránit mállási kérgének tagolását és jellemzését mutatja be.

Az üveghutai gránitot 40-60 m vastag – a pleisztocén jégkorszak idején lerakódott – löszüledék borítja, gránitkibúvások csak a völgyekben találhatók. Dombtetők alatt a lösz alatt körülbelül 60 m vastagságú mállási kéreg települ, alatta következik az üde gránit. A mállási kéreg még a gránitönk-felszínének mélyedéseit kitöltő – a lösznél idősebb – Tengelici Vöröstasyag Formáció előtt képződött. A kutatás során az üveghutai telephely körzetében hat fúrás harántolta teljes egészében – a közvetlen környezetben pedig további 17 fúrás részben – a mállási kérget. A mállott zóna felső 10-20 m vastagságú része homokból, murvából, törmelékből és breccsából, javarészt helyben maradt bontott anyagból áll. A gránit mállási kérgének alsó, nagyobb vastagságú része 4000 m/s-ot meghaladó akusztikus sebességgel jellemezhető repedezett sziklaközet, felső része feltehetőleg egységes vízvezető övet alkot.

A cikk első részében tisztázzuk, hogy a mállási kéreg tagolásában alapvető az elektromos ellenállás és az akusztikus hullámkép mérésének szerepe. Ezen paraméterek alapján a mállási kérget négy jól elkülöníthető zónára osztottuk (G I-G IV), és megvizsgáltuk az egyes zónák sajátosságait. A 4. fejezetben elemezzük a porozitáskövető módszerek, ill. a közetmechanikai és elektromos tulajdonságok közti kapcsolatokat. A továbbiakban azt vesszük szemügyre, hogyan lehet kijelölni a gránit mállási kérgének a szeizmikus, ill. az elektromos mérések alapján. A gránit mállási kérgének korrelá-

cióját háromdimenziós ábrázolásban mutatjuk be. A 7. fejezetben a mállási kérget hidrológiai szempontból két részre bontjuk.

2. A mállási kéreg fizikai sajátosságai, a tagolás elvei

Egy fedetlen kristályos kőzet mállási kérgében a fizikai paraméterek kissé hasonlóan változnak, mint egy konszolidálatlan üledék tömörödési trendje esetében. Természetesen ezek a paraméterváltozások gyorsabbak és kevésbé egyértelműen mélységfüggők, mint a kompakciós trendek esetében. Ennek oka, hogy nincs osztályozottság, mivel a folyamat egyfajta bomlás, nem pedig törmelékfelhalmozódás. A kőzet átalakultsága főleg repedezettségben és kémiai mállottságban nyilvánul meg.

A mállási kéreg felső részében a kőzetnek jelentős porozitása és vízáteresztő képessége van, a fizikai paraméterek változása a mélységgel nagymértékű (ZILAHÍ-SEBESS, SZONGOTH 1997). A kőzet többé-kevésbé durvatörmelék tulajdonságai, a mélységgel fokozódó cementáltságú, helyben maradt üledékekhez hasonló. A bontott övezet alsó, nagyobbik hányadában a repedések csak kis porozitást képviselnek, a fizikai paraméterek mélységi változása csak kismértékű, a kőzet repedezett sziklaközetnek tekinthető, melynek nagyságrendekkel kisebb a vízáteresztő képessége, mint a felső résznek.

A gránit mállási kérgének különböző részei jól elkülönülnek a mélyfúrás-geofizikai szelvényeken, főleg az akusztikus hullámképben és az elektromos ellenállás görbéiben. A mállási kéreg a fizikai paraméterek szerint hagyományos értelemben vett mállott kőzetek és repedezett kőzetek övére osztható. A mállott kőzetet – szemben a repedezett kőzettel – olyan közegként definiáljuk, amelynél az egyes ásványszemcsék közti kohéziós erő gyenge (morzsolhatóság), vagyis a kőzetmátrix a nyírási feszültségek továbbítása szempontjából nem képez kontinuumot (ezért nyíróhullám-beérkezés az akusztikus hullámképen többnyire nem jelöl-

A mállási zónák és az üde gránit korrelációs táblázata (tszf. m)

Zóna	Üh-1	Üh-2	Üh-3	Üh-4	Üh-5	Üh-22	Üh-23
G I-IV	244,0-149,0	223,7-162,9	230,6-150,3	226,9-158,6	228,7-150,8	228,2-177,8	223,2-193,2
G I	244,0-231,5	223,7-215,1	230,6-219,6	226,9-217,6	228,7-226,7	228,2-223,2	223,2-214,2
G II	231,5-222,4	215,1-210,7	219,6-210,6	217,6-212,6	226,7-209,3	223,2-214,9	214,2-210,5
G III	222,4-216,5	210,7-203,1	210,6-193,6	212,6-207,0	209,3-201,3	214,9-206,6	nincs
G IV	216,5-149,0	203,1-162,9	193,6-150,3	207,0-158,6	201,3-150,8	206,6-177,8	210,5-193,2
G V	149,0-(-90,0)	162,9-(-81,3)	150,3-(-20,4)	158,6-(-53,4)	150,8-(-18,7)	177,8-(-218,8)	193,2-(-22,8)

hető ki). A mállott kőzetet két fő komponensből állónak képzeljük el: a keményebb komponens zárt darabokat alkot a jóval puhábban, olyasféleképpen, mint breccsa esetében a törmelékdarabok a kötőanyagban. Mindkettő agyagos bontást szenvedett, amely azonban a puha kőztes anyagban erősebb. Ezért a mállott kőzetnek másodlagos tulajdonsága az agyagásványokhoz kapcsolódó nagy kötött víztartalom, melyet a neutronporozitás-mérés minden esetben jelez. Az agyagásványok felületén adszorpciósan kötött víz egyaránt hatással van az akusztikus terjedési sebességre és az elektromos vezetőképességre. A durva, mállott kőzet az elektromos modellszámítás szempontjából aljzatnak, vagyis sziklakőzetnek minősülhet, noha látszólagos fajlagos ellenállása egy-két nagyságrenddel is kisebb lehet, mint a repedezett szálban álló kőzeteké (RADZEVICIUS, PAVLIS 1999).

Akusztikus szempontból a repedezett kőzetek kemény formációk, vagyis az alapkőzetben a transzverzális hullám terjedési sebessége meghaladja a fűrófolyadékban terjedő longitudinális hullám sebességét. A repedezett kőzetben a nyíró erők rugalmas deformációt keltenek, mivel a kőzetmátrix alapvetően kontinuumot képez, ezért az akusztikus hullámképen a nyíróhullám-beérkezés biztosan kimutatható. Az ilyen kőzetet földtani szempontból sziklakőzetnek tekintjük. Ez szeizmikus értelemben vett szálban álló kőzet.

A tagolás legfőbb elvei a következők:

- a) Az akusztikus és elektromos paraméterek viselkedése: Az akusztikus hullám terjedési sebessége, amplitúdója, frekvenciája. A nyíró (transzverzális) hullám beérkezésének kijelölhetősége az akusztikus hullámképen és annak viszonya az első beérkezéshez (kompressziós vagy longitudinális hullám). A Stoneley-hullám beérkezési idejének mélységtrendje az akusztikus hullámképen. Az elektromos ellenállás nagysága, a mérés görbe tagoltsága. Az akusztikus hullámterjedési sebesség és az elektromos ellenállás trendszerű változása.

- b) Egyéb paraméterek viselkedése: A neutronporozitás és a sűrűség változása a mélységgel, egymáshoz való viszonyuk. A természetes gamma viszonya a többi paraméterhez.

Az alábbiakban az ezen elvekkel lefolytatott tagolást ismertetjük.

3. A gránit mállási kérgének tagolása

A gránitösszletet a geotechnikai jellemzők alapján két fő csoportra oszthatjuk (ZILÁHI-SEBESS et al. 1998):

1. Mállási kéreg.
2. Üde gránit.

Az akusztikus hullám képből kiértékelhető longitudinális, transzverzális és Stoneley-hullámokra, valamint az elektromos ellenállás képre alapozva a gránit mállási kérgét négy zónára oszthatjuk:

G I. *Gránitmurva; gránithomok*: A nyíróhullámokat nem vezet, erős csillapítással jellemezhető, a fedőüledékektől jóval nagyobb ellenállása miatt jól elkülöníthető.

G II. *Széteső törmelékes és breccsás gránit*: Erős Vp és Stoneley-sebesség mélységtrenddel, a G I-hez viszonyítva nagyobb frekvenciák megjelenésével. Ellenállása csak valamivel nagyobb, mint a G I-é.

G III. *Kémiailag bontott, szálban álló, erősen repedezett gránit*: A nyíróhullámcsomag erős mélységtrenddel megjelenik a hullámképen, az ellenállása alig különbözik a G II-étől.

G IV. *Felszíni hatásokat gyengén mutató gránit*.

Az ötödik – G V – zóna az üde gránit. Az 1. ábrán az Üh-2 fűrás zónafelosztását mutatjuk be.

Az 1. táblázatban összefoglaljuk a körzetben mélyült fűrások gránitösszletének felosztását.

Az alábbiakban részletesebben jellemezzük az egyes zónákat.

3.1. G I zóna (gránitmurva és -homok)

A G I zónát erős amplitúdócsillapítással jellemezhetjük az akusztikus hullám képen. A kőzetben az akusztikus hullám sebesség 1500–3000 m/s, de az átlag csak 1700 m/s. Az 1. ábrán látható, hogy az Üh-2 fűrásban végig az alsó határhoz közeli a sebesség. A hullámképből kitűnik, hogy a durva gránithomokban és murvában csak a viszonylag alacsony frekvenciájú komponensek terjednek, habár a lösz

¹ A Stoneley-hullám a lyukfalon, illetve két erősen különböző hullámterjedési sebességgel jellemezhető határfelületen terjedő alacsony frekvenciás-felületi hullám, vagy más néven csőhullám. Beérkezési ideje a kőzet nyírófeszültségekkel szembeni ellenállására jellemző, ezért felhasználható a bontott kőzetek jellemzésére. A hullámképek vizsgálata alapján a konszolidálatlan mállási kéregbeli kőzetekben a mélységgel nő a Stoneley-hullámcsomag terjedési sebessége.

alsó részén kisebb sebesség mellett is vannak nagyobb frekvenciák.

A zónán belül a longitudinális sebesség erősen mélységfüggő, ami a gyengén konszolidált anyagokra jellemző. Nincs nyíróhullám-beérkezés, és a zóna tetejénél még a Stoneley-hullámcsomag is fokozatosan eltűnik (1. ábra: a zóna 60 m alatti részén ferdén jobbra tartó sávok). A zóna elektromos ellenállásban világosan elkülönül a fedőüledékektől, noha állagát tekintve kevésbé cementált üledék, amelynek kisebb a porozitása, feltehetően helyben maradt málladék. A természetes gamma aktivitás átlagosan 25 $\mu\text{R/h}$, határozottan nagyobb, mint a fedőösszleté. Pár méterrel az elektromos ellenállás szelvényen kijelölhető határ felett, egyes fúrásokban megemelkedik a természetes gamma szint. Az akusztikus szelvényen ezt a zónát rendkívül erős csillapítás jellemzi. A sebesség 1600-tól 3300 m/s-ig változhat. A képződményen belül gyakran erősen nő a mélységgel a sebesség, ami a laza, cementálatlan anyagokra jellemző, vagyis a rugalmas hullámok terjedése szempontjából is gyakorlatilag üledékes kőzetnek tekinthető. Az akusztikus hullám képen nehéz az első beérkezést kijelölni (az akusztikus hullám amplitúdója gyengén vagy egyáltalán nem cementált kőzetben a víztelítettség csökkenésével csökken, transzverzális hullámtípus nem jelölhető ki, a Stoneley-hullámcsomag is nehezen követhető). A képződmény tetejénél a sűrűség-szelvényen 0,2-0,3 g/cm^3 -es ugrás van a fedőüledékekhez képest. A zóna átlagsűrűsége 2,4-2,5 g/cm^3 . Alsó határánál, a G II zónába való átmenetnél 0,1 g/cm^3 -rel nő a sűrűség.

3.2. G II zóna (széteső törmelékes és breccsás gránit)

A mérések alapján feltehető, hogy az összletben a mélységgel nő a durva törmelék aránya, illetve javul a térkitöltés, vagyis csökken a porozitás. A Stoneley-hullám beérkezésének az összlet alsó szakaszán gyakorlatilag nincs mélységtrendje, azonban nyíróhullám-beérkezés még nem jelölhető ki (1. ábra). Lefelé követhetjük a nagyobb frekvenciák megjelenését a G II zóna tetejétől a G III zóna aljáig. A G II és G III határát a nyíróhullám megjelenése jelöli ki.

A Stoneley-hullám beérkezései szerint a mélységgel egyre csökkenő mértékben nő a tömörödöttség, ami szintén arra mutat, hogy az anyag a mélységgel egyre kevésbé szétesővé válik. A sűrűség-növekedés korrelál a longitudinális hullám sebesség növekedésével, ami szintén üledékszerű viselkedésre utal. A zónának – de legalább az alsó szakaszának – az anyaga valószínűleg nem lett átmozgatva. Az összlet felső része feltehetőleg döntően törmelék állapotú, míg alsó, összeállóbb része túlnyomórészt breccsának tekinthető. A természetes gamma szelvény szerint nincs jellegzetes határa. Ha a G I és G II zóna egyaránt százszázalékosan víztelített – mint az Üh-5 fúrásban –, úgy ez a zóna kissé nagyobb ellenállású, mint fedője, azonban a többi fúrásban ez nem jellemző, mivel a víznívó a G II közepén vagy lejjebb van, így ez a G I mért ellenállását növeli. Alsó határánál a sűrűség 0,1-0,2 g/cm^3 -es növekedése és a neutronporozitás 5%-os csökkenése tapasztalható.

3.3. G III zóna (kémiailag bontott, szálaban álló, erősen repedezett gránit)

A G III zóna kémiailag bontott, erősen repedezett szálaban álló kőzetekből áll. Akusztikus szempontból a zóna felső határa számít a kemény formáció tetejének. A nyíróhullám-beérkezések a teljes akusztikus hullámképen jól követhetők, és a nagyfrekvenciás komponensek is megjelennek. A V_p/V_s arány (~2-3) a zónán belül a mélységgel csökken, ami elsősorban a V_s növekedéséből következik. A V_p sebesség 2500–4500 m/s közt változik. A szálaban álló kőzet jellegének megfelelően a Stoneley-hullám sebessége közel állandó. Az elektromos ellenállás értéke a kémiai bontás és repedezettség különböző fokozatainak megfelelően változatos. A kémiai bontás véleményünk szerint főleg a repedéskitöltések kioldódásában nyilvánul meg, ezért van hatással főleg a transzverzális hullám terjedési sebességére.

3.4. G IV zóna (felszíni hatásokat gyengén mutató gránit)

A G IV zóna kőzeteire csak viszonylag gyenge hatással voltak a felszíni mállási hatások. A mállási kéreg ezen részére a nyíróhullám-sebesség és az elektromos ellenállás mélységgel való enyhe növekedése jellemző. A porozitás-, ill. repedezettségkövető paraméterek gyenge mélységtrendje és a felette levő bontott szakaszokkal való közvetlen kapcsolat arra mutat, hogy még érték felszíni hatások, ami alapján a mállási kéreghez soroljuk. Néhány fúrásban (pl. Üh-2) a neutronporozitás feltehetően a mélységgel csökkenő agyagásványosodás hatására lefelé csökken. A G IV zóna mechanikai állagának megfelelően nagyon hasonló a G V szálaban álló kőzetek zónájához. A longitudinális hullám sebesség némileg kisebb, mint a G V mélységszakasz szálaban álló részeinél. A G IV zónában a kőzetek elég kemények az akusztikus lyuktelevíziós vizsgálathoz¹. A lyuktelevíziós felvételeken a G IV zónában több nyitott repedés mutatkozik, mint a G V zónában (2. ábra).

4. A geofizikai paraméterek közti kapcsolat vizsgálata

A görbealak szerint azonosítható geofizikai mérés-görbék mellett a fizikai paraméterek közti kapcsolat is jellemző egy adott képződményre. Kétváltozós diagramon, az egyes képződményekhez tartozó pontokat különböző színnel jelölve, pontthalmazok alakja és elhelyezkedése alapján is vizsgálhatjuk az övezeteket. A pontfelhők alakja nagy biz-

¹ Az akusztikus lyukfal-televíziós mérés, mely az olajiparon kívül új eljárásnak számít, a repedésrendszer nagyfelbontású in situ vizsgálatát teszi lehetővé. A szondával egy szonár (körbeforgó szónikus adó) jelének reflexió idejét (Travel Time) és amplitúdóját (Amplitude) mérjük maximálisan 288 irányban, és az eredményt szinkóddal ábrázolva adjuk meg a lyukfal síkba kiterített képét (image). A reflexiók idejéből képzett képen csak az akusztikus szempontból nyitott repedések ismerhetők fel. A reflexiók amplitúdójából alkotott képen minden olyan alakzat látható, amely a környezetétől eltérő rugalmassági paraméterekkel rendelkezik, így a zárt repedések is.

tonsággal ismétlődik az azonos formációhoz tartozó réteg-
 őszletek közt. A diagramok alapján a kőzet litológiai össze-
 tételére és a hézagterfogatára egyaránt következtethetünk.

4.1. A porozitáskövető módszerek kétváltozós diagramjai

A 3. ábrán két különböző behatolási mélységű szonda
 által mért sűrűséget ábrázoltunk. Látjuk, hogy a mállási ké-
 reg egyes zónáit képviselő pontfelhők súlypontja jól elkülö-
 nül egymástól. A sűrűségük szerinti sorrend a felszíntől
 való távolságuknak felel meg, noha a pontfelhők átfedik
 egymást. A rövid (17 cm-es) szondával a fűrólyukhoz köze-
 lebbi, míg a hosszú szondával (38 cm) a távolabbi térrész-
 ből is kapunk információt. A pontok a lyukfal kavernásodá-
 sa miatt kissé az azonos sűrűséget mutató egyenes felett he-
 lyezkednek el. A G IV zóna átlagsűrűsége a bontatlan kőzeté-
 nek felel meg, bár legkisebb sűrűségű részei a G II legkisebb
 sűrűségeivel egyeznek. A sűrűség különbözősége azonban
 gránitösszlet esetén nem feltétlenül jelent porozitásetérést.

Különösen a mállási kéreg felső részén a gránitösszletnek
 számottevő porozitása is lehet, amely azonban a kőzetmatrix-
 hatások miatt csak a porozitáskövető módszerek (neutron-
 neutron, sűrűség) együttes értelmezése alapján értékelhető.
 A további ábrákon referenciaként feltüntetettük a G V zóna
 (felszíni hatásoktól nem érintett gránit) pontjait is. (A G V
 zónát a mérésgörbékéből következtethető bontottság szerint
 két mélységzakaszra osztottuk. A barna pontok bontottabb
 kőzetet képviselnek, amely valószínűleg korábbi hatást hor-
 doz.) Az egész gránitra az összes pontot figyelembe véve –
 mint az számottevő hézagterfogattal rendelkező kőzetek
 esetében várható – a növekvő neutronporozitáshoz csökke-
 nő sűrűség tartozik (4., 5. ábra). Megjegyezzük, hogy szá-
 mottevő olyan porozitás, ahol a neutronporozitás egyene-
 sen arányos a sűrűségcsökkenéssel és az valódi hézagterfo-
 gatot jelent, csak a G I és G II zónában van.

Az összefüggés szórása nagy, mivel a porozitásmentes
 mátrixpontok úgy helyezkednek el, hogy a sűrűség növeke-
 désevel nő a neutronporozitás. Ez azt jelenti, hogy a G V
 zónában – eltekintve a kavernás szakaszoktól – a sűrűség,
 illetve a neutronporozitás változása kőzettani változást je-
 lez. Ideális esetben megkülönböztethető egyrészt a kisebb
 sűrűségű, kisebb neutronporozitású, nagyobb természetes
 gamma aktivitású, kisebb mágneses szuszceptibilitású gra-
 nitoid, másrészt a kicsit (0,05-0,1 g/cm³-rel) nagyobb sűrű-
 ségű, nagyobb neutronporozitású, több mafikus elegrész
 tartalmazó, nagyobb mágneses szuszceptibilitású granitoid
 és a paramétereiben az utóbbihoz hasonló, többnyire inter-
 medier összetételű xenolit. A mállási kéregben ugyanaz a
 kőzettani összetétel várható, mint a G V zónában, ezért a
 pontok szórási sávja a G I–G IV zónák összességére nézve
 hasonlóan széles, vagyis a szórási sáv jórészt a kőzettani
 változatosságot tükrözi.

Az Űh-3 fűrásban a mállási kéreg egyes részei nagyon
 jól elkülönülnek egymástól (4. ábra). A diagramból kitűnik,
 hogy a porozitás mellett a kőzetösszetétel hatásával is szá-
 molni kell. Ezt az egyes öveket reprezentáló pontfelhők el-
 helyezkedéséből lehet látni: ha csak egyféle ásványos össze-

tétel lenne, akkor a különböző átlagporozitást képviselő
 pontfelhők egymás folytatásába esnének, és nem párhuzam-
 os övekbe rendeződnének. Az ábrán látható, hogy a G II
 és G III zóna kőzetösszetétel szempontjából azonos, csak a
 porozitásukban különböznek.

Ezekről eltérő, de párhuzamos a G I zóna pontfelhője,
 ami az előbbiektől eltérő kőzetösszetételre utal. A relatív
 kis neutronporozitás és kis sűrűség alapján az összetétel
 savanyúbb, vagyis a kőzet több kvarcot, földpátot (anyagot)
 tartalmaz, mint a G II és G III. Ez valószínűleg annak a
 következménye, hogy a G I zóna anyaga szenvedte a leg-
 erősebb bontást, amely málláskor elsősorban a színesásvá-
 nyokat érinti, így az ellenállóbb kvarc és földpát a maradék-
 ban feldúsul. A G IV zóna kőzetei a diagrampontok elhe-
 lyezkedése alapján hasonlóan változatosak, mint a G V zó-
 náé, de jóval nagyobb porozitásúak.

Az Űh-4 fűrásban (5. ábra) a G V bontottabb részének
 pontjai a lyukfal kavernásodása miatt lefedik a többi zóna
 pontjait. A gránithomok és -murva (G I) pontjai a neutron-
 porozitás-sűrűség diagramon ugyanúgy egy keskeny sávban
 és a savanyúbb kőzetösszetételt jelentő vonalhoz közelebb
 helyezkednek el, mint az Űh-3 fűrásban. Ez arra utal, hogy
 a G I kőzetei nem csupán felaprítódtek, hanem a képződő
 agyagásványos frakció kimosódása miatt ásványos összetel-
 telben is átalakultak.

A G I zóna tehát a geofizikai paraméterek szerint sem
 képviseli az eredeti kőzetet. Az Űh-3 fűrásban a G II és a G III
 kőzetei a viszonylag bázisosabbak közé tartoznak, míg az
 Űh-4 fűrásban a pontok elhelyezkedése szerint savanyúbb
 összetételűek.

4.2. A kőzetmechanikai és az elektromos tulajdonságok közti kapcsolat

A kőzetmechanikai paraméterek és az elektromos ellen-
 állás közti kapcsolat diagramját (6. ábra) tanulmányozva
 következtetéseket vonhatunk le a szabad folyadék jelenlétére.

Az Űh-3 fűrásban a mállási kéreg alsó része jól elkülö-
 nül a G V-től. Az elkülönülés lényege, hogy itt a nyírási mo-
 dulus nagy megváltozásához is csak viszonylag kis ellenál-
 lásváltozás tartozik, szemben a G V kőzeteivel ahol kis nyí-
 rási modulus változásra nagy ellenállásváltozás a válasz.
 A jelenség magyarázata a következő: Az elektromos vezető-
 képesség nagyrészt az iondús kötött víz mennyiségével, az
 pedig a belső fajlagos felülettel arányos. A belső felület a
 szabad vizet is tartalmazó nyitott repedésrendszerben csak
 kevéssé vagy esetleg egyáltalán nem függ attól, hogy a
 kőzetváz egyes darabjai milyen módon kapcsolódnak egy-
 máshoz. Ezzel szemben a kőzet nyíróerőkkel szembeni el-
 lenállása a kapcsolódási pontok által képviselt felület nagy-
 ságától és az ott fellépő kohéziós erőttől nagymértékben
 függ. A mállási kéregben az előbbieket szerint az ellenállás
 főleg azért változik, mert a jóval kisebb ionkoncentrációjú
 és ezért kisebb vezetőképességű szabad folyadék mennyi-
 sége változik. (CLAVIER et al. Dual Water model [6]).

A G V kőzeteiben a zúzott zónák kivételével a repedé-
 sek vagy teljesen zártak, vagy csak kötött vizet tartalmaz-

nak, ezért kis nyírási modulus változásra nagy ellenállás-változás esik, amit részben nagy tortuozitás (az áram útjának tekervényessége) változással magyarázhatunk. Más részről a teljes vezetőképesség csak az iondús kötött vízhez kapcsolódik, így a hézagterefogat kis változására is nagy vezetőképesség-változást kapunk.

5. A gránittest tetejének kijelölése szeizmikus, illetve elektromos szempontból

A felszíni geofizikai mérések földtani értelmezése a gránittest mállási kérgében gyakran ellentmondásos. Véleményünk szerint a kulcsot az ellentmondások feloldásához a mélyfúrás-geofizikai akusztikus és elektromos mérések együttes vizsgálata szolgáltathatja. A legnagyobb eltérések egyrészt az akusztikus és az abból származtatott paraméterek, másrészt a logaritmikusan ábrázolt ellenállásgörbe lefutása közt a mállási kéreg felső részében (G I, G II) vannak (7. ábra). Az ábrán hat fúrás akusztikus hullámképeit, kompressziós hullámterjedési sebesség (V_p) és ellenállásgörbéit ábrázoltuk a gránit mállási kérgében. A tapasztalat szerint a gránit anyagú képződmények tetejét az elektromos ellenállás ugrásszerű megnövekedése jelzi, míg akusztikus szempontból a breccsás gránit (G II) és a kémiaileg bontott szálban álló kőzet (G III) határát tekinthetjük a gránittest határának.

Az Üh-2 fúrásban (1. ábra) a G III zóna, vagyis a szeizmikus szempontból szálban álló kőzet tetejénél nincs túl nagy változás az elektromos ellenállásban, lényegében csak a görbe tagoltsága nő meg kissé. Az elektromos ellenállás 65–77,6 m között 400 ohmm-ről 1000 ohmm körüliire nő, ami tekintetbe véve, hogy a kőzetek vezetőképessége – ha minden egyéb paraméter azonos – a belső fajlagos felülettel egyenesen arányosnak vehető, csak kis változást jelent. Ugyanakkor a V_p sebesség 1500–2000 m/s körüli értékről 4500 m/s-ig nő, ami döntő változás, és 70 m-től lefelé az akusztikus hullám képen a transzverzális hullám is megjelenik. Ezt a jelenséget azzal magyarázhatjuk, hogy a vizsgált intervallumban a mélységgel a repedések részleges kitöltöttségének hatására az egyes kőzetrészek közti csatolás javul, vagyis nő a nyírási modulus. Jó csatolást csak teljesen kitöltött repedésszakasz biztosít, és ugyanott megszűnik a kőzet eredeti belső felülete is. Mivel a már szálban álló G III zónában a nyílt repedések hányada a mélységgel gyorsan csökken (ZILAHÍ-SEBESS et al. 1998). érthetővé válik az erős mélységtrend a sebességben. Hasonlóan indokolható a belső felület viszonylag csekély változása is, mivel ilyen esetben a belső felület növekedése lineárisnak vehető a póruster növekedés függvényében, míg a kőzetvázon belüli legrövidebb idejű út rendkívül megnövekszik. Mivel a laza breccsás, illetve a murvás szakaszon a fajlagos felület a mechanikailag durva törmelékes jellegnek megfelelően viszonylag kicsi, hasonlóan az erősen repedezett, de már szálban álló kőzethez, az elektromos ellenállásuk is közel hasonló, és jóval a gránitot fedő lösz ellenállása felett marad, ebből a szempontból a G I zóna vagyis a gránitmurva, gránithomok összlet teteje számít inkább ugrásszerű határnak.

Az agyagos breccsás kőzet nem vezeti a nyíróhullámokat, viszont a fajlagos belső felülete csak kismértékben különbözik az akusztikus hullámok terjedése szempontjából kontinuumnak tekinthető, erősen repedezett szálban álló kőzettől, ezért hasonló az elektromos ellenállása, de eltérő benne az akusztikus hullámok terjedési sebessége. A refrakciós szeizmika gyakran a breccsás, törmelékes zóna tetejét jelöli meg határfelületként, azonban a számított sebesség az általában 10–20 m-rel mélyebb, gyengén repedezett szálban álló kőzetre jellemző.

6. Korreláció a gránit mállási kérgében

Az előzőekben már láttuk, hogy a granitoidban kijelölhető mállott zónák vastagsága a felszíni hatások mélybe hatolásának mértékére jellemző, ezért a bontott zónák vastagsága erősebben ingadozó lehet, mintha valódi rétegzett-ségről lenne szó. A zónakorreláció alapja az elektromos és az akusztikus mérés, mivel ezek érzékenyek leginkább a kőzet bontottságára, azonban ezek is különbözőképpen érzékelik a bontottság mértékét.

A gránithomok és -murva (7. ábra, G I) zónája, bár vastagsága változatos, jól elkülönül, mivel a viszonylag nagy ellenálláshoz kis akusztikus sebesség járul. Az Üh-5 fúrás esetében a G I zóna vastagsága kicsi, ami bizonytalanná teszi még a felismerését is, elkülönítését a G II-től csak a kisebb amplitúdó (halványabb szín a hullámképen), vagyis a nagyobb csillapodás indokolja. A G II zónában, a nagyobb amplitúdó és a szálban álló gránithoz viszonyított alacsonyabb frekvenciák (szélesebb színes csíkok a hullámképen) jellegzetesek még a korrelációs ábrán (7. ábra). A szálban álló repedezett gránit tetejét a G III zóna tetejével azonosítottuk. Az Üh-3 fúrásban az átmenet szinte folyamatos a törmelékes, breccsás és a szálban álló kőzet közt, köztük a határt a 4000 m/s akusztikus hullámterjedési sebesség jelenti, ami azonban félig-meddig önkényesnek tűnhetne, ha nem pont ott lenne a frekvenciában is változás (a képen a G II zónában a nagyobb hullámhossz szélesebb színes csíkként jelentkeznek). Az Üh-22 és az Üh-3 fúrás V_p sebességgörbéinek alakja közt erős hasonlóság tapasztalható, de az Üh-22-ben az ellenállás nagyobb. A hasonlóság alapján indokolt lehet az Üh-22-ben a G III zóna alsó határát 8–10 m-rel lejjebb vinni az egyedi értelmezésben megállapítottéhoz képest. Az Üh-5 fúrásban a G II – G III határon ugrásszerű változás van, illetve a G II alja erősebben bontott. A G II zónában a hullámkép hasonló a többi fúráséhoz de az akusztikus V_p sebesség viszonylag magas és nem válik el az ellenállástól. Felmerülhet, hogy a G II zóna a gránittest alsóbb részeihez képest nincs autochton helyzetben. A tektonikus tömegmozgást tételezünk fel, ahol a breccsás összlet alján található erősen bontott zóna képviseli a gravitációs csúszás pályáját. A földtani leírás szerint ez az érintkezési öv gránithomokot is tartalmazott. Maga az Üh-5-beli G II zóna a mérési paraméterekre támaszkodó véleményünk szerint utólagosan cementált. Megemlítjük, hogy ehhez hasonló jelenséget tapasztalhatunk az Üh-24 fúrásban is (CHIKÁN et al. 2000).

A 8. ábrán a gránitmurva felszíne látható háromdimenziós axonometrikus ábrázolásban a kijelölt telephely körzetében. A tönkfelszín általános lejtése É-i irányú, ami a löszben található paleotalajok általános lejtési irányával egyezik. A telephelyen DNY-i irányban növekszik a gránit mállási kérgének összvastagsága, és enyhén lejt a felszíni hatásoktól mentes gránit (G V) teteje, de a regionális képből (MARSÍ 2000) ez csak helyi jelenség.

7. A mállási kéreg zónáinak hidrogeológiai jellemzése

A fúrás által érintetlen kőzetben a víznívó többnyire a gránitmurva alatt húzódik, amely azonban folyamatos vízvezető zóna. A G I, G II és G III zónát az akusztikus paraméterek és az elektromos ellenállás szerint oldalirányban is permeabilis, hidraulikailag összefüggő képződménynek tekintjük. Jellegzetesen a G III zónához, illetve a G IV tetejéhez, tehát az akusztikus sebesség ugrás alatti szinttájhoz kötődik egy pozitív természetes gamma anomália, amelyet K1-gyel jelölünk (9. ábra). A természetes gamma megnövekedése a nagyobb akusztikushullám-terjedési sebességű, valamint nagyobb ellenállású zónában alakult ki. Az anomália ebből következően a permeabilitás hirtelen változásához kapcsolódik, és mint ilyen a granitoid mállási kérgének egy hidrogeológiai és geokémiai okból létrejött jellegzetes szintjét képviseli. Véleményünk szerint ez egy cementációs szint, ezért oldalirányba eltérítheti a felülről lefelé szivárgó vizeket.

Ez alapján a mállási kérgét hidrogeológiai szempontból két részre bonthatjuk, egy jó permeabilitású felső részre, melyet a G I és G II zóna képvisel, és egy rossz permeabilitású alsó részre, mely a G III és G IV zónából áll. A kettő közt a cementációs öv miatt nem monoton a permeabilitás változása. A G IV zóna legfeljebb az erősebben repedezett szakaszokon lehet vízvezető, ha azok esetleges tektonikai zónákhoz kapcsolódnak.

A G IV zóna alján található egy korrelálható elektromos ellenállás minimum, amelyet K2-nek nevezünk. Ugyanitt az Ũh-2 és az Ũh-3 fúrásban természetes gamma maximum, míg az Ũh-4, Ũh-5 fúrásban természetes gamma minimum van. A sűrűség és a neutronporozitás szerint az Ũh-2 kivételével mindegyik fúrásban erősen fellazult ez a szinttáj. A K2 zóna egyértelműen szálaban álló kőzetben kialakult repedezett öv, amely potenciális vízvezető. A K1 és K2 anomália elhelyezkedését a 2. táblázatban tüntettük fel.

8. Összefoglalás

A gránit mállási kérgének különböző részeit a mélyfúrás-geofizikai mérések – elsősorban az akusztikus hullám kép és az ellenállás görbék – segítségével tudjuk megkülönböztetni. A fizikai paraméterek eloszlása a mállási kérgen belül lényeges szerepet játszhat a felszíni mérések kiértékelésénél is. A szeizmikus refrakciós módszer a G II zónában jelzi a szálaban álló kőzet tetejét. A felszíni elektromos és elektromágneses módszerek számára a G I zóna – vagyis a gránit anyagú képződmények teteje – jelenti a gránittest tetejét, míg a G V teteje a felszíni hatásoktól mentes üde kőzet teteje.

A két felső zóna az akusztikus hullámterjedés szempontjából gyakorlatilag durva, gyengén cementált üledékként viselkedik, nyíróhullámok nem generálódnak benne. A G II – G III határon az ellenállás csak kevésbé változik, mivel a kőzet fajlagos felülete szinte változatlan. Lyuktelevízióval ez a két zóna nem vizsgálható.

A mállási kéreg alsó része kemény, repedezett és bontottkőzetekből áll, amelyekben nyíróhullámok generálódhatnak. Az elektromos ellenállásban a G III zóna alján tapasztalható döntő változás. A lyukfal-egyenetlenségek miatt a G III zónában nem tudunk lyuktelevízióval információt szerezni, ilyen mérésekre csak a G IV zóna tetejétől lefelé volt lehetőség.

2. táblázat

A vízvezető képesség változásához köthető korrelálható elváltozások (tszf. m)

Anomália	Ũh-2	Ũh-3	Ũh-4	Ũh-5	Ũh-22	Ũh-23
K1	207,2-196,7 (73-83)	212,6-198,6 (67-81)	207,6-191,6 (39-55)	210,3-199,3 (71-82)	212,0-197,8 (69,2-83,4)	210,7-192,2 (66,5-85,0)
K2	172,7-167,7 (108-113)	188,6-175,6 (91-104)	175,6-167,6 (71-79)	179,3-174,3 (102-107)	168,7-160,2 (112,5-121)	168,2-163,2 (109,0-114,0)

Zárójelben a felszíntől számított fúrásmélység méterben.

MINERALOGICAL, PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF CRYSTALLINE ROCKS OF THE ÜVEGHUTA BOREHOLES (MÓRÁGY HILLS, SOUTH HUNGARY)

GYÖRGY BUDA*, ZUÁRD PUSKÁS**, KAMILLA GÁL-SÓLYMOS**, URS KLÖTZLI*** and BRIAN L. COUSENS****

*Department of Mineralogy, Eötvös L. University, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/A.

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

***Laboratory for Geochronology, University of Vienna, Geocentrum, Department of Geology, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna

****Earth Sciences, Carleton University, 1125 Colonel By Drive, Ottawa, Ontario, K 1S 5B6

Keywords: cataclasites, chromite, granites, Hungary, isotope, lamprophyre, microcline, microgranite, mylonites

Four types of crystalline rocks can be distinguished in the Üveghuta boreholes: 1. Microcline megacryst-bearing granitoids. 2. Amphibole-rich enclaves. 3. Microgranites. 4. Pegmatites. In the Mórágý Hills these rock types can be found in outcrops as well. The amphibole-rich enclaves are K-Mg-rich calc-alkaline vaugnerite-durbachite with lamprophyric character. The enclosing granitoids have also K-Mg-rich calc-alkaline character. The two rock types are mineralogically and petrologically different, however, as a result of the interaction between the basic and acidic melts they show many geochemical similarities, e.g. normalised REE patterns and isotope ratios. Partial melts were formed in the collision zone of two continental crustal blocks during the Variscan orogeny (340–350 Ma). The more basic melts were formed as a result of partial fusion of a K-, Ba-, Rb-, Sr-rich upper mantle wedge situated above an older subduction zone, whereas the granitoid melts include both mantle and continental crustal contributions. The continental crust is presumed to be of Pan-African origin with Cadomian age (~620 Ma). Peraluminous microgranitic melts of crustal origin intruded subsequently. Their volatile-rich fractions crystallised as pegmatites. The outer zones of microcline megacrysts with younger age, the widespread microcline replacement textures and the biotitisation of amphibole point to K-metasomatism. The crystalline massif has been subjected to various tectonic events causing frequent mylonitisation, cataclasis and hydrothermal mineralisation (carbonate, pyrite, chalcopyrite etc.).

1. Introduction

The Department of Mineralogy, and the Department of Petrology and Geochemistry of the Eötvös Loránd University were requested by the Hungarian Geological Institute to carry out mineralogical-petrological and geochemical investigations on the crystalline rocks of ten boreholes drilled in the Mórágý Hills, South Hungary. The aim of the project, co-ordinated by the Institute, was to delineate the most favourable area for disposal of low- and intermediate-level radioactive waste.

In this paper we described the mineralogy and petrology of the main rock types, including the alteration of minerals as well as the deformation of rocks. Tectonic settings have been identified based on major and trace element compositions. Trace-elements, Sr, Nd and Pb isotope ratios were used in order to determine the origin of melts these rocks crystallised from. Finally we outline the genesis of the crystalline rocks occurring in the investigated area.

2. Mineralogy and petrology of the main rock types

Four main rock types have been distinguished based on their textural characters, mineralogical and chemical compositions:

1. microcline megacryst-bearing granitoids (quartz monzonite, monzogranite),

2. amphibole-rich enclaves (syenite, monzonite, diorite),
3. microgranite,
4. pegmatite.

These rock types also occur in outcrops and quarries where their geological settings can be studied better than on borehole samples (BUDA and PUSKÁS 1997). The majority of the samples are strongly sheared; mylonitisation and cataclasis are common. The vein fillings are quartz, carbonate and small amount of sulphides.

2.1. Microcline megacryst-bearing granitoids

This rock type is the dominant one in the borehole samples. The occurrences of white or pinkish microclines are random. The rocks occurring in the near-surface, mylonitic zones or near to the microgranite dykes contain pinkish microcline. The white microcline-bearing granitoids usually contain unaltered amphibole and biotite.

Microcline megacrysts are mostly euhedral, attaining sizes up to 5×3 cm. The white microcline, which also occurs in basic amphibole-rich enclaves, has a slightly disordered structure ($t_{10} = 0.86$) compared with the pinkish microcline ($t_{10} = 0.96$ BUDA *et al.* 1999).

Inclusions of groundmass in microcline megacrysts are common, including apatite, sphene, allanite, amphibole, biotite, quartz, plagioclase. These inclusions are not deformed whereas the groundmass of the rock is strongly deformed which suggests that the megacrysts crystallised before the

deformation. The most common twin law is Carlsbad but cross-hatched twinned or untwinned megacrysts are also observed. String perthite is common. Microcline occurring in ground mass has undulose extinction or shows cross-hatched twins and has disordered structure ($\Delta = 0.5$), indicating crystallisation under the higher temperature and faster rate of cooling. Many plagioclases are partly or entirely replaced by cross-hatched microclines. These replacement textures can be observed in amphibole-rich enclaves as well as in granitoids.

Plagioclase is very common. They are mostly zoned with lamellar twinning and commonly altered to sericite. The core of the zoned crystals are enriched in biotite-inclusions. Sometimes they are strongly deformed and brecciated. The vein-fillings are mostly quartz and epidote-zoisite. Microcline replacement is common. Compositions are oligoclase to andesine (An₂₈₋₃₅).

Quartz forms knots, mostly deformed with undulose extinction.

Biotite is the most common mafic constituent with tabular or lamellar shapes. It has reddish-brown and yellowish-brown pleochroism in the pinkish microcline megacryst-bearing granitoids whereas the biotite in the white microcline-bearing rock has greenish-brown, yellowish-brown pleochroism indicating a slightly higher amount of Mg.

Both are Mg-biotite (calc-alkaline type). They are commonly strongly deformed with undulose extinction. They altered to chlorite in mylonitic zones. In microcline megacrysts the biotite is aligned parallel to the rim of megacryst. These inclusions are not deformed.

Amphibole is not common. Mostly it occurs in the white microcline megacryst-bearing granitoid. It forms tabular or prismatic euhedral crystals. Twins are common according to the (100) law. Rarely it forms knots. Alteration to chlorite and calcite is also common. Compositions are Mg-hornblende and actinolitic hornblende.

Accessory minerals:

Allanite is euhedral and zoned. Metamictisation is common, with most crystals altered to REE-fluorcarbonates, clay and/or opaque minerals. It contains biotite, quartz, feldspar inclusions suggesting late crystallisation. Epidote-zoisite overgrowth is occasionally observed. Sometimes crystals are fractured, and cracks are filled with quartz. They are mylonitised with undulose extinction. The high LREE content of the rock originates from abundant allanite (BUDA and NAGY 1995).

Zircon is common, euhedral, zoned and surrounded by a pleochroic halo in biotite and amphibole. Three typological types can be distinguished: tabular (S₄-S₉), long prismatic to stubby (S₁₉-S₂₄) and rare prismatic (S₂₅) generations with three U/Pb ages. The oldest one (S₂₅) has Cadomian age (619±18 Ma) and the other two have Variscan ages (340±8 Ma, and 350±6 Ma).

Titanite is rather common mainly in the white microcline megacryst-bearing granitoids. They are mostly euhedral. They contain microcline and quartz inclusions suggesting late crystallisation.

Apatite is a common accessory mineral, occurring as short, stubby prismatic crystals.

Pyrite is disseminated throughout the granitoids, and is commonly altered to limonite.

Chalcopyrite occurs as an inclusion in pyrite in a form of droplet or rarely as a vein-filling.

2.2. Amphibole-rich enclaves (diorite, monzonite, syenite)

The microcline megacryst-bearing granitoids contain dark green, fine grained amphibole-rich enclaves with few microcline and/or plagioclase megacrysts. The thickness of these enclaves are variable between few cms and more than 50 metres. The contact between enclaves and host granitoids is not sharp, and the microcline megacrysts commonly have "grown" into the enclaves. These amphibole-rich enclaves are slightly strained but porphyritic textures are well preserved.

Their mineralogical and chemical compositions are highly variable. The total alkali content of enclaves is usually higher (Na₂O+K₂O ~9 Wt%) than that of the enclosing granitoids suggesting that the basic and acidic melts coexisted. The higher temperature basic melt started to crystallise at first (e.g. biotite) resulting in a deficiency in alkalis which was equilibrated continuously from the surrounding alkali rich granitoid melt by K diffusion.

Plagioclase is an important constituent, commonly occurring as large porphyritic euhedral crystals. The crystal are zoned from andesine (An₄₁₋₄₃) cores through labradorite (An₆₂) back to andesine rims (An₃₆₋₃₈). This complex zonation also suggests the coexistence of acidic and basic melts before and during the crystallisation. Plagioclase crystals are saussuritised and sericitised, and microcline-replacement texture also occurs. Rarely crystals are strained and exhibit undulose extinction.

Except for the euhedral megacrysts, *microcline* is mainly an anhedral groundmass phase, containing inclusions of plagioclase, amphibole, biotite and abundant acicular apatite. They are either untwinned or have cross-hatched twins, and also occur with or without perthite exsolution.

Quartz is rare and mostly forms knots in the groundmass.

Amphibole is a very common mostly euhedral, prismatic phase. Sometimes they are twinned according to the (100) law. Grains commonly have biotite inclusions, but biotitisation can be observed too. Commonly it forms aggregates according to SABATIER (1991) termed pilites (amphibole pseudomorphs after olivine). In these aggregates very fine-grained chromite can be found. Similar aggregates are common in the enclaves called vaugnerite or durbachite in the Variscan granitoids of Europe. Their compositions are Mg-hornblende or actinolite.

Biotite is common, although its abundance is highly variable in different enclaves or different parts of a single enclave. Its composition is Mg-biotite (calc-alkaline type).

Clinopyroxene is not found in all enclaves. Mostly it occurs

in amphibole as relict cores after the uralitisation. Its composition is ferrodioptside $Wo_{48-50}En_{36-39}Fs_{11-16}$.

Accessory minerals:

Titanite is a very common mostly euhedral in form but anhedral shapes are also observed.

Acicular *apatite* is also common. The acicular form indicates fast rate of cooling, and a magmatic origin.

Zircon is a rare, euhedral phase, commonly with a pleochroic halo in amphibole as well as in biotite.

Allanite is euhedral but mostly they are metamictic, with quartz inclusions and epidote-zoisite overgrowths on the rim.

Chromite grains are very small (1–30 μm). They are euhedral or have rounded shapes and occur mostly in amphibole aggregates. They are chromium-, iron- and Zn-rich (Table 1, Plate I, $100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 89$) and $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.9$).

Table 1
Chromite composition from amphibole-rich enclaves

Wt%		Cation numbers based on 32 oxigene	
SiO ₂	—	Si	—
TiO ₂	0.48	Al	1.340
Al ₂ O ₃	3.88	Cr	11.126
Cr ₂ O ₃	47.99	Fe ³⁺	3.313
FeO	27.97	Ti	0.105
Fe ₂ O ₃ *	15.01	Σ	15.884
MnO	2.78	Mg	0.065
ZnO	2.19	Fe ²⁺	6.858
MgO	0.15	Mn	0.690
CaO	0.08	Zn	0.474
Total	100.53	Ca	0.025
		Σ	8.112

$$100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0.93$$

$$100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 89.25$$

* Fe³⁺ calculation after DROOP (1987).

Pyrite is usually partly altered to limonite, and rarely contains droplets of chalcopyrite.

Galena is very rare, fine-grained (1–2 μm), and mostly it occurs in K-feldspar.

These amphibole-rich enclaves are slightly strained but porphyritic textures are well preserved.

2.3. Microgranite

Microgranite dikes vary in size from a few centimetres to 10 metres in width (observed in Kismórógy quarry). They are fine-grained, equigranular, and pinkish in colour. Sometimes the original texture is obliterated by strong mylonitisation. The mylonitised dikes show cataclastic texture as well, with common carbonate and quartz vein-fillings.

Plagioclase is common, sometimes replaced by cross-hatched microcline. They are mostly strained and only larger Carlsbad-twinning crystals are not deformed.

Quartz is fine grained, forming aggregates with undulose extinction.

Biotite is very rare, altered mostly to chlorite, and strained with undulose extinction. Its composition is Fe-biotite (peraluminous-type).

2.4. Pegmatoids

Pegmatoids occur as dikes or pods. Commonly they occur together with microgranite. It has graphic texture. The structure of microcline is highly ordered ($\Delta = 0.92$) indicating a lower temperature of crystallisation than the microcline megacrysts in granitoids.

3. Alteration and deformation

Alteration of primary crystallised minerals is widespread: most pyroxene is altered to green amphibole. Due to K-metasomatism, plagioclase is replaced by microcline and amphibole by biotite. Later biotite altered to chlorite and amphibole to chlorite plus carbonates. The sodic plagioclase is partly altered to sericite and calcic to saussurite. Allanite is altered to REE-fluorocarbonates and clay minerals due to metamictisation and hydrothermal alteration.

Deformation: Strain and cataclastic effects are common in the whole crystalline complex. Initially, grinding and rolling out processes formed mylonite with different grain-sizes. The mylonite was later brecciated and cemented with fine-grained carbonate and quartz. Subsequently the brecciated mylonite was cross-cut by fractures that filled with calcite showing secondary twin lamellae and quartz with undulose extinction. During the most recent deformation event, a younger crack systems formed which was filled with calcite and quartz which exhibit no strain effect.

4. Rock classification and plate-tectonic settings based on the major-element chemistry

Monzogranite (adamellite), quartz monzonite, monzonite, syenite, quartz syenite have been distinguished based on cationic calculations from major element data by DEBON and LE FORT (1983). The prevailing rock types of the enclaves are monzonite, syenite and microcline megacryst-bearing granitoids that are classified as quartz monzonite and monzogranite based on CIPW norm calculations (Figure 1, A). Some enclaves have dioritic modal compositions.

Two major groups can be distinguished according to the degree of Al-saturation: 1. enclaves as well as the white microcline megacryst-bearing granitoids are metaluminous ($\text{Al}/\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} < 1$, Figure 1, B). 2. pinkish microcline megacryst-bearing granitoids and microgranites are slightly peraluminous ($\text{Al}/\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} > 1$, Figure 1, B). Both groups are mainly I-type ($\text{Al}/\text{Ca} + \text{Na} + \text{Ca} < 1.1$, Table 2, Figure 1, C) except some microgranite which has S-type characters, such as the presence of muscovite and garnet. The rock-series is calc-alkaline with Mg- (Figure 1, D) and K-enrich-

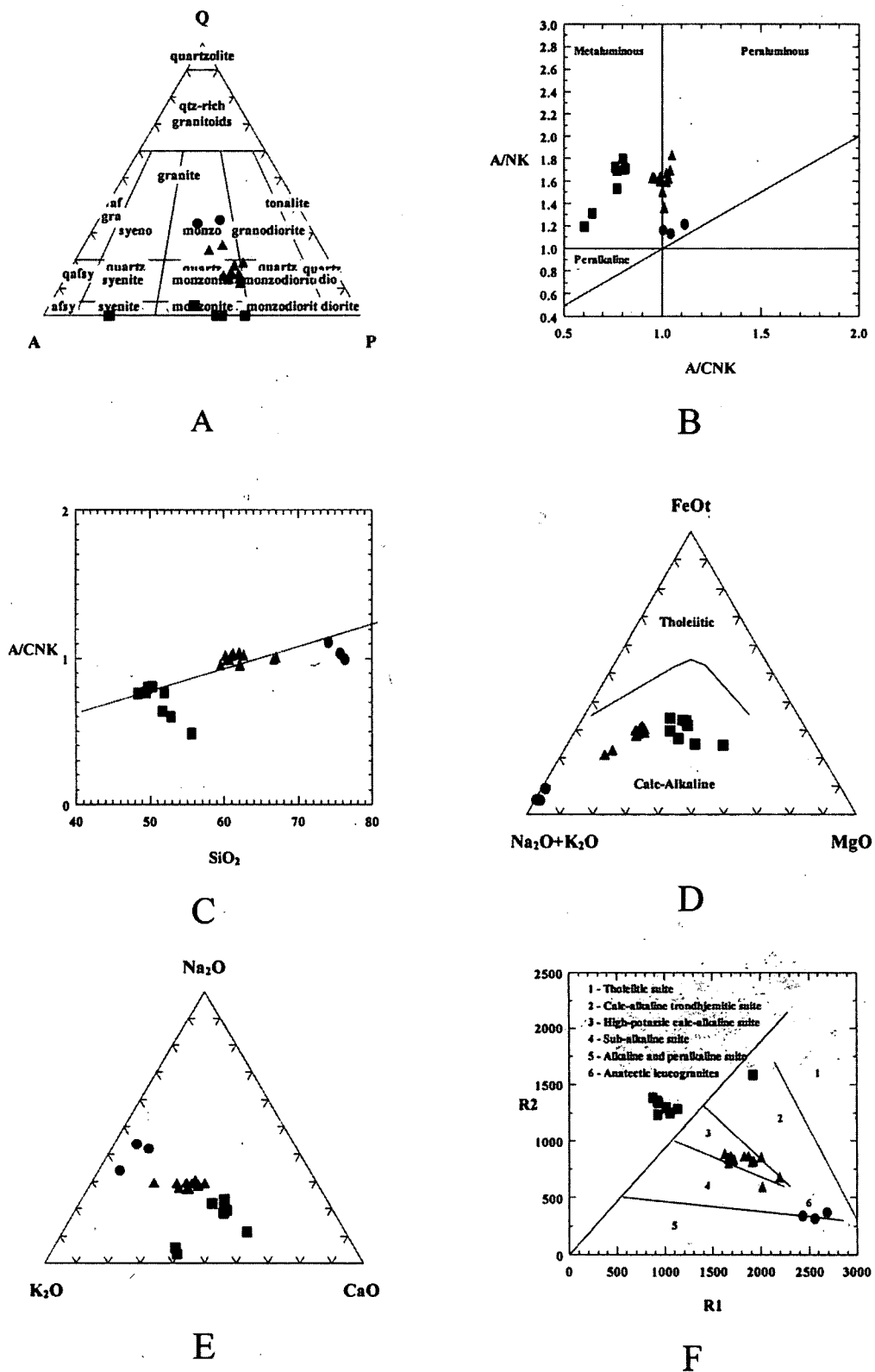


Figure 1. Major element composition of amphibole-rich enclaves, granitoids and microgranites

■ = amphibole-rich enclaves, ▲ = microcline megacryst-bearing granitoids, ● = microgranites, A/NK = Al/(Na+K); A/CNK = Al/(Ca+Na+K)

1. ábra. Az amfibolgazdag zárványok, ganitoidok és mikrogránitok főelem-összetétele

■ = amfibolgazdag zárványok, ▲ = mikroklin megakristályokat tartalmazó granitoidok, ● = mikrogránitok

Table 2

Rock analyses of enclaves and granitoids of Mecsek Mts

	Amphibole-rich enclaves								Microcline megacryst-bearing granitoids																Microgranites			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24				
SiO ₂	51.60	48.30	49.40	52.80	51.90	50.30	49.70	55.60	60.70	60.90	61.20	60.30	62.00	67.00	61.90	62.00	62.20	62.60	59.50	60.10	66.70	76.20	74.00	75.60				
TiO ₂	1.25	1.53	1.49	1.16	1.25	1.32	1.23	0.89	0.91	0.85	0.92	0.93	0.82	0.50	0.81	0.81	0.84	0.81	0.87	0.94	0.53	0.05	0.18	0.04				
Al ₂ O ₃	13.30	16.80	16.80	12.10	16.50	16.70	18.00	10.90	16.60	16.60	16.60	16.50	16.30	14.80	16.40	16.30	16.10	16.30	16.40	16.60	15.00	12.90	14.00	13.00				
Fe ₂ O ₃	1.55	1.39	1.54	1.20	1.64	2.33	2.17	1.27	1.04	1.14	1.13	1.23	0.36	0.87	0.26	0.61	1.17	1.28	1.13	0.99	0.95	0.39	0.89	0.41				
FeO	4.70	6.00	5.80	5.00	4.49	4.56	4.88	4.20	3.50	3.20	3.50	3.60	4.14	1.98	4.14	3.88	3.32	3.04	3.50	3.50	1.90	0.09	0.10	0.10				
MnO	0.13	0.11	0.11	0.12	0.09	0.10	0.11	0.09	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.01	0.01	0.03				
MgO	7.32	6.89	6.56	9.40	5.81	6.91	5.26	10.20	3.05	2.98	3.31	3.18	2.77	1.71	2.71	2.68	2.88	2.78	3.07	2.67	1.79	0.12	0.10	0.02				
CaO	5.91	6.73	6.59	5.45	5.84	5.94	6.87	8.15	3.53	3.17	3.26	3.63	3.35	2.06	3.76	3.90	3.82	3.40	3.86	3.51	2.76	1.04	0.62	0.62				
Na ₂ O	0.55	2.77	2.84	0.84	3.15	3.13	2.68	1.64	3.13	3.10	3.25	3.33	3.10	3.12	3.11	3.26	3.19	3.26	3.33	3.04	3.06	3.89	3.24	4.01				
K ₂ O	8.50	4.78	4.81	8.07	5.18	4.29	5.15	4.39	4.81	4.93	4.51	4.26	4.17	5.34	3.74	4.30	4.26	4.04	4.32	4.58	4.57	4.26	5.64	4.45				
P ₂ O ₅	0.79	0.89	0.88	0.76	0.78	0.80	0.93	0.96	0.33	0.31	0.33	0.34	0.33	0.21	0.33	0.29	0.35	0.30	0.33	0.30	0.19	0.02	0.05	-0.01				
H ₂ O [*]	2.10	1.60	1.50	1.20	1.86	2.25	2.02	1.60	0.90	1.50	1.40	0.90	1.61	1.28	1.32	1.14	1.22	1.58	1.50	1.60	1.60	0.44	0.70	0.40				
H ₂ O [†]	0.20	0.20	0.30	0.10	0.02	0.24	0.16	0.20	0.10	0.20	0.20	0.20	0.10	0.17	0.10	0.02	0.06	0.10	0.20	0.20	0.10	0.08	0.10	0.10				
CO ₂	1.15	n.d.	n.d.	n.d.	0.27	0.18	0.23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.18	0.02	0.31	0.15	0.08	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	0.22	n.d.	n.d.				
Total	99.05	97.99	98.62	98.20	98.78	99.05	99.38	100.09	98.65	98.94	99.67	98.47	99.30	99.10	98.95	99.40	99.56	99.69	98.08	98.09	99.20	99.70	99.63	98.77				
A/CNK	0.64	0.76	0.77	0.60	0.77	0.81	0.80	0.49	0.99	1.02	1.03	0.99	1.04	1.01	1.03	0.95	0.96	1.02	0.96	1.02	1.00	1.00	1.11	1.04				
A/NK	1.32	1.73	1.70	1.20	1.53	1.71	1.80	1.46	1.60	1.59	1.62	1.64	1.70	1.36	1.79	1.63	1.63	1.67	1.62	1.67	1.50	1.17	1.22	1.14				

Amphibole-rich enclaves: 1 = Üh-1, 48 m; 2 = Üh-1, 84 m; 3 = Üh-1, 86 m; 4 = Üh-1, 118-119 m; 5 = Üh-3, 205.8 m; 6 = Üh-23, 107.1 m; 7 = Üh-23, 212.2 m; 8 = Mórág, Microcline megacryst-bearing granitoids: 9 = Üh-1, 54 m; 10 = Üh-1, 56 m; 11 = Üh-1, 142/B m; 12 = Üh-1, 158 m; 13 = Üh-22, 105.3 m; 14 = Üh-23, 80.3 m; 15 = Üh-23, 174.7 m; 16 = Üh-23, 220.25 m; 17 = Üh-23, 241.6 m; 18 = Üh-23, 300.4 m; 19 = Erdősmecke; 20 = Kismórág; 21 = Mórág. Microgranite: 22 = Üh-23, 245.8 m; 23 = Kismórág; 24 = Erdősmecke.

Remarks: e.g. Üh-1, 118 m etc. = Üveghuta borehole samples.

X-ray fluorescence analysis (FeO, H₂O^{*}, H₂O[†]) by classical techniques: 5, 6, 7, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 22 by Geol. Inst. of Hungary. n.d. = determined

Table 3

Trace element analyses of enclaves and granitoids of Mecsek Mts

	Amphibole-rich enclaves										Microcline megacryst-bearing granitoids										Microgranites		
	1	2	3	4	5	6	A	7	8	9	10	11	12	A	13	14	A						
Ba	3220	1840	1770	3150	1920	2180	2346.67	1410	1170	933	1070	1290	858	1072.67	50	645	347.50						
Rb	258	225	228	270	321	331	272.17	188	198	211	224	199	169	197.33	329	257	293.00						
Sr	347	620	585	344	455	470	470.17	528	456	418	385	354	384	374.33	22	193	107.50						
Y	40	32	44	32	35	35	36.33	23	28	24	27	26	24	25.67	49	25	37.00						
Zr	447	383	387	335	160	145	309.50	308	335	324	306	344	227	292.33	82	145	113.50						
Nb	22	17	18	16	12	14	16.50	12	17	16	21	22	17	20.00	29	28	28.50						
Th	48	19	21	45	22	22	29.50	20	28	28	19.6	17.4	27.9	21.63	18.5	41.1	29.80						
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	21	21	18	20.00	18	18	18.00						
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	155	317	296	256.00	397	253	325.00						
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	50	50	208	102.67	275	129	202.00						
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	68.9	63.6	55.6	62.70	8.1	18.5	13.30						
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	13.6	16.8	9	13.13	31.7	13.1	22.40						
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	12.5	18	3.1	11.20	16.9	19	17.95						
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	13.7	12.8	8.29	11.60	3.51	2.38	2.95						
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	1	4.6	0.8	2.13	3.5	1.3	2.40						
Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	33.2	33.1	43.2	36.50	85.4	62.9	74.15						
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	7.7	4.6	5.4	5.90	15.5	2.3	8.90						
La	73.4	60.9	60.2	68.5	47.9	47.4	59.72	59.1	85.4	64.9	60.8	66.5	49.5	58.93	5.2	32.2	18.70						
Ce	154	121	125	140	103	103	124.33	110	154	118	118	119	93	110.00	19	71	45.00						
Pr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.							
Nd	71	57	63	65	56	55	61.17	44	56	45	81	82	40	67.67	65	3	34.00						
Sm	14.3	11.4	13.4	13	13.1	12.9	13.02	7.73	9.56	8.1	8.49	9.39	6.49	8.12	2.77	4.69	3.73						
Eu	2.31	2.18	2.37	1.69	2.73	2.97	2.38	1.7	1.57	1.49	2.2	1.22	0.89	1.44	0.31	1	0.66						
Gd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.							
Tb	1.3	1.2	1.5	1	0.8	0.8	1.10	0.9	1	1	2.5	1.1	1.9	1.83	2.5	2.2	2.35						
Dy	5.5*	5.8*	7.5*	4.7*	4.5*	4.5*	5.42*	4.4*	6.2*	4.7*	n.d.	n.d.	n.d.	5.10*	n.d.	n.d.	4.20*						
Ho	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.							
Er	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.							
Tm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.							
Yb	2.59	2.27	2.64	2.01	1.41	1.45	2.06	1.71	1.92	1.36	1.65	1.91	1.78	1.78	6.13	1.48	3.81						
Lu	0.38	0.32	0.36	0.29	0.2	0.21	0.29	0.22	0.25	0.19	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01						
ΣREE	319.3	256.3	268.5	291.5	225.1	223.7	264.06	225.4	309.7	240	274.65	281.1	193.6	249.78	100.9	115.6	108.25						
LREE	73.8	66.6	58.66	87.3	92.4	89.9	75.5	78.6	96.7	93.1	65.0	92.1	51.5	77.4	10.6	30.3	20.5						
HREE																							

Amphibole-rich enclaves: 1 = Üh-1, 48 m; 2 = Üh-1, 84 m; 3 = Üh-1, 86 m; 4 = Üh-1, 118-119 m; 5 = Üh-3, 91.6 m; 6 = Üh-3, 96.3 m. Microcline megacryst-bearing granitoids: 7 = Üh-1, 54 m; 8 = Üh-1, 142/B. m; 9 = Üh-1, 158 m; 10 = Erdősmecke; 11 = Kismörög; 12 = Mörög; Microgranite: 13 = Erdősmecke; 14 = Kismörög. A = average, n.d. = not determined, * = not counted in SREE. Remarks: e.g. Üh-1, 118 m etc.: bore-hole samples. Neutron activation and X-ray fluorescence analysis (XRAL Laboratories, Canada).

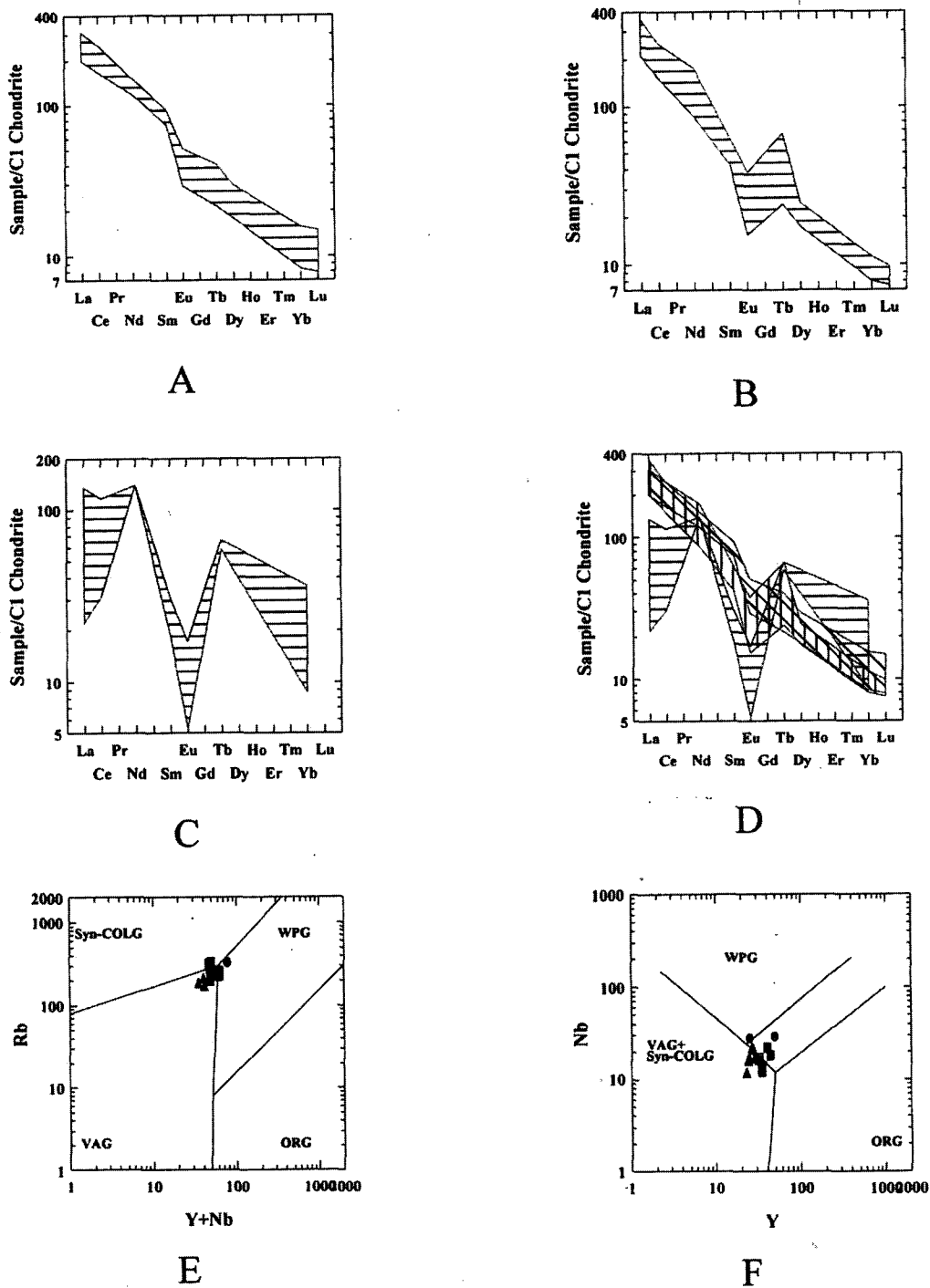


Figure 2. Chondrite normalized REE patterns of granitoids and enclaves

A = Amphibole-rich enclaves, B = Microcline megacryst-bearing granitoids, C = Microgranites, D = Summary of the three rock-types, E-F: ■ = amphibole-rich enclaves, ▲ = microcline megacryst-bearing granitoids, ● = microgranite. ORG = Oceanic Ridge Granites, VAG = Volcanic Arc Granites, SYN-COLG = Syncollision Granites, WPG = Within Plate Granites

2. ábra. Granitoidok és zárványok kondritra normált RFF eloszlása

A = amfibolgazdag zárványok, B = mikroklin megakristályokat tartalmazó granitoidok, C = mikrogránitok, D = A három köztípus RFF eloszlásának összefoglaló ábrája, E-F: ■ = amfibolgazdag zárványok, ▲ = mikroklin megakristályokat tartalmazó granitoidok, ● = mikrogránitok. ORG = Óceánközépi granitoidok, VAG = Vulkanári szigetív granitoidjai, SYN-COLG = Szinkollíziós granitoidok, WPG = Lemezközépi granitoidok

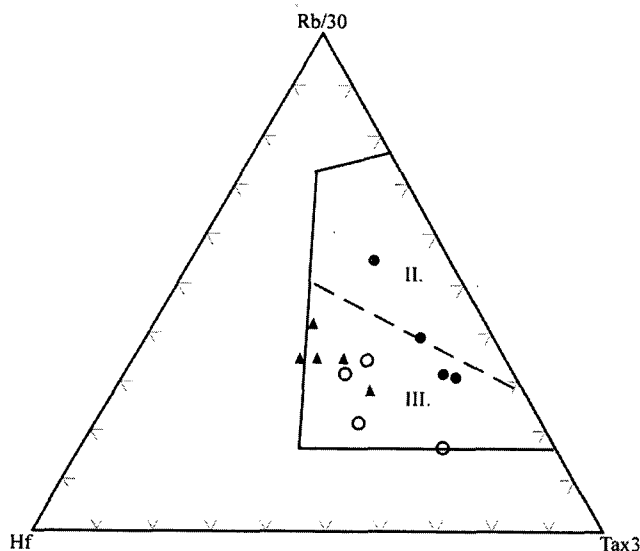


Figure 3. Rb-Hf-Ta triangular plot of Variscan granitoids in the Mórág Hills

○ = amphibole-rich enclaves, ▲ = microcline megacryst-bearing granitoids (Erdősmecke, Kismórág etc.), ● = Microgranite (Erdősmecke, Kismórág). Group II: "Syncollision" peraluminous intrusions, Group III: Late or postcollision calc-alkaline intrusions (HARRIS *et al.*, 1986)

3. ábra. A mórág-hegységi variszkuszi granitoidok Rb-Hf-Ta megoszlása

○ = amfibolgazdag ásványok, ▲ = mikroklin megakristályokat tartalmazó granitoidok (Erdősmecke, Kismórág stb.), ● = mikrogranitok (Erdősmecke, Kismórág). II.: Szinkollíziós peraluminium-jellegű intúziók. III.: Késő v. poszt kollíziós mészkáli intrúziók (HARRIS *et al.* 1986)

ment ($K/Na > 1$, Figure 1, E). Total alkali contents do not correlate with silica content, suggesting that alkali enrichment is due to post-crystallisation metasomatism. According to multicationic parameters $2(Fe+Ti)$, $R2 = 6Ca+2Mg+Al$ (DE LA ROCHE *et al.* 1980) these rocks belong to the high-potassic calc-alkaline group and formed from melts that originated partly from uplifted mantle and partly from melted continental crust (BATCHELOR and BOWDEN 1980, Figure 1, F) in the continent-continent collision-zone.

5. Trace element composition

Total rare earth element (ΣREE) contents of the amphibole-rich enclaves (264 g/t) are very similar to the hosting microcline megacryst-bearing granitoids (254 g/t, Table 3). The absence of negative Eu-anomaly in the enclaves is due to the plagioclase. The chondrite-normalised REE patterns are very similar for both rock types ($\Sigma LREE/\Sigma HREE$ ratio is 76 in enclaves and 77 in granitoids) too. LREE enrichment (Figure 2, A, B, D) is due to the common occurrences of allanite in each rock type. The very similar REE-patterns indicate REE equilibration which means the enclaves at least partially crystallised together with the hosting granitoid melt. The chondrite-normalised REE pattern of micro-

granite differs entirely from the previous two rock types, having a characteristic negative Eu-anomaly, relative enrichment in HREE and depletion of REE indicating a more differentiated character (Table 1, Figure 2, C) compare with enclaves as well as with granitoids.

In Rb-Y+Nb and Nb-Y discrimination diagrams the trace element compositions plot (PEARCE *et al.* 1984) in the field of Volcanic Arc Granites (VAG) as well as in the field of Within Plate Granites (WPG, Figure 2, E, F). The post-collisional granites have the broadest range of sources, *e.g.* having either subduction-like mantle sources with geochemical characters similar to the volcanic arc granites, or intraplate-like sources having the characteristics of within plate granites. In addition there are interactions between the mantle-derived melts and crustal melts (PEARCE, 1996). In order to better determine the proper tectonic settings of these rocks Rb-Hf-Ta compositions were plotted discrimination diagram of HARRIS *et al.* (1986), where they plot in the late or post-collision calc-alkaline field (Figure 3). Primary magmas were derived from a mantle source but underwent extensive crustal contamination (Figure 3) and in this diagram they can be distinguished from VAG and WPG. Ba (2300 g/t), Rb (272 g/t), Cr (1100 g/t, BUDA *et al.* 1999) are enriched in amphibole-bearing enclaves, *e.g.* microcline-rich ($K_2O = 8-8.5$ Wt%) syenitic enclaves contain the highest Ba concentration (3200 g/t), and Cr-enrichment can be found in the chromite-bearing amphibole-rich enclaves. Similar enrichment of compatible and incompatible elements (Figure 4, A) has been described from lamprophyre-derived mafic enclaves (vaugnerite-series, *e.g.* durbachite) and from hosting granitoids occurring in Variscan collision zone (SABATIER 1991).

Mantle and upper crust normalised trace-element distribution patterns of host granite and enclaves are very similar (Figure 4, B, C). Ba, Rb, Sr *etc.* are enriched compared to the mantle (I-type granitoids). The trace element distribution pattern of microgranites indicates a well differentiated magma with crustal source (Figure 4, D, E).

6. Radiogenic isotope composition

Rb-Sr and Sm-Nd isotope analyses were performed on whole rock samples at the Laboratory for Geochronology, University of Vienna and Pb isotope ratios in K-feldspar megacryst mineral separates were determined at Carleton University, Ottawa.

6.1. Rb-Sr and Sm-Nd isotopes

Isotope analyses have been carried out in order to determine the origin of granitoids and their amphibole-bearing enclaves. Initial Sr isotope ratios ($Sr_{(i)}$) and ϵ_{Nd} values were calculated assuming a closed-system behaviour for parent and daughter isotopes and a crystallisation age of 340 Ma. $Sr_{(i)}$ as well as Nd values are very similar in both rock types (Table 4):

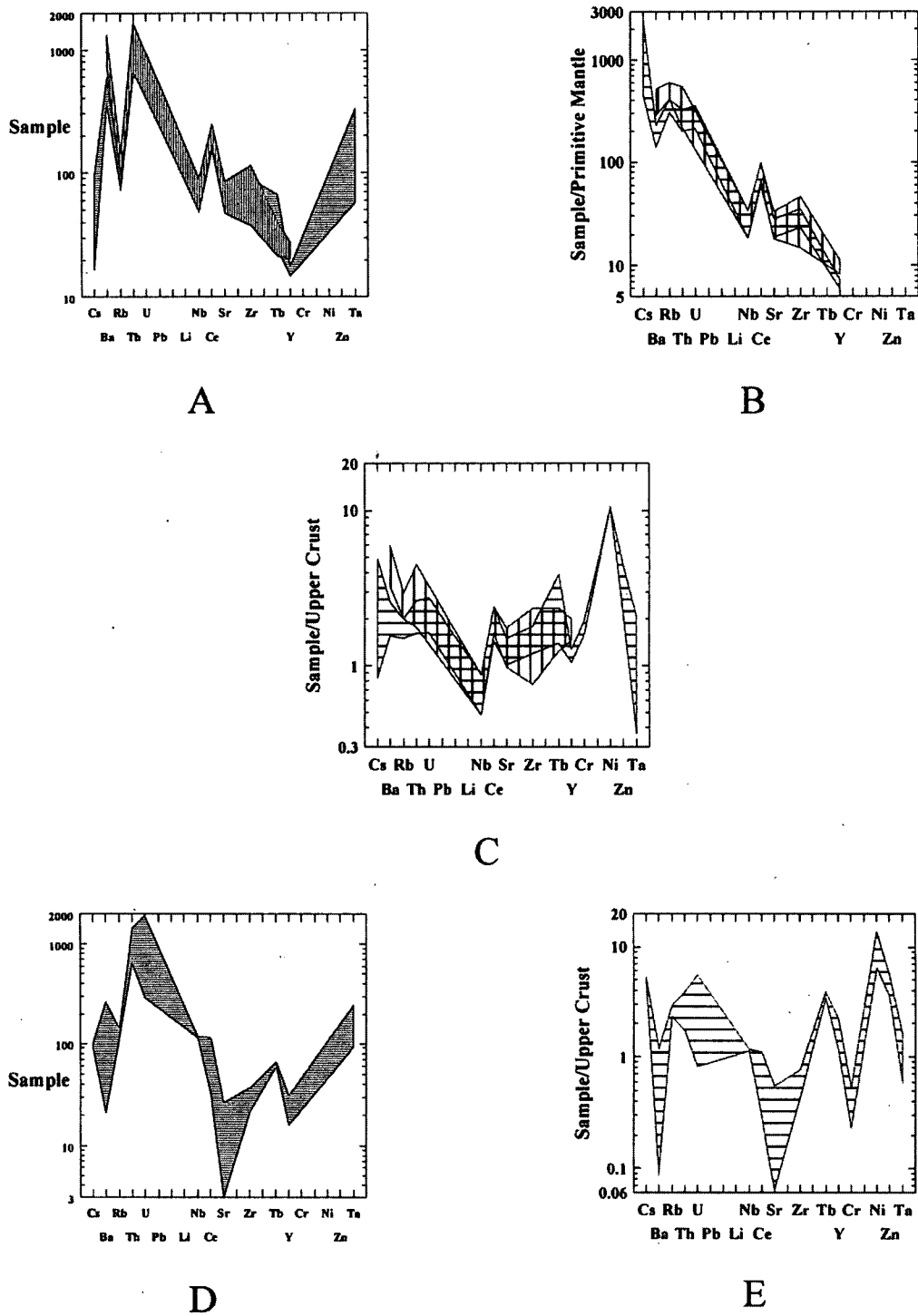


Figure 4. Spider diagrams of amphibole-rich enclaves, granitoids and microgranites

A-C: amphibole-rich enclaves (vertical lines) and microcline-bearing granitoids (horizontal lines). D-E: microgranites

4. ábra. Amfibolgazdag zárványok, granitoidok és mikrogránitok köpenyre, alsó- és felső kéregre normált nyomelemeloszlása

A-C: amfibolgazdag zárványok (függőleges vonalak) és mikroklin megakristályokat tartalmazó granitoidok (vízszintes vonalak). D-E: mikrogránitok

Table 4

Nd and Sr isotope data from Üveghuta, E Mecsek Mts

Locality	Rocktype	Rb*	Sr*	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm*	Nd*	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Sr _(i)	Nd _(i)	ε _{Nd}
Üh-1, 48 m	amphibole-rich enclave	258.0	378.2	1.976	0.71798	13.9	85.4	0.0981	0.512157	0.70842	0.511939	-5.1
Üh-1, 84 m	amphibole-rich enclave	229.9	649.4	1.025	0.71324	13.3	74.1	0.1082	0.512171	0.70828	0.511930	-5.3
Üh-1, 86 m	amphibole-rich enclave	228.0	601.8	1.096	0.71365	14.3	74.8	0.1151	0.512189	0.70835	0.511933	-5.2
Üh-1, 54 m	amphibole-rich enclave	270.6	384.0	2.041	0.71815	13.3	80.7	0.0996	0.512143	0.70827	0.511921	-5.4
Üh-1, 118 m	granitoid	188.0	552.7	0.984	0.71389	8.1	50.5	0.0972	0.512165	0.70913	0.511949	-4.9
Üh-1, 56 m	granitoid	200.0	561.1	1.032	0.71402	9.0	57.2	0.0955	0.512151	0.70903	0.511939	-5.1
Üh-1, 142/B m	granitoid	198.0	459.1	1.248	0.71451	9.3	60.9	0.0923	0.512150	0.70847	0.511945	-5.0
Üh-1, 158 m	granitoid	211.0	433.1	1.410	0.71528	8.9	50.4	0.1064	0.512162	0.70846	0.511925	-5.4
CHUR								0.1967	0.512638		0.512200	

* in ppm, i = initial isotopic ratio at 340 Ma, CHUR = Chondritic Uniform Reservoir

– Average isotope parameters of amphibole-rich enclaves: Sr_(i) = 0.7083, ε_{Nd} = -5.3.

– Average isotope parameters of granitoids: Sr_(i) = 0.7087, ε_{Nd} = -5.1

Sr_(i) as well as ε_{Nd} values indicate mixing of melts originated from upper mantle and continental crust which is characteristic for I-type calc-alkaline granitoids (McCulloch and Chappell 1982; Figure 5). Sm/Nd ratio (0.16–0.17) in

enclaves and host granitoids are strikingly similar, like their REE patterns, suggesting that equilibrium existed between the enclaves and granitoids and consequently the enclaves are not restites or xenoliths.

6.2. Pb isotopes

Pb isotope ratios (Table 5) in K-feldspar indicate a model age between 350–380 Ma (Stacey and Kramers 1975), and mixing of melts from mantle and crustal sources (Figure 6). The core of the zoned microcline megacryst has a larger mantle component compared with the rim of the same megacryst. It suggests that the overgrowth of the K-feldspar is probably due to a later K-metasomatic event and

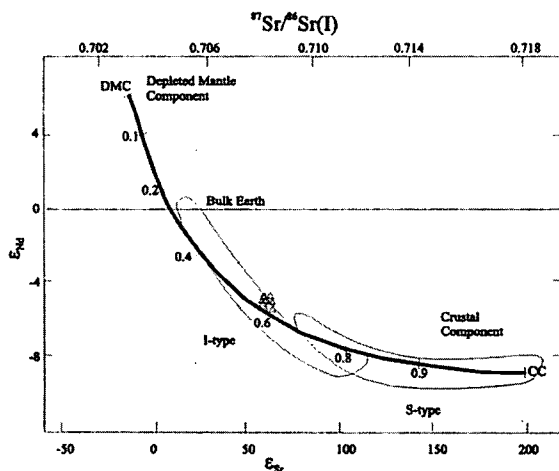


Figure 5. Initial Nd and Sr isotopic composition of Variscan (340 Ma) granitoids and amphibole-rich enclaves occurring in Mecsek Mts (in McCulloch and Chappell 1982 plot)

Δ = granitoid = amphibole-rich enclave

5. ábra. A Mecsek hegységi variszkuszi (340 M év) granitoidok és amfibolgazdag zárványok inicialis Nd- és Sr-izotóp összetétele (McCulloch és Chappell 1982 nyomán) készült

Δ = granitoid, = amfibolgazdag zárvány

Table 5

Lead isotopic ratios of K-feldspars occurring in Variscan granitoids of Mecsek and Velence Mts

Sample	²⁰³ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1. Üh-2, 159.1 m	38.127	15.602	18.107
2. Üh-2, 318.0 m	38.173	15.616	18.119
3. Üh-3, 130.1 m	38.128	15.601	18.102
4. Üh-3, 174.9 m	38.130	15.601	18.116
5. Üh-3, 201.0 m	38.179	15.617	18.117
6. Üh-23, 205 m	38.110	15.590	18.114
7. Üh-23, 234.5 m (C)	38.077	15.579	18.102
8. Üh-23, 234.5 m (R)	38.211	15.625	18.161
9. Üh-23, 257.0 m	38.155	15.606	18.110
10. VE 5900/14 m	38.408	15.633	18.406

1–7. – Microcline megacrysts from granitoid from borehole samples of Üveghuta (Mecsek Mts), 8. – Core (C) of the microcline megacryst from granitoid from borehole samples of Üveghuta (Mecsek Mts), 9. – Rim (R) of the same microcline megacryst from granitoid from borehole samples of Üveghuta, 10. – Orthoclase from granite (VE = Velence Mts)

Remarks: e.g. Üh-3, 130.1 m = Üveghuta borehole samples and depth in metre.

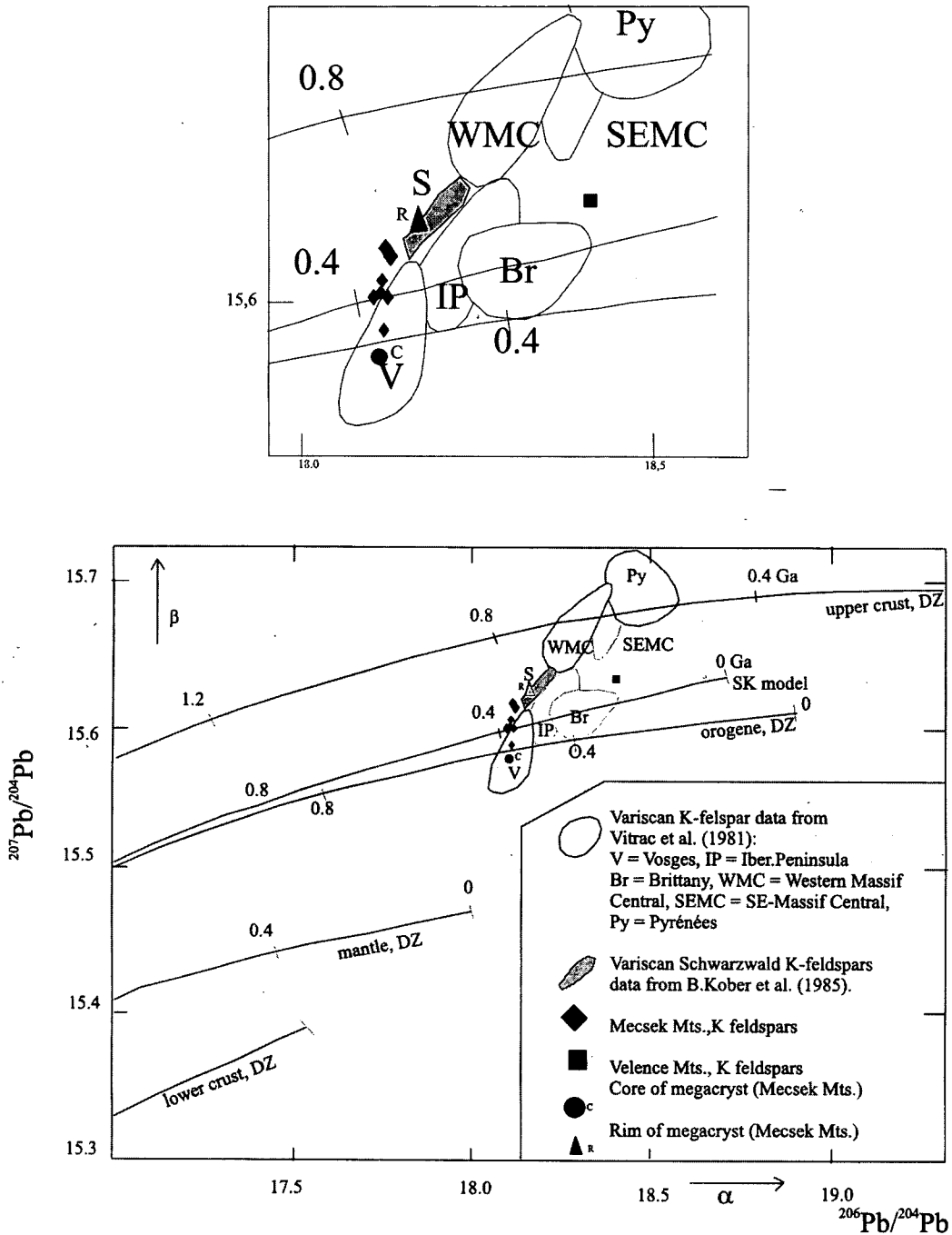


Figure 6. Lead isotope ratios of K-feldspar, occurring in Variscan granitoids of Mecsek and Velence Mts

DZ = after DOE and ZARTMAN 1979; SK = after STACEY and KRAMERS 1975

6. ábra. A Mecsek és velencei-hegységi granitoidok K-földpátjainak Pb-izotóp arányai

DZ = DOE és ZARTMAN 1979, SK = STACEY és KRAMERS 1975

that this potassium was derived mainly from the crust. We compare these Pb isotope data with Pb isotope ratios in K-feldspar of S-type granitoids of Velence Mts in Figure 6. The model age of orthoclase in Velence granitoids is 280 Ma. and these feldspars include more crustal Pb, consistent with the conclusions of previous work (BUDA *et al.* 1999).

7. Conclusions

Four rock types have been distinguished in the borehole samples of Üveghuta: amphibole-rich enclaves (syenite, monzonite, diorite), host microcline megacryst-bearing granitoid (quartz monzonite, monzogranite), microgranite

(monzogranite) and pegmatite. These rock types also occur in the outcrops of Mórág Hills.

The K-Mg-calc-alkaline amphibole-rich chromite-bearing enclaves have calc-alkaline lamprophyric characters similar to vaugnerites and durbachites (ROCK 1991) described in the Variscan collision belt of Europe. The hosting granitoids have also K-Mg-rich calc-alkaline characters. The observed REE and isotopic equilibrium between host granitoids and enclaves suggests common sources and simultaneous crystallisation of these rock types. The basic component originated from partially fused upper mantle wedge enriched in volatiles and K, Ba, Rb, Sr due to older subduction events. This higher temperature basic melt, preserved as enclaves, intruded into the continental crust causing its partial melting and formation of the microcline-bearing granitoids.

Later on the continental crust again partially melted producing a peraluminous Si-rich melt which was crys-

tallised as microgranite dykes cross-cutting the main crystalline massif. Replacement textures are widespread due to K-metasomatism originated from these volatile enriched melts. The crystalline massif was subsequently strained (mylonitisation, cataclasis *etc.*) and effected by hydrothermal alteration.

8. Acknowledgement

We are indebted to Zoltán Balla and Géza Chikán (Geological Institute of Hungary) for permission to sample the cores for investigation. 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. O23762) and Ministry of Education (OM 0181).

References

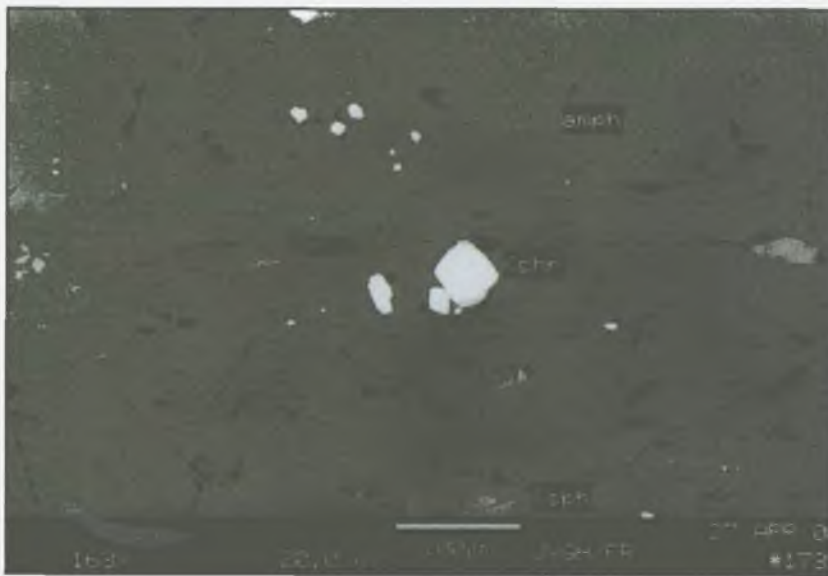
- BATCHELOR, R. A., and BOWDEN, P., 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock-series using multicationic parameters. — *Chemical Geology* 48 (1-4), pp. 43-55.
- BUDA, GY., and NAGY, G., 1995: Some REE-bearing accessory minerals in two types of Variscan granitoids, Hungary. — *Geologica Carpathica* 42 (2), pp. 67-78.
- BUDA, GY., and PUSKÁS, Z., 1997: Crystalline rocks of the Üveg-huta-1 borehole (Az Üveg-huta-1 fűrésztályos kőzetei). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 78-98.
- BUDA, GY., LOVAS, GY., KLÖTZLI, U., and COUSENS, B. L., 1999: Variscan granitoids of the Mórág Hills (South Hungary). — *Beiträge zur European Journal of Mineralogy* 11 (2), pp. 21-34.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, I., GRAND CLAUDE, P. and MARCHAL, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses — is relationships with current nomenclature. — *Chemical Geology* 29 (3-4), pp. 183-210.
- DEBON, F., and LE FORT, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. — *Transactions of Royal Society of Edinburgh Earth Science* 73 (3), pp. 135-149.
- DOE, B. R., and ZARTMAN, R. E., 1979: Plumbotectonics I. The Phanerozoic. In: BARNES, H. L., (editor): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. — Wiley, New York, pp. 22-70.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A., and TINDLE, A. G., 1986: Geodynamical characteristics of collision-zone magmatism. In: GOWARD, M. P., RIES, A. C., (editors): *Collision Tectonics*. — *Geological Society Special Publications* 19, pp. 67-81.
- KOBER, B., and LIPPOLT, H. J., 1985: Pre-Hercynian mantle lead transfer to basement rocks as indicated by lead isotopes of the Schwarzwald crystalline, SW-Germany. II. Lead isotope evolution of the European Hercynides. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90 (2-3), pp. 172-178.
- MCCULLOCH, M. T., and CHAPPELL, B. W., 1982: Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. — *Earth and Planetary Science Letters* 58 (1), pp. 51-64.
- PEARCE, J. A., 1996: Sources and settings of granitic rocks. — *Episodes* 19 (4), pp. 120-125.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., and TINDLE, A. G., 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. — *Journal of Petrology* 25 (4), pp. 956-983.
- ROCK, N. M. S., 1991: *Lamprophyres*. — Blackie, Glasgow and London, 285 p.
- SABATIER, H., 1991: Vaugnerites: Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. In: DIDIER, J., and BARBARIN, B., (editors): *Enclaves and granite petrology*. — *Development in Petrology* 13, Elsevier, pp. 63-81.
- STACEY, J. S., and KRAMERS, J. D., 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. — *Earth and Planetary Science Letter* 26 (2), pp. 207-221.
- VITRAC, A. M., ALBAREDE, F., and ALLÈGRE, C. J., 1981: Lead isotope composition of Hercynian granitic K-feldspars constrain continental genesis. — *Nature* 291 (5815), pp. 460-464.

Plate I - I. tábla

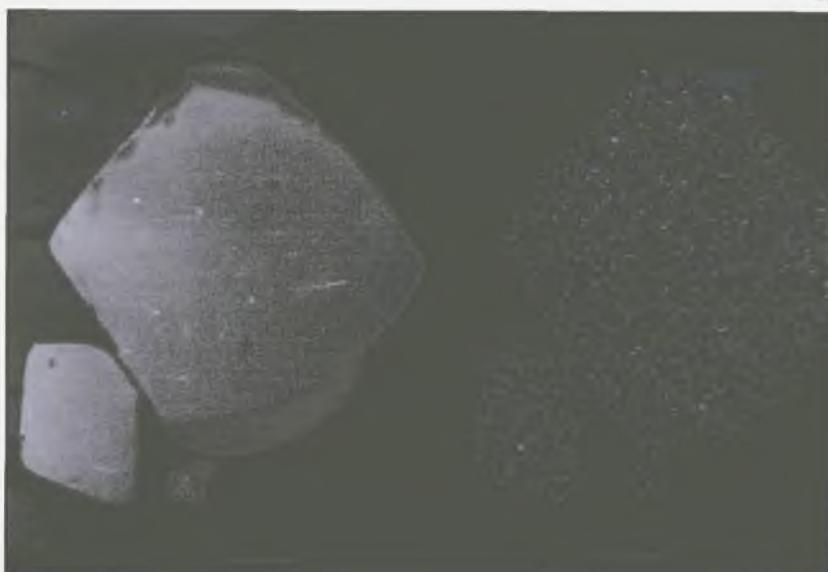
1. Chromite grains in amphibole in basic enclaves (Borehole ÜH-22). — Kromit szemcsék amfibolban, visszazórt elektronkép 1N, 200
2. BEI of the same chromite grains. — Kromit szemcsék, visszazórt elektronkép
3. BEI and x-ray map of Cr_{Kα} from chromite occurring in the same aggregate. — Kromit aggregátum, visszazórt elektron- és röntgenkép



1.



2.



3.

ÜVEGHUTAI MÉLYFŰRÁSOK KRISZTÁLYOS KÖZETEINEK ÁSVÁNY-KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI JELLEMZÉSE (MÓRÁGYI-RÖG)

BUDA GYÖRGY¹, PUSKÁS ZUÁRD², GÁL-SÓLYMOS KAMILLA³, URS KLÖTZLI⁴, BRIAN L. COUSENS⁵

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt 4/A

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt 4/A

³University of Vienna, Laboratory for Geochronology, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna, Austria

⁴Earth Sciences, Carleton University, 1125 Colonel By Drive, Ottawa, Ontario, K 1S 5B6, Canada

Az üveghutai mélyfúrások kristályos kőzeteinek négy típusa különíthető el: 1. mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoidok, 2. amfibolgazdag kőzetzárványok, 3. mikrogránitok, 4. pegmatitok. Ezek a típusok a Mórággyi-rögben a felszínen is megtalálhatók. Az amfibolgazdag kőzetzárványok K-, Mg-dús mészkáli lamprofiros jellegű durbachitok, vaugneritek. A bezáró granitoid szintén K-, Mg-dús mészkáli jellegű. A két kőzettípus ásvány-kőzettanilag különbözik egymástól, ugyanakkor az (bázisosabb és savanyú) olvadékok egymásra hatásának eredményeként geokémiai szempontból sok tekintetben hasonlóak, pl az izotóparányokban, RFF-eloszlásban. Az olvadékok két kontinentális kéreg variszkuszi korú (340–350 millió év) ütközési zónájában keletkeztek. A bázisosabb komponens egy idősebb szubdukciós öv felett elhelyezkedő K, Ba, Rb, Sr-ban dús felsőköpeny-ék parciális kiolvadásából képződött, míg a Si-ban gazdagabb olvadék részben köpeny, részben kontinentális kéreg eredetű. A régebbi kéreg feltehetően pánafrikai eredetű, kadumi korú (~620 millió év) volt. Később nyomult be a kéregeredetű peraluminium jellegű mikrogránit olvadéka, amelynek könnyenillókban dús komponenséből kristályosodtak a pegmatitok. A mikroklin-megakristályok fiatalabb külső zónája, az elterjedt „plagioklász kizszorító mikroklin” textúrák, az amfibol biotitosodása K-metaszomatózist jelez. Az így kialakult kristályos masszívum számos tektonikai és hidrotermás hatásnak volt kitéve, amit a gyakori milonitosodás, kataklázis és szulfid-, karbonátképződés jelez.

1. Bevezetés

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Ásványtani és Kőzettan-Geokémiai Tanszéke vállalta, hogy a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezésére szolgáló felszín alatti tároló Magyar Állami Földtani Intézet által koordinált kutatásába bekapcsolódva, megvizsgálja ásvány-kőzettani és geokémiai szempontból az Intézet által földtanilag tárolás céljából perspektivikusnak tartott Mórággyi-rög területén lemélyített, tíz üveghutai mélyfúrás kristályos kőzetanyagát és összehasonlítja a felszínen előforduló kristályos kőzetekkel, továbbá a rendelkezésre álló adatok alapján körvonalazza ezen komplexum képződésének történetét.

Először a főbb kőzettípusok ásvány-kőzettani jellegét írjuk le, ezután vázoljuk az ásványátalakulásokat és kőzetdeformációkat, főelem-összetételük alapján rendszerezük a kőzeteket és meghatározzuk lemeztektonikai helyzetüket, jellemezzük nyomelem-, Sr- és Nd-Sm izotóp, valamint Pb-izotóp összetételüket, végül összefoglalást adunk az általunk legvalószínűbbnek tartott genetikáról.

2. Főbb kőzettípusok ásvány-kőzettani leírása

A vizuális, mikroszkópos megfigyelések és kémiai összetétel alapján négy fő kőzettípus különíthető el:

1. mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoidok (kvarcmonzonit, monzogránit),
2. amfibolgazdag kőzetzárványok (szienit, monzonit, diorit),

3. mikrogránitok,

4. pegmatitok.

Ezek a kőzettípusok a Mórággyi-rögben a felszínen is előfordulnak és jól tanulmányozhatók (BUDA, PUSKÁS 1997). A kőzetminták jelentős része milonitos (ultramilonitos), kataklázos (breccsás). A töréseket többnyire karbonát, ill. kvarc vagy kvarc+karbonát tölti ki, kevés szulfiddal (pirit, kalkopirit).

2.1. Mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoid

A mélyfúrásokban ez az uralkodó kőzettípus. A fehér, ill. rózsaszínű mikroklint tartalmazó változatok megjelenése szabálytalan. A felszínhez közeli mintákban, továbbá a milonitos zónákban, a mikrogránittelérek közelében valamivel gyakoribb a rózsaszínű változat. A fehér mikroklint a biotit mellett majdnem mindig bontatlan amfibol is kíséri.

Mikroklin. A megakristályok idiomorfok vagy hipidiomorfok, 5×3 cm méretűek is lehetnek. A fehér színűek, továbbá amelyek benn-nőttek az amfibolgazdag zárványokban, kevésbé rendezett szerkezetűek ($t_{10} = 0,86$), míg a rózsaszínű K-földpátok közel maximális rendezettségűek ($t_{10} = 0,97$). A zónás változatoknál a belső mag rendezetlenebb szerkezetű ($t_{10} = 0,95$), mint a perem ($t_{10} = 0,96$; BUDA et al. 1999). Gyakori az alapanyagból származó apatit-, titanit-, allanit-, amfibol-, biotit-, plagioklász-, kvarczárvány.

Az alapanyagból származó zárványok nem deformáltak, míg az alapanyag erősen milonitos, ami azt jelzi, hogy a kőzet milonitosodását a megakristályok növekedése megelőzte. A kristályok majdnem mindig karlsbadi ikresek és

pertitesek, vannak keresztárcsozott ikres és keresztárcsozott ikermentes változatok. Az alapanyagban előforduló mikroklin hullámos kioltású, foltokban keresztárcsozott ikres és rendezetlenebb szerkezetű ($\Delta = 0,50$), ami nagyobb hőmérsékleten történt kristályosodást és gyors lehűlést jelez. A mikroklin a plagioklász után kristályosodott, amit az igen gyakori plagioklász „kiszorításos” textúra is jelez. Ez a textúra a granitoidokban, a mikrogranitban és az amfibolgazdag kőzetzárványokban egyaránt megfigyelhető. A mirmekitesedés szintén a K-földpát késői kristályosodását bizonyítja. A breccásodott megakristályok azt jelzik, hogy a kataklázis későbbi folyamat volt.

Plagioklász. Igen gyakori. Többnyire erősen szericites, zónás. Különösen a kristálymag biotitzárványos és szericites. Erősen deformált, töredezett, a repedéseket kvarc, epidot tölti ki. Gyakori a mikroklin által kiszorított plagioklász textúra. Összetétele: oligoklász-andezin ($An_{28}-An_{35}$).

Kvarc. Jóval ritkább elegyrész. Gyakran aggregátumokat alkot, amelyek gyakran erősen deformáltak, hullámos kioltásúak, de vannak olyanok is, ahol deformáció nem figyelhető meg.

Biotit. A leggyakoribb színeselegyrész. Táblás vagy léces megjelenésű. A rózsaszín mikroklin tartalmazó változatban a pleokroizmus a vörösbarna és sárga között változik, ami kissé több Fe- és Ti-tartalmat jelez, az ilyen szemcsék gyakrabban kloritosodtak, míg a fehér mikroklin tartalmazó változatokban zöldesbarna, zöldessárga pleokroizmus figyelhető meg, ami az előző típushoz képest kismértékű Mg-dúsulásra utal. Kémiaileg mindkét típus Mg-biotit (mészalkáli jellegű). A szemcsék többnyire erősen deformáltak, hullámos kioltásúak. Gyakran átalakulnak anomális kék vagy barna interferenciaszínű kloritá, különösen a milonitos zónákban. A cirkonzárványokat pleokroos udvar veszi körül. A mikroklin-megakristályokban gyakori a biotitzárvány, ami szabad szemmel is jól megfigyelhető. A zárványok sok esetben a megakristály peremével párhuzamos elrendezésű „koszorút” alkotnak. Ezek a kristályok nem deformáltak, ellentétben az alapanyagban előforduló biotitokkal.

Amfibol. Nem olyan gyakori, mint a biotit. Főleg a fehér mikroklin tartalmazó granitoidokban fordul elő. Léces, táblás megjelenésű. Gyakran az (100) szerint poliszintetikus ikres. Csomókban, aggregátumokban vagy önálló sajátalakú kristályok formájában fordul elő. Több helyen kloritból és kalcitból álló aggregátumokká alakult. Pleokroos: γ = kékeszöld, α' = sárgászöld. Összetétele: Mg-hornblende, ill. aktinolit horntblende.

Akcesszórius ásványok:

Allanit. Igen jellegzetes sajátalakú ásvány. Majdnem minden esetben zónás, többnyire átalakult, metamikt. Az átalakulás térfogatnövekedéssel jár. Az átalakulás anyaga RFF-karbonátok, agyagásványok, ill. opak elegyrészek. Sok zárványt tartalmaz, pl. biotitot, kvarcot, földpátot, ami azt jelzi, hogy késői kristályosodási termék. A kőzet nagy RFF-tartalma az allanitból származik (BUDA, NAGY 1995). A kristályokat többnyire vékony, epidotból álló továbbnövekedési szegély veszi körül. Jellegzetes az ikres megjelenés is. Néha töredezett, a repedéseket kvarc tölti ki. Kissé defor-

mált (hullámos kioltású) is lehet, néha a kristály egy része teljesen felmorzsolódott a milonitosodás folyamán.

Cirkon. Gyakori, idiomorf, zónás. A biotitban, amfibolban pleokroos udvar veszi körül. Az uralkodó morfológiai típus az S_4-S_9 , $S_{19}-S_{22}$, ritka az S_{25} , amelyek a K-gazdag mészkáli magmatípusra jellemzők. Legalább két, jól elkülöníthető U/Pb kor állapítható meg a cirkon-egykristályok vizsgálata alapján, kadumi: 619 ± 18 millió év és variszkuszi: 350 ± 6 és 340 ± 8 millió év (KLÖTZLI, BUDA in prepar.).

Titanit. Elég gyakori, főleg a fehér mikroklin tartalmazó változatban. Többnyire sajátalakú, de vannak xenomorf változatok is. A hasadási síkok mentén leukoxénesedett. Mikroklin- és kvarczárványokat is tartalmaz, ami azt jelzi, hogy nem az első kristályosodási termékekhez tartozik.

Apatit. Főleg zömök, oszlopos, legömbölyített kristályvégekkel, néha nyúlt léces megjelenésű is lehet.

Pirit. Szórt, hintett megjelenésű, változó mértékben limonitosodott.

Kalkopirit. Gyakori zárvány a piritben. Sokszor csepp alakú, vagy lehet későbbi repedéskitöltő is.

2.2. Amfibolgazdag (diorit, monzonit, szienit) kőzetzárványok

Gyakoriak a fehér, ill. rózsaszínű mikroklin tartalmazó granitoidokban az igen változatos méretű, néhány cm-től a több 50 m vastagságig terjedő amfibolgazdag, bázisosabb, sötétzöld, fekete, finom szemese méretű, néha fehér vagy rózsaszínű porfiroos plagioklászot vagy néhány fehér mikroklin-megakristályt tartalmazó kőzettestek. Ezeknek a határa az uralkodóan mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoidokkal általában nem éles, gyakran a mikroklin „benőtt” az amfibolgazdag bázisosabb részbe. Vannak olyan típusok, ahol az amfibol az uralkodó, és vannak olyanok, ahol a biotit a fő színeselegyrész. Kémiai összetételük alapján főleg monzonitok, néha igen magas alkáliatartalommal ($Na_2O+K_2O \sim 9,0\%$), amely nagyobb, mint a bezáró, megakristályokat tartalmazó granitoidé. A bázisosabb olvadék nagyobb olvadásponthoz komponenseinek (pl. biotit) kikristályosodása a maradékolvadékban alkálihiányt idézett elő, amit a környező granitoid-olvadék folyamatosan pótol, ez alkáliadúsulást eredményezett ezekben a kőzetzárványokban. Ezért feltételezhető, hogy nem resztró, hanem két különböző, bázisosabb és savanyú olvadék közel egy időben történő kristályosodásáról van szó.

Plagioklász. Gyakori elegyrész, néha porfiroos sajátalakú formában is előfordul. Gyakran zónás, a kristály magja andezin (An_{41-43}), a köztes zóna labradorit (An_{62}), míg a perem szintén andezin (An_{36-38}) összetételű, ami szintén egy bázisosabb és egy savanyúbb olvadék együttes jelenlétét jelzi. Poliszintetikus ikres. Vannak teljesen szericitesek és/vagy saussuritesek. Elég gyakori a „plagioklászot kiszorító mikroklin” textúra. A kristályok néha deformáltak, hullámos kioltásúak.

Mikroklin. Ritka a sajátalakú megakristály, gyakori az alapanyagban előforduló xenomorf, tús apatit-, amfibol- valamint biotit- és plagioklász-zárványokat tartalmazó válto-

1. táblázat

Kromit összetétel (amfibol-gazdag közetzárványból)

S%		Kationszám 32 oxigénre számolva	
SiO ₂	—	Si	—
TiO ₂	0,48	Al	1,340
Al ₂ O ₃	3,88	Cr	11,126
Cr ₂ O ₃	47,99	Fe ³⁺	3,313
FeO	27,97	Ti	0,105
Fe ₂ O ₃ *	15,01	Σ	15,884
MnO	2,78	Mg	0,065
ZnO	2,19	Fe ²⁺	6,858
MgO	0,15	Mn	0,690
CaO	0,08	Zn	0,474
Összes:	100,53	Ca	0,025
		Σ	8,112

$$100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,93$$

$$100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 89,25$$

* Fe³⁺ DROOP (1987) szerint számolva.

zat. Mindkét típus lehet ikermentes, kereszt rácsozott ikres, pertites vagy pertitmentes. Feltehetően az a K-dús olvadék, ill. fluidum, amelyből kristályosodtak, főleg a bezáró gránitoidból származott.

Kvarc. Igen ritka, aggregátumot alkot.

Amfibol. Gyakori elegyrész. Idiomorf, nyúlt léces. Az (100) szerint ikres, néha poliszintetikus ikres. Biotitzárványokat tartalmaz, ill. biotitosodott. Piroxénből keletkező uralit formájában is előfordul. Gyakran az amfibol aggregátumot alkot, amely porfirok jellegű zöld foltok formájában jelenik meg, ezekben igen kis méretű kromitkristályok figyelhetők meg. Az ilyen aggregátumokat a hasonló ásvány-kőzettani és geokémiai összetételű vaugneritben, ill. durbachitban SABATIER (1991) olivin pseuodomorfózának tekinti. Az amfibol titanitban is előfordulhat zárványként. Cirkon- és apatitzárványokat is tartalmazhat, a repedéseket mikroklin tölti ki. Pleokroos: γ' = kissé kékeszöld, α' = sárgászöld. Összetétele: Mg-hornblende, ill. aktinolit.

Biotit. Változó mennyiségben fordul elő. Pleokroos: zöldebbarna, sárgásbarna. Amfibolban zárványként vagy az amfibol K-metaszomatikus átalakulási termékeként is előfordul. Enyhén deformált is lehet. Néha kloritosodott. Összetétele: Mg-biotit (mészalkáli jellegű).

Monoklin piroxén. Nem minden közetzárványban található, többnyire az amfibolban, reliktkumként fordul elő. Összetétele: $\text{Wo}_{48-50} \text{En}_{36-39} \text{Fs}_{11-16}$

Akcesszórius ásványok:

Titanit. A leggyakoribb akcesszórius ásvány, többnyire idiomorf, de vannak xenomorf, zárványos, később kristályosodott változatok is. A hasadási síkok mentén és a kristályok peremén leukoxénesedett.

Apatit. A tús változat a leggyakoribb, ami magmás eredetre és gyors lehülésre utal.

Cirkon. Ritka, idiomorf, az amfibolban és biotitban pleokroos udvar veszi körül.

Allanit. Sajátalakú, kvarczárványos, vékony epidotszegély veszi körül.

Kromit: 1–30 μm nagyságú, idiomorf vagy „csepp” alakú, kizárólag amfibolaggregátumokban fordul elő, Cr-és Fe-gazdag, jelentős Zn- és igen kis Mg-tartalommal; $100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 89,00 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,9$ (1. táblázat, 1. tábla).

Pirit. Változó mennyiségű, gyakran teljesen limonitosodott.

Kalkopirit. A piritben zárványként jelenik meg.

Galenit. Ritka, főleg földpátokban fordul elő.

Az amfibolgazdag közetzárványok kevéssé deformáltak, a kőzet eredeti porfirok szövete figyelhető meg.

2.3. Mikrogránit

A mikrogránit-telérek mérete igen változatos, vastagságuk néhány cm-től több 10 m-ig terjedhet. Rózsaszínűek, finom szemcsenagyságúak, ekvigranulárisak. Igen gyakran az eredeti szövet már nem ismerhető fel az erőteljes milonitosodás miatt.

Plagioklász. Gyakori, deformált, kereszt rácsozott ikres mikroklin szorítja ki, ezek a kristályok erőteljesen szericitesedtek, de néha nagyobb méretű muszkovit is megjelenik.

Mikroklin. Xenomorf, kereszt rácsozott ikres, hullámos kioltású, lehet pertites vagy pertitmentes. Vannak karlsbadi ikres deformációmentes változatok is.

Kvarc. Finom szemcséméretű, aggregátumot alkot, a nagyobb szemcsék hullámos kioltásúak.

Biotit. Igen ritka, többnyire kloritosodott, erősen deformált, hullámos kioltású, Fe-ban dús (peraluminium jellegű).

Muszkovit. Nem gyakori, deformált, hullámos kioltású, aggregátum jellegű.

A mikrogránit-telérek gyakran breccsásodtak, a törmelék karbonát cementálta.

2.4. Pegmatit

Lencsákat, teléreket alkot, méretük néhány cm-től több méterig terjedhet. Igen gyakran a mikrogránittal együtt fordulnak elő, azoknak durvakristályos változatai. Jellemző az írásgránitos szövet. A mikroklin lehet ikermentes, de megfigyelhető kereszt rácsozott ikres változat is. Rendezett szerkezetűek ($\Delta = 0,92$).

3. Ásványátalakulások, kőzetdeformációk

Ásványátalakulások: A piroxén uralitosodott. Kálimetaszomatózist jelez a plagioklász mikroklinesedése, az amfibol biotitosodása. A biotit kloritosodott, az amfibol kalcitból és kloritból álló aggregátummá alakult, a plagioklász szericitesedett, a bázisosabbak saussuritesedtek, az allanit metamiktizálódott és RFF-karbonáttá, agyagásvánnyá és limonitos halmazzá alakult.

Kőzetdeformációk: A kőzetek a tektonikai mozgások hatására erőteljesen milonitosodtak. Ez a szöveti átalakulás csaknem mindenütt jelen van. A milonitózókban helyenként finomszemcsés erősen foliált ultramilonitövek is kialakultak. Ezt követte a kataklázis, a kőzettörmelék karbonát vagy kvarc cementálta. Ezután hasadérendszer jött

2. táblázat

Kőzetárványok és granitoidok kémiai összetétele

	Amfibol-gazdag kőzetárványok												Mikrolin megakristályokat tartalmazó granitoidok												Mikrogranitok			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24				
SiO ₂	51,60	48,30	49,40	52,80	51,90	50,30	49,70	55,60	60,70	60,90	61,20	60,30	62,00	67,00	61,90	62,00	62,20	62,60	59,50	60,10	66,70	76,20	74,00	75,60				
TiO ₂	1,25	1,53	1,49	1,16	1,25	1,32	1,23	0,89	0,91	0,85	0,92	0,93	0,82	0,50	0,81	0,81	0,84	0,81	0,87	0,94	0,53	0,05	0,18	0,04				
Al ₂ O ₃	13,30	16,80	16,80	12,10	16,50	16,70	18,00	10,90	16,60	16,60	16,60	16,50	16,30	14,80	16,40	16,30	16,10	16,30	16,40	16,60	15,00	12,90	14,00	13,00				
Fe ₂ O ₃	1,55	1,39	1,54	1,20	1,64	2,33	2,17	1,27	1,04	1,14	1,13	1,23	0,36	0,87	0,26	0,61	1,17	1,28	1,13	0,99	0,95	0,39	0,89	0,41				
FeO	4,70	6,00	5,80	5,00	4,49	4,56	4,88	4,20	3,50	3,20	3,50	3,60	4,14	1,98	4,14	3,88	3,32	3,04	3,50	3,50	1,90	0,09	0,10	0,10				
MnO	0,13	0,11	0,11	0,12	0,09	0,10	0,11	0,09	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,01	0,01	0,03				
MgO	7,32	6,89	6,56	9,40	5,81	6,91	5,26	10,20	3,05	2,98	3,31	3,18	2,77	1,71	2,71	2,68	2,88	2,78	3,07	2,67	1,79	0,12	0,10	0,02				
CaO	5,91	6,73	6,59	5,45	5,84	5,94	6,87	8,15	3,53	3,17	3,26	3,63	3,35	2,06	3,76	3,90	3,82	3,40	3,86	3,51	2,76	1,04	0,62	0,62				
Na ₂ O	0,55	2,77	2,84	0,84	3,15	3,13	2,68	1,64	3,13	3,10	3,25	3,33	3,10	3,12	3,11	3,26	3,19	3,26	3,33	3,04	3,06	3,89	3,24	4,01				
K ₂ O	8,50	4,78	4,81	8,07	5,18	4,29	5,15	4,39	4,81	4,93	4,51	4,26	4,17	5,34	3,74	4,30	4,26	4,04	4,32	4,58	4,57	4,26	5,64	4,45				
P ₂ O ₅	0,79	0,89	0,88	0,76	0,78	0,80	0,93	0,96	0,33	0,31	0,33	0,34	0,33	0,21	0,33	0,29	0,35	0,30	0,33	0,30	0,19	0,02	0,05	-0,01				
H ₂ O*	2,10	1,60	1,50	1,20	1,86	2,25	2,02	1,60	0,90	1,50	1,40	0,90	1,61	1,28	1,32	1,14	1,22	1,58	1,50	1,60	1,60	0,44	0,70	0,40				
H ₂ O*	0,20	0,20	0,30	0,10	0,02	0,24	0,16	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,10	0,17	0,10	0,02	0,06	0,10	0,20	0,20	0,10	0,08	0,10	0,10				
CO ₂	1,15	n.d.	n.d.	n.d.	0,27	0,18	0,23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,18	0,02	0,31	0,15	0,08	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	0,22	n.d.	n.d.				
Total	99,05	97,99	98,62	98,20	98,78	99,05	99,38	100,09	98,65	98,94	99,67	98,47	99,30	99,10	98,95	99,40	99,56	99,69	98,08	98,09	99,20	99,70	99,63	98,77				
A/CNK	0,64	0,76	0,77	0,60	0,77	0,81	0,80	0,49	0,99	1,02	1,03	0,99	1,04	1,01	1,03	0,95	0,96	1,02	0,96	1,02	1,00	1,00	1,11	1,04				
A/NK	1,32	1,73	1,70	1,20	1,53	1,71	1,80	1,46	1,60	1,59	1,62	1,64	1,70	1,36	1,79	1,63	1,63	1,67	1,62	1,67	1,50	1,17	1,22	1,14				

Amfibol-gazdag kőzetárványok 1: Üh-1, 48 m; 2: Üh-1, 84 m; 3: Üh-1, 86 m; 4: Üh-1, 118-119 m; 5: Üh-3, 205,8 m; 6: Üh-23, 107,1 m; 7: Üh-23, 212,2 m; 8: Mórággy Mikroklín-megakristályokat tartalmazó granitoidok 9: Üh-1, 54 m; 10: Üh-1, 56 m; 11: Üh-1, 142/B m; 12: Üh-1, 158 m; 13: Üh-22, 105,3 m; 14: Üh-23, 80,3 m; 15: Üh-23, 174,7 m; 16: Üh-23, 220,25 m; 17: Üh-23, 241,6 m; 18: Üh-23, 300,4 m; 19: Erdősmecke; 20: Kismórággy; 21: Mórággy, Mikrogranitok 22: Üh-23, 245,8 m; 23: Kismórággy; 24: Erdősmecke, Megégyzések: pl. Üh-1, 118 m etc. = Üveghuta melyfúráásokból származó kőzetminta, Rönigen fluoreszcens analízis (kivéve FeO, H₂O; H₂O): 1, 2, 3, 4, 8, 9, 11, 12, 19, 20, 21, 23, 24 (készült: XRAL Laboratories, Kanada), Klasszikus, nedves szilikát analízis: 5, 6, 7, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 22 (készült: MÁFI Laboratórium) n.d. = elemzés nem készült

3. táblázat

Kőzetárványok és granitoidok nyomele összetétele

	Amfibol-gazdag zárványok						Mikroclin megakristályokat tartalmazó granitoidok						Mikrogranit				
	1	2	3	4	5	6	A	7	8	9	10	11	12	A	13	14	A
Ba	3220	1840	1770	3150	1920	2180	2346,67	1410	1170	933	1070	1290	858	1072,67	50	645	347,50
Rb	258	225	228	270	321	331	272,17	188	198	211	224	199	169	197,33	329	257	293,00
Sr	347	620	585	344	455	470	470,17	528	456	418	385	354	384	374,33	22	193	107,50
Y	40	32	44	32	35	35	36,33	23	28	24	27	26	24	25,67	49	25	37,00
Zr	447	383	387	335	160	145	309,50	308	335	324	306	344	227	292,33	82	145	113,50
Nb	22	17	18	16	12	14	16,50	12	17	16	21	22	17	20,00	29	28	28,50
Th	48	19	21	45	22	22	29,50	20	28	28	19,6	17,4	27,9	21,63	18,5	41,1	29,80
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	21	21	18	20,00	18	18	18,00
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	155	317	296	256,00	397	253	325,00
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	50	50	208	102,67	275	129	202,00
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	68,9	63,6	55,6	62,70	8,1	18,5	13,30
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	13,6	16,8	9	13,13	31,7	13,1	22,40
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	12,5	18	3,1	11,20	16,9	19	17,95
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	13,7	12,8	8,29	11,60	3,51	2,38	2,95
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	1	4,6	0,8	2,13	3,5	1,3	2,40
Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	33,2	33,1	43,2	36,50	85,4	62,9	74,15
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	7,7	4,6	5,4	5,90	15,5	2,3	8,90
La	73,4	60,9	60,2	68,5	47,9	47,4	59,72	59,1	85,4	64,9	60,8	66,5	49,5	58,93	5,2	32,2	18,70
Ce	154	121	125	140	103	103	124,33	110	154	118	118	119	93	110,00	19	71	45,00
Pr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	
Nd	71	57	63	65	56	55	61,17	44	56	45	81	82	40	67,67	65	3	34,00
Sm	14,3	11,4	13,4	13	13,1	12,9	13,02	7,73	9,56	8,1	8,49	9,39	6,49	8,12	2,77	4,69	3,73
Eu	2,31	2,18	2,37	1,69	2,73	2,97	2,38	1,7	1,57	1,49	2,2	1,22	0,89	1,44	0,31	1	0,66
Gd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	
Tb	1,3	1,2	1,5	1	0,8	0,8	1,10	0,9	1	1	2,5	1,1	1,9	1,83	2,5	2,2	2,35
Dy	5,5*	5,8*	7,5*	4,7*	4,5*	4,5*	5,42*	4,4*	6,2*	4,7*	n.d.	n.d.	n.d.	5,10*	n.d.	n.d.	4,20*
Ho	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	
Er	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	
Tm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	
Yb	2,59	2,27	2,64	2,01	1,41	1,45	2,06	1,71	1,92	1,36	1,65	1,91	1,78	1,78	6,13	1,48	3,81
Lu	0,38	0,32	0,36	0,29	0,2	0,21	0,29	0,22	0,25	0,19	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ΣREE	319,28	256,3	268,5	291,5	225,1	223,7	264,06	225,4	309,7	240	274,65	281,1	193,6	249,78	100,9	115,6	108,25
LREE																	
HREE	73,8	66,6	58,66	87,3	92,4	89,9	75,5	78,6	96,7	93,1	65,0	92,1	51,5	77,4	10,6	30,3	20,5

Amfibol-gazdag zárványok: 1. Üh-1, 48 m; 2. Üh-1, 84 m; 3. Üh-1, 86 m; 4. Üh-1, 118-119 m; 5. Üh-3, 91,6 m; 6. Üh-3, 96,3 m. Mikroclin megakristályokat tartalmazó granitoidok: 7. Üh-1, 54 m; 8. Üh-1, 142/B. m; 9. Üh-1, 158 m; 10. Erdősmecke; 11. Kismórógy; 12. Mórógy; Mikrogranit: 13. Erdősmecke; 14. Kismórógy. Megjegyzések: pl. Üh-1, 118 m etc.: mélyfúrásból származó kőzetminta; A=átlag. *=SRFF-ben a számításhoz nem vettük figyelembe, n.d. = elemzés nem készült; Neutronaktivációs és röntgenfluoreszcencia elemzés (Készült: XRAL Laboratórius, Kanada)

létre. A hasadékok deformációs ikresedést jelző karbonáttal és kvarccal vannak kitöltve. Majd újabb deformációval ismételtlen hasadékrendszer alakult ki, amelynek kitöltőanyaga kvarc és karbonát. Ezekben a karbonátokban nem lehet megfigyelni a deformációra utaló ikresedést. Vannak késői finom szemcseméretű kvarcerek is, amelyek karbonátot néha szulfidokat (pirit, kalkopirit) is tartalmaznak.

4. A kőzetek rendszerezése és lemeztektonikai helyzete főelem-összetétel alapján

A vizsgált fúrásokban főleg szienit, monzonit, kvarcmonzonit és monzogránit fordul elő (2. táblázat, 1. ábra). A mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoid kvarcmonzonit és monzogránit összetételű, az amfibolgazdag közetzárványok modál és norma alapján főleg szienit, monzonit és néha diorit összetételűek.

Az Al-telítettség alapján két csoport különíthető el: az összes amfibolgazdag közetzárvány és a mikroklin-megakristályos granitoidok egy része (fehér mikroklint tartalmazó kvarcmonzonit) metalumínium, míg a másik része (rózsaszínű mikroklint tartalmazó monzogránit) gyengén peralumnium jellegű ugyanúgy, mint a mikrogránitok (1. ábra, B).

A vizsgált minták nagyrésze I típusú (A/CNK < 1,1; 2. táblázat, 1. ábra, C) csak néhány mikrogránit, ami muszkovitot, gránátot tartalmaz sorolható az S-típusúak közé.

A kőzetek mészkáliai jellegűek, Mg-dúsulással (1. ábra, D). A K/Na arány mindig nagyobb egynél, ami a Mg mellett K-dúsulást jelent (1. ábra, E). Az alkáliák ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) mennyisége állandó, nincs korrelációban a SiO_2 -vel, ami azt jelzi, hogy nem normál differenciációs sorozatról van szó.

Az R_1 és R_2 komponensek ($R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$; DE LA ROCHE et al., 1980) eloszlása alapján a vizsgált granitoidok a köpeny/kéreg felboltozódásában a parciálisan kiolvadt köpeny és megolvadt kéreg olvadékából kristályosodtak K-gazdag mészkáliai magmából (BATCHELOR, BOWDEN 1985; 1. ábra, F) kontinens-kontinens kollíziós zónában.

5. A kőzetek nyomelem-összetétele

Az amfibolgazdag közetzárványok átlagos Σ RFF-tartalma (264 g/t, 3. táblázat) közel azonos a bezáró mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoidokéval (254 g/t). A közetzárványokban a negatív Eu-anomália hiányát a nagyobb mennyiségű plagioklász jelenléte okozza. A kondritra normált RFF-eloszlás a két közettípusban nagyon hasonló (a közetzárványokban KRFF/NRFF ~ 76 , a granitoidban 77), jellemző mindkét közettípusban a könnyűlantánidák (2. ábra, A, B, D) dúsulása, ami az allanit gyakoriságával magyarázható. A savanyú és a bázisosabb kőzettestek igen hasonló RFF-sajátságai azt jelzik, hogy az RFF tekintetében a két közettípus egyensúlyban volt. A mikrogránit RFF-sajátságai erős differenciációt jeleznek a nehézlantánidák

dúsulásával, a jellegzetes negatív Eu-anomáliával, és a Σ RFF-tartalom csökkenésével (~ 108 g/t, 3. táblázat, 2. ábra, C).

A PEARCE et al. (1984)-féle Rb-(Y+Nb), ill. Nb-Y diszkriminációs diagramokban a vulkáni szigetiv és a lemezközi granitoidok közötti átmeneti nyomelemeloszlás-jellemzők figyelhetők meg (2. ábra, E, F), ami PEARCE (1996) szerint a posztkollíziós granitoidokra jellemző. Ezt támasztja alá a felszíni kristályos kőzetek Rb-Hf-Ta elemeloszlása (3. ábra), amely a HARRIS et al. (1986) diszkriminációs diagramban a késői ill. posztkollíziós mészkáliai granitoidokra jellemző képet mutat (BUDA et al. 1999). A bázisosabb közetzárványokban a Cr (1100 g/t, BUDA et al. 1999), Ba (~ 2300 g/t), Rb (272 g/t), Sr (470 g/t) dúsul. A Cr-dúsulást az amfibolban előforduló kromit okozza. A Ba az alapanyagban lévő mikroklinben koncentrációdott, pl. a mikroklinben gazdag, K-dús ($\text{K}_2\text{O} = 8-8,5$ súly%), szienites összetételű közetzárványokban a Ba mennyisége 3200 g/t. Ilyen nagymértékű kompatibilis és inkompatibilis elem-dúsulás figyelhető meg a vaugnerit (durbachit) lamprofir eredetű kőzetekben (SABATIER 1991) és granitoidokban a variszku-szi kollíziós zónában. A nyomelemeloszlás a granitoidokban és közetzárványokban igen hasonló (4. ábra, A), ami a Ba, Rb, Sr stb. hasonló mennyiségét és a köpenyhez viszonyított jelentős dúsulását jelzi mindkét közettípusban (4. ábra, B). Jellemző a kéreghez viszonyított Ni- és Cr-dúsulás a granitoidokban, ami jelentősebb felsőköpenyhatást jelez (4. ábra, C, I típusú granitoidok). A mikrogránitok e tekintetben is jelentősen eltérnek a két előző közettípustól (4. ábra, D, E).

6. Radiogén izotóp összetétel

A Sr-Nd-Sm izotópvizsgálatok a Bécsi Egyetem Geokológiai Laboratóriumában készültek összkőzetekből, míg a szeparált K-földpátok Pb-izotóp összetételét az ottawai Carleton Egyetemen határoztuk meg.

6.1. Sr és Nd-Sm izotóp összetétel

Az izotópvizsgálatok abból a célból készültek, hogy fényt derítsünk az amfibolgazdag közetzárványok és a granitoidok eredetére. A 340 millió évre számolt iniciális $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arány, továbbá az iniciális ϵ_{Nd} a közetzárványokban és a granitoidokban igen hasonló (4. táblázat):

- a közetzárványok átlaga: $\text{Sr}_{(i)} = 0,7083$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -5,3$,
- a granitoidok átlaga: $\text{Sr}_{(i)} = 0,7087$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -5,1$.

A Sr és Nd iniciális izotóparányok alapján köpeny és kéregeredetű olvadékok keveredése feltételezhető, ami az I típusú mészkáliai granitoidokra jellemző (McCULLOCH, CHAPPELL 1982; 5. ábra).

A bázisosabb és savanyú olvadék tehát nemcsak az RFF tekintetében, de az izotóparányok alapján is egyensúlyban volt.

4. táblázat

Üh-1 fúrás (K-Mecsek) közeiteinek Nd és Sr összetétele (KLÖTZI et. al. 1999 adatainak módosítása)

Lelőhely	kőzet	Rb*	Sr*	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm*	Nd*	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Sr _(i)	Nd _(i)	ε _{Nd}
Üh-1, 48 m	amfibolgazdag közetzárvány	258,0	378,2	1,976	0,71798	13,9	85,4	0,0981	0,512157	0,70842	0,511939	-5,1
Üh-1, 84 m	amfibolgazdag közetzárvány	229,9	649,4	1,025	0,71324	13,3	74,1	0,1082	0,512171	0,70828	0,511930	-5,3
Üh-1, 86 m	amfibolgazdag közetzárvány	228,0	601,8	1,096	0,71365	14,3	74,8	0,1151	0,512189	0,70835	0,511933	-5,2
Üh-1, 118m	amfibolgazdag közetzárvány	270,6	384,0	2,041	0,71815	13,3	80,7	0,0996	0,512143	0,70827	0,511921	-5,4
Üh-1, 54 m	granitoid	188,0	552,7	0,984	0,71389	8,1	50,5	0,0972	0,512165	0,70913	0,511949	-4,9
Üh-1, 56 m	granitoid	200,0	561,1	1,032	0,71402	9,0	57,2	0,0955	0,512151	0,70903	0,511939	-5,1
Üh-1, 142/B m	granitoid	198,0	459,1	1,248	0,71451	9,3	60,9	0,0923	0,512150	0,70847	0,511945	-5,0
Üh-1, 158 m	granitoid	211,0	433,1	1,410	0,71528	8,9	50,4	0,1064	0,512162	0,70846	0,511925	-5,4
CHUR								0,1967	0,512638		0,512200	

* ppm-ben, i = iniciális izotóparányok 340 millió évre számolva

CHUR = átlag kondrit

6.2. Pb-izotóp összetétel

Az átlag Pb-izotóp arányok (5. táblázat) alapján a K-földpátok modellkora 350–380 millió év (STRACEY, KRAMERS 1975; 6. ábra). Az eloszlás köpeny/kéreg keveredést jelez. A zónás K-földpát megakristály magja idősebb Pb-modellkorú, mint a kristály peremrése, továbbá a kristálymag Pb-izotóp aránya a köpenyhez közelebb álló, mint a pereme (6. ábra). Ez azt jelenti, hogy a megakristályok továbbnövekedése későbbi folyamat volt (feltehetően K-metaszomatózis), és a kálium nagyobbrészt kontinentális kéreg eredetű lehetett. A mecseki K-földpátok Pb-izotóp eloszlása a Vogézek és a Schwarzwald köpeny/kéreg eredetű, I típusú granitoidjaiban lévő K-földpátok izotópeloszlásához hasonlít (6. ábra). Összehasonlításként a 6. ábrán látható a fiatalabb peraluminium jellegű, S típusú, velencei-hegységi granitoid K-földpát Pb-izotóp arányai, amelyek a kontinentális kéregre jellemző izotóparányokhoz állnak közelebb, a modellkor 280 millió év, amely jól egyezik más izotóp (Sr/Rb, K/Ar) koradatokkal.

7. Következtetések

Az üveghutai mélyfúrásokban előforduló négy közzet-típus; az amfibolgazdag közetzárvány, a mikroklín-megakristályokat tartalmazó granitoid, a mikrogránit és a K-földpát-gazdag pegmatitos lencsék a Mórágvi-rög területén felszíni feltárásokban is megtalálhatók. Az amfibolgazdag kromit-tartalmú közetzárványok K-Mg-dús mészkáli lamprofiros jellegű durbachitok (az ún. vaugnerit-sorozatból, ROCK 1991). A granitoidok szintén K-Mg-dús mészkáli jellegűek.

5. táblázat

Mecsek hg.-i és Velencei-hg.-i variszkuszi granitoidok K-földpátjainak Pb-izotóparányai

Lelőhely	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1. Üh-2, 159,1 m	38,127	15,602	18,107
2. Üh-2, 318,0 m	38,173	15,616	18,119
3. Üh-3, 130,1 m	38,128	15,601	18,102
4. Üh-3, 174,9 m	38,130	15,601	18,116
5. Üh-3, 201,0 m	38,179	15,617	18,117
6. Üh-23, 205 m	38,110	15,590	18,114
7. Üh-23, 234,5 m(C)	38,077	15,579	18,102
8. Üh-23, 234,5 m(R)	38,211	15,625	18,161
9. Üh-23, 257,0 m	38,155	15,606	18,110
10. VE 5900/14 m	38,408	15,633	18,406

1–7. Az üveghutai (Mecsek hg.) mélyfúrásból származó mikroklín megakristályok (granitoid) 8. Mikroklín megakristály magja (C) (üveghutai mélyfúrás granitoid mintájából). 9. ua. a mikroklín külső zónája (R) 10. Ortoklász gránitból (Velencei hg.)

Megjegyzés: pl. Üh-3, 130,1 = üveghutai 3. sz. mélyfúrás mélységgel méterben

Az RFF-tartalom és az izotóparányok egyensúlya azt jelzi, hogy a két közzet-típus egyszerre kristályosodott A bázisosabb komponens egy idősebb szubdukciós öv felett elhelyezkedő K, Ba, Rb, Sr-ban feldúsult felsőköpeny-ék parciális kioldásából származtatható, amely a kéregbe nyomulva a kontinentális kéreg (savanyú komponens) részleges olvadását okozta. Ebből a kétféle olvadékból kristályosodtak az amfibolgazdag közetzárványok és a granitoidok két kontinentális kéreg variszkuszi korú (340–350 millió év) ütközési zónájában. Ezt követte a kéregeredetű olvadékból kristályosodott, teleres megjelenésű, peraluminium jellegű mikrogránit és pegmatit képződése. A gyakori „kiszorítá-

„sos” textúrák metasomatikus eredetűek, a szilárdfázisok és a könnyenillókban dús olvadék kölcsönhatásaként jöttek létre, illetve a későbbi granitoid olvadék benyomulásához köthetők. A kristályos komplexumot később deformációs (milonitosodás, kataklázis) és hidrotermás hatások érték.

8. Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik Balla Zoltánnak, Chikán Gézá-
nak, hogy lehetővé tették a fúrési magminták vizsgálatát. A
kutatás az OTKA-I/3 023762 sz. és az OM 0181 sz. pályáza-
ti témák keretébe illeszthető. A szerzők köszönik a vizsgálá-
tokhoz szükséges OM- és OTKA-támogatást.

CHARACTERISATION OF FRACTURE ZONES IN GRANITE, BASED ON WELL-LOGGING DATA AT THE ÜVEGHUTA SITE

LÁSZLÓ ZILAHÍ-SEBESS*, FERENC MÉSZÁROS* and GÁBOR SZONGOTH**

*Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**Geo-Log Ltd., H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Keywords: acoustical waves, borehole televiewer, closed fissures, fractures, fracture zone, granites, Hungary, open fractures, resistivity

In our study we deal with geophysical well logging of fracture zones of fresh granite free of surface effects to characterise the hydrogeological properties of the Üveghuta granite. In the vicinity of the selected Üveghuta site six boreholes were drilled which hit this formation, thus the measurements performed in them were used to characterise the fracture zones. A more thorough study of fracture zones was made possible by the fact that in addition to traditional well-logging measurements we made full acoustic waveform records as well and – for the first time in Hungary – acoustic borehole televiewer (BHTV) and high sensitivity flow (Heat-Pulse Flowmetry, HPF) measurements.

1. Introduction

In the framework of the geological investigation aimed at defining a site for the storage of low- and intermediate radioactive waste, we carried out measurements – commissioned by MÁFI – in the boreholes drilled in the area of Üveghuta granite, in the vicinity of Üveghuta (ZILAHÍ-SEBESS and SZONGOTH 1997; ZILAHÍ-SEBESS *et al.* 1998; ZILAHÍ-SEBESS 1999a, b). Performance and interpretation of geophysical well logging measurements was the task of the Eötvös Loránd Geophysical Institute and Geo-Log Ltd. On the basis of the results we were able to develop a detailed image of the Quaternary loess sequence, the weathering crust of granite and the fracture zones of fresh granite. In this volume a separate study is dedicated to all three topics.

In the granite free of surface effects, physical parameters do not depend on depth. These are in connected primarily with fissures and alteration in the rocks, and secondly with rock composition. Division of the fresh granite from a geotechnical viewpoint was primarily based on acoustic and electric measurements, similarly to sectioning the granite's weathering crust (ZILAHÍ-SEBESS *et al.* 1998).

The more heavily fissured fracture zones have been characterised by physical parameters proportional to the number of fissures (*e.g.* fissure density), and by their position (dip, dip direction).

Determination of the fracture zone positions – because the geophysical well-logging information covers only a small volume – is rather uncertain. The position of fracture zones was determined in three ways:

- from reflections identifiable in the acoustic waveform,

- from direction statistics of the acoustic borehole televiewer,
- from the position of the edges of fracture zones detected by acoustic televiewer.

Fracture zones can be characterised by the volume of infiltrating water, from a hydraulic point of view.

In what follows firstly the peculiarities of geophysical well-logging interpretation of fissured granitoid rocks are presented, after that the sectioning of fresh granite from the geotechnical point of view, then the fracture zones are characterised based on the distribution of their physical parameters, the methods for determination of fracture zone dips are briefly discussed, a hydraulic characterisation of fracture zones is given and infiltrations are introduced, and finally our results are summarised.

2. Peculiarities in well-logging characterisation of fissured granitoid rocks

Geophysical interpretation of siliceous, crystalline (magmatic and metamorphic) rocks differs from that of sedimentary rocks in several respects.

These rocks have practically no interconnected matrix or primary porosity, since the whole pore volume is connected to secondary mechanical or chemical alteration. Distribution of pore volume is connected to the strongly inhomogeneous fissure system. In the vicinity of fissures and especially of subsequently infilled fissures – due to contact effects which also includes the non-hydrothermal, low-temperature argillaceous alterations as well – one may not reckon with a uniform matrix from the viewpoint of physical parameters, in contrast to sedimentary rocks in

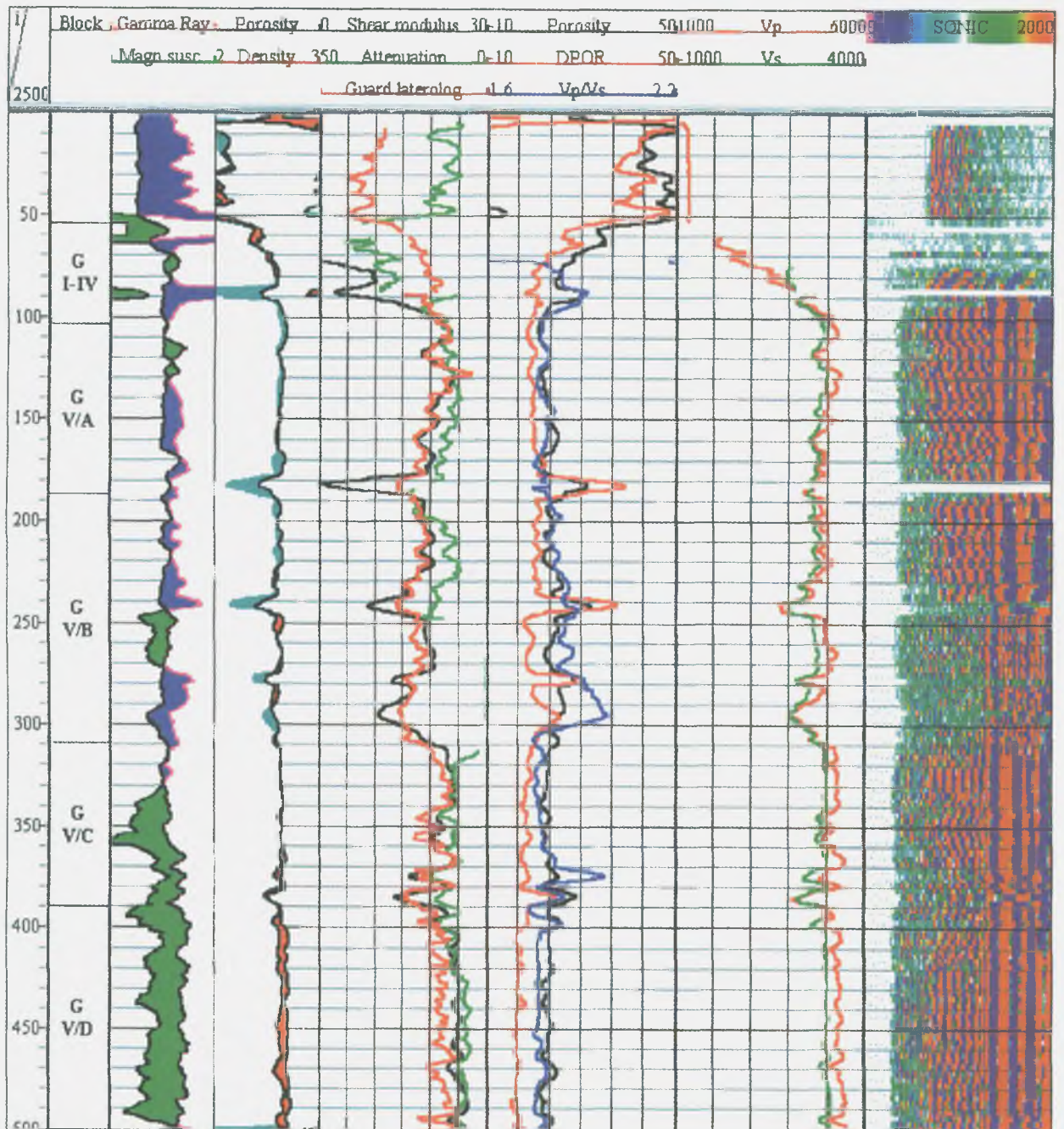


Figure 1. Porosity-sensitive logs and the acoustic waveform in Borehole Úh-22

Natural gamma and magnetic susceptibility logs represent changes in petrography

1. ábra. Porozitáskövető szelvények valamint akusztikus hullámkép az Úh-22 fúrásban

A természetes gamma és mágneses szuszceptibilitás szelvények a kőzettani változásokat reprezentálják

which the rock matrix is visually relatively uniform due to the depositional process. (Fissures may develop at the boundary between two rock bodies of different physical parameters where the density and neutron porosity were originally inhomogeneous.) A consequence of this is that nuclear geophysical measurements (neutron porosity, gamma-gamma density measurement) reflect primarily changes in rock quality and only in the second place

changes in porosity. In other words, the traditional porosity sensitive methods used in sedimentary rocks – except for the cavernous sections – indicate changes in petrography (Figure 1, second and third columns).

Fissures cause significant changes primarily in rock mechanical parameters and in the internal specific surface of rock, and to a lesser degree in porosity – the absolute value of which is low – therefore below a porosity of 3-5%,

the porosity calculation means basically an estimation of the order of magnitude only. (Increase in neutron porosity indicates occasional chemical alteration in rock material.)

A common feature of fracture zones is – in contrast with the fresh rock sections – the inhomogeneity of physical parameters sensitive to the break up of rock and to the extent of its internal surface. Acoustic and particularly the electric measurements are sensitive to the fissure system and fluid filling it in. For these reasons we base geotechnical characterisation of the granite on acoustic (acoustic waveform and acoustic borehole televiewer) and electric (normal resistivity, focused resistivity) methods.

The parameters of the fracture zones are related to those of the fresh granite. It is characteristic of the fresh granite that the velocity of longitudinal waves is high, relatively constant, and the average resistivity is also high. There are only closed fissures in it.

Since the rock itself is a non-conductor, fractures or argillaceous alteration are practically the only reasons for all decreases in resistivity. As far as we are aware the occurrence of semiconductor ore minerals is so rare in this area that it is negligible even from the viewpoint of fissure identification (argillaceous alteration also attacks the rock starting from fractures). Ion concentration of the bound water present in the rock fissures is high, thus its conductivity is orders of magnitude higher than that of the free fluid, and therefore the electric resistivity is inversely proportional to the specific surface of rock. Fissures representing a porosity of only 0.1% in the measured rock volume reduce the apparent resistivity of rock to about 1000 m, thus it causes a decrease of resistivity of at least one order of magnitude compared to the fresh rock – while the rock density and neutron porosity remain practically unchanged – thus resistivity shows the presence of fractures in a strongly exaggerated way. (The real decrease in resistivity – taking into account the non-conductive nature of the rock – is five to six orders of magnitude, thus the measured decrease in resistivity depends really on the measuring range of the instrument.) It is noted that in a rock of about 1000 m resistivity the propagation velocity of the acoustic wave is still around or greater than 5000 m/s.

Propagation velocity of the acoustic wave is proportional to the integrity and internal friction of the rock, therefore in the loosened, tectonised zones the degree of decrease in velocity may be especially high (Figure 1). In the more strongly fissured and therefore loosened sections both the propagation velocity of the compression wave (V_p) and velocity of shear wave (V_s) strongly decrease, while the ratio V_p/V_s , however, significantly increases. (In high-velocity rock just the opposite might happen with small fracture thickness, i.e. the ratio V_p/V_s decreases with decreasing V_p velocity.) It is noted that in the more strongly fissured fracture zones the transverse wave cannot always be identified in the acoustic waveform record due to the high attenuation. The non-cavernous, fissured sections are characterised by an increase in travel time and acoustic damping.

Acoustic borehole televiewer measurement, which out-

side of the oil industry is considered a new method in Hungary, allows high resolution, *in situ* study of the fissure system. With the borehole televiewer the travel time and amplitude of the signal from a rotating sonar (sonic transmitter) is measured in a minimum of 72, maximum of 288 directions. Plotting the result with a colour code, the borehole wall image is obtained in a plane projection. In the image constructed from the reflection travel times only the fractures open from an acoustic viewpoint can be recognised, while in the image constructed from the amplitudes of reflections all those forms can be seen which have elastic parameters different from their surroundings, thus the infilled fissures as well. Any type of alteration in the rocks can clearly be distinguished from the unaltered variety, because alteration typically reduces the velocity below 5000 m/s, while the amplitude attenuation, closely linked to the increased energy absorption, increases.

The more strongly fissured fracture zones are considered places of potential water influx. Whether they really cannot be decided without methods sensitive to fluid flow. High-accuracy differential temperature measurement indicate places of water influx, thus this technique makes information from other fracture detecting methods more accurate. Small influxes occurring in granite fall frequently below the detection threshold of traditional flow measurements, therefore we applied a new method, the high-sensitivity heat-pulse flow (HPF) measurement. This method is based on the measurement of the arrival time of a water volume warmed up by a heating wire to a detector. Influxes in the dl/minute order of magnitude can easily be detected by a flow meter.

3. Division of fresh granite from a geotechnical point of view

To interpret the fracture zones the fresh granite was divided on the basis of its geotechnical state according to three units of different scale:

- *Large blocks* mean relatively homogeneous intervals based on average values of geophysical parameters. They are in contact with each other along zones of weaker state, or fracture zones. The large blocks form intervals of the order of 50-100 m.
- *Zones with depth trends in fissuring* (fracture zones with their associated fissures) are intervals of the order of 10-30 m identifiable in electric resistivity logs. Each depth trend ends in a greater or smaller fracture zone, and these represent the low-resistivity end of the depth trend. A large block can be divided into several intervals with independent depth trends in fracturing.
- *Fracture zones* are intervals of the order of magnitude of 1-10 m that can be marked out within the resistivity depth trends based on the acoustic waveform and the acoustic borehole televiewer. These fracture zones can be simple, but at the same time sharply separated from their surrounding or have complex, poorly defined edges (Figure 1).

It is noted that strongly cavernous, tampon-cemented sections of boreholes are ranked among the fracture zones based on technical and geological information, it is, however, impossible to obtain quantitative information within them.

4. Characterisation of fracture zones based on the distribution of physical parameters

Fracture zones can be characterised both by the statistics (average, scattering, most frequent value) and spatial distribution (shape of log) of the physical parameters. Inhomogeneity of physical parameters in the fracture zones is reflected by their larger scattering, which on its own also suggests a more altered state of rock.

In *Figure 2* it can be seen that in the low-resistivity, supposedly fractured zones, values of differential resistivity (dE_{40}) and differential V_p (dV_p) logs (logs of changes over a unit interval of depth) show higher values.

Inhomogeneity of rock in a given interval can be characterised with the most frequent value, scattering, and shape of the empirical distribution of physical parameters (histogram). In fissured rocks, especially in fracture zones, the distribution of parameters depending on fracturing is mostly asymmetric, log-normal or inverse log-normal. For

example, resistivity (Guard Laterolog) in Borehole Üh-23 (*Figure 3, c*) shows log-normal distribution, which suggests relatively strong fissuring. The fracture zone in Borehole Üh-2 (*Figure 4, c*) is similar to this. The low values indicate the strongly fissured fracture zones, medium values are characteristic of the rock in the close vicinity of the fracture zone, and therefore a similar, bimodal distribution has developed in both boreholes.

Spatial inhomogeneity also characterises the fracture zones. Fissuring gets weaker going away from the plane of fracture or fault. This weakening, however, does not take place as a steady decrease, but it looks like an average tendency in the electric resistivity and acoustic velocity logs. In general, several subsequent depth trends of identical direction can be observed, which is taken as a likely indication of rock stresses of the same character.

In *Figure 5* the most characteristic acoustic properties of fracture zones can be observed:

- gradually increasing velocity moving away from the fracture (in the figure downward from fractures at 99.8 and at 123 m),
- decrease in characteristic frequency with a decrease in the acoustic wave propagation velocity,
- increase in acoustic attenuation with decrease in velocity (in the figure marked with lighter colours),

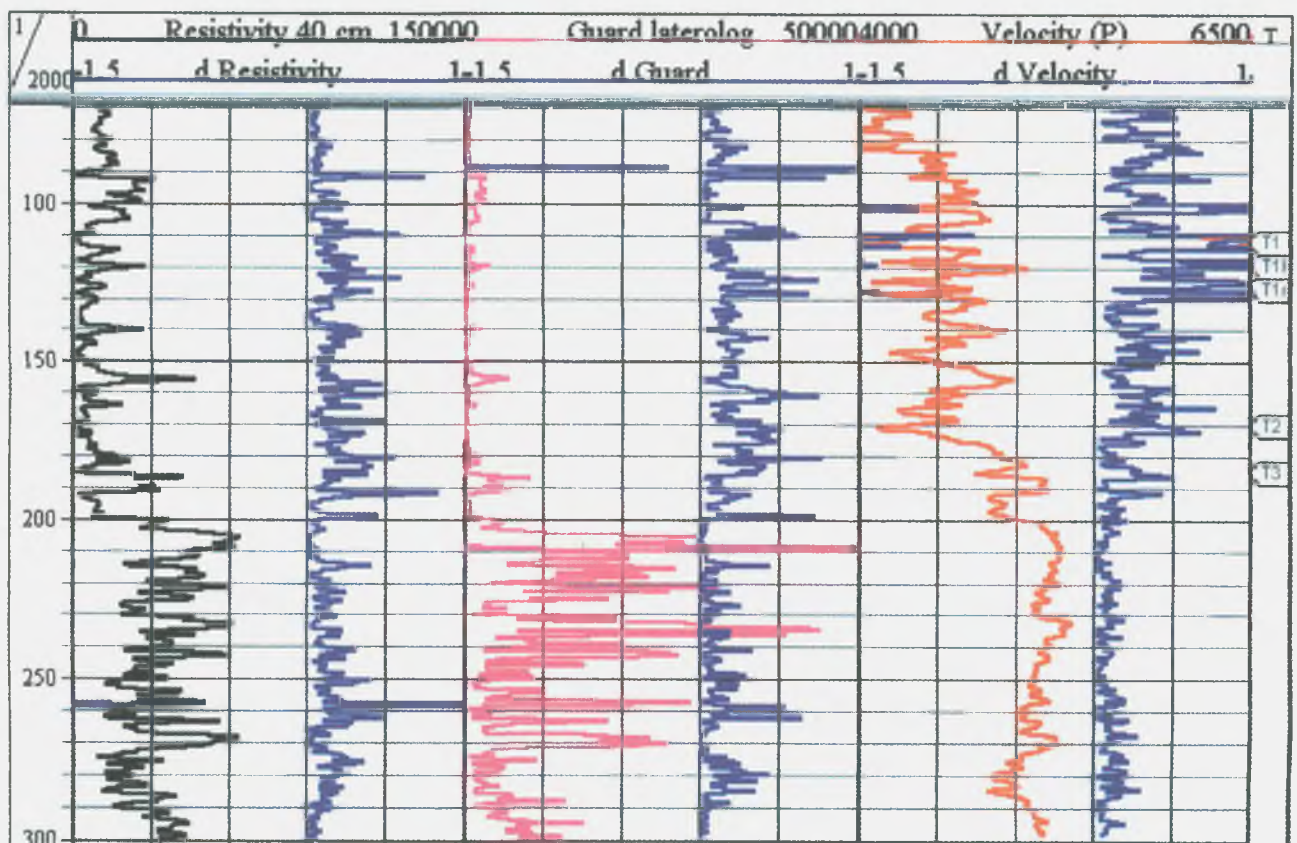


Figure 2. Differential logs of resistivity and acoustic-wave velocity in Borehole Üh-23

2. ábra. Ellenállás és akusztikus hullámterjedési sebesség differenciál görbéje az Üh-23 fúrásban

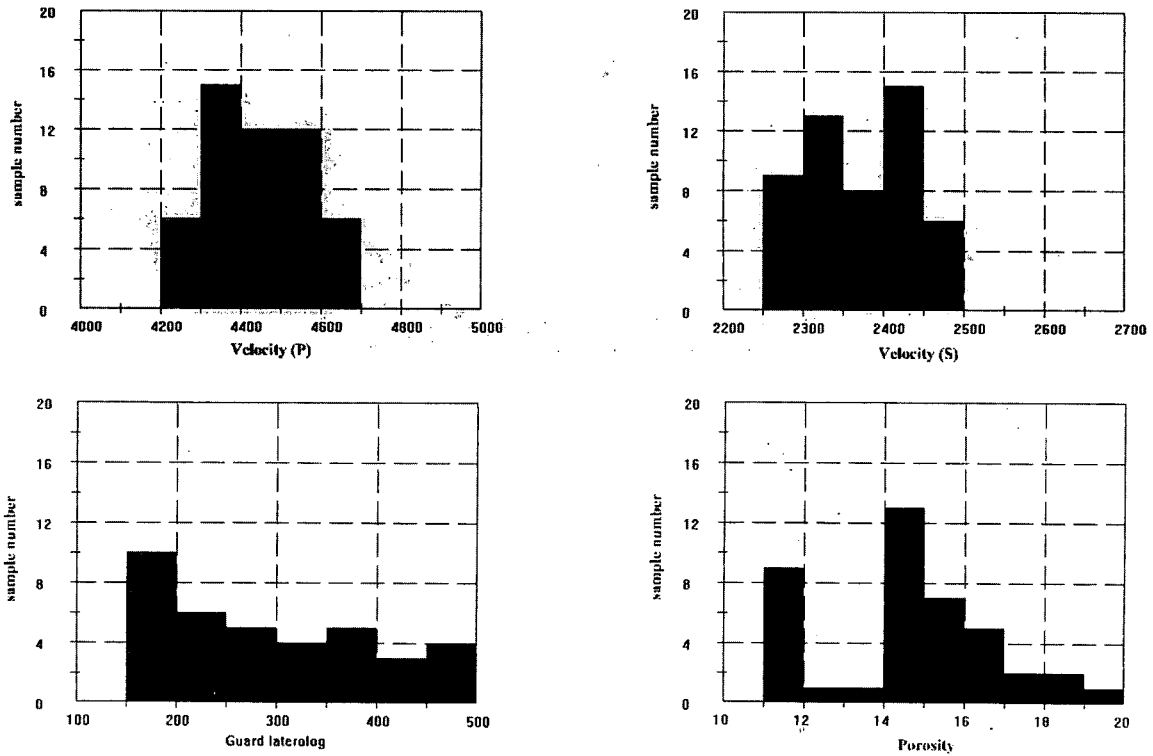


Figure 3. Histograms of strongly fissured depth interval 168-173 m in Borehole Űh-23

3. ábra. Az Űh-23 fűrás 168-173 m közötti erősen repedezett szakaszának histogramjai

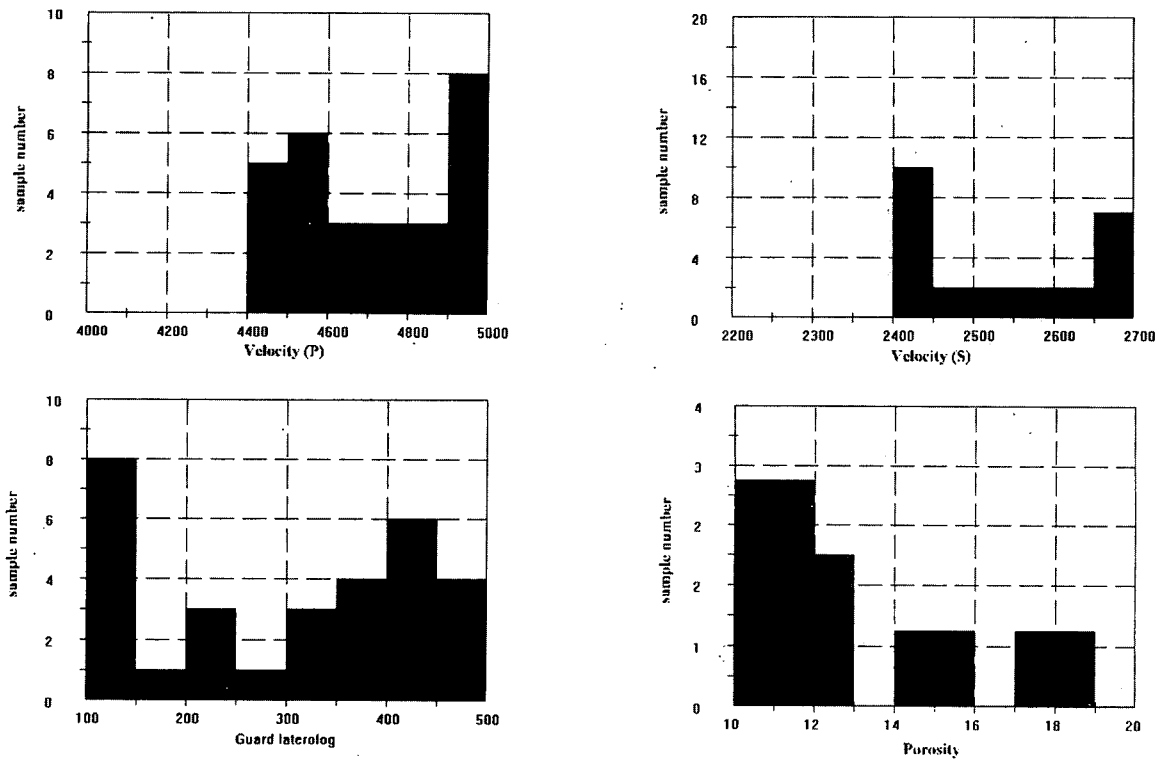


Figure 4. Histograms of the fractured interval 214-217 m in Borehole Űh-2

4. ábra. Az Űh-2 fűrás 214-217 m között található töréses övének histogramjai

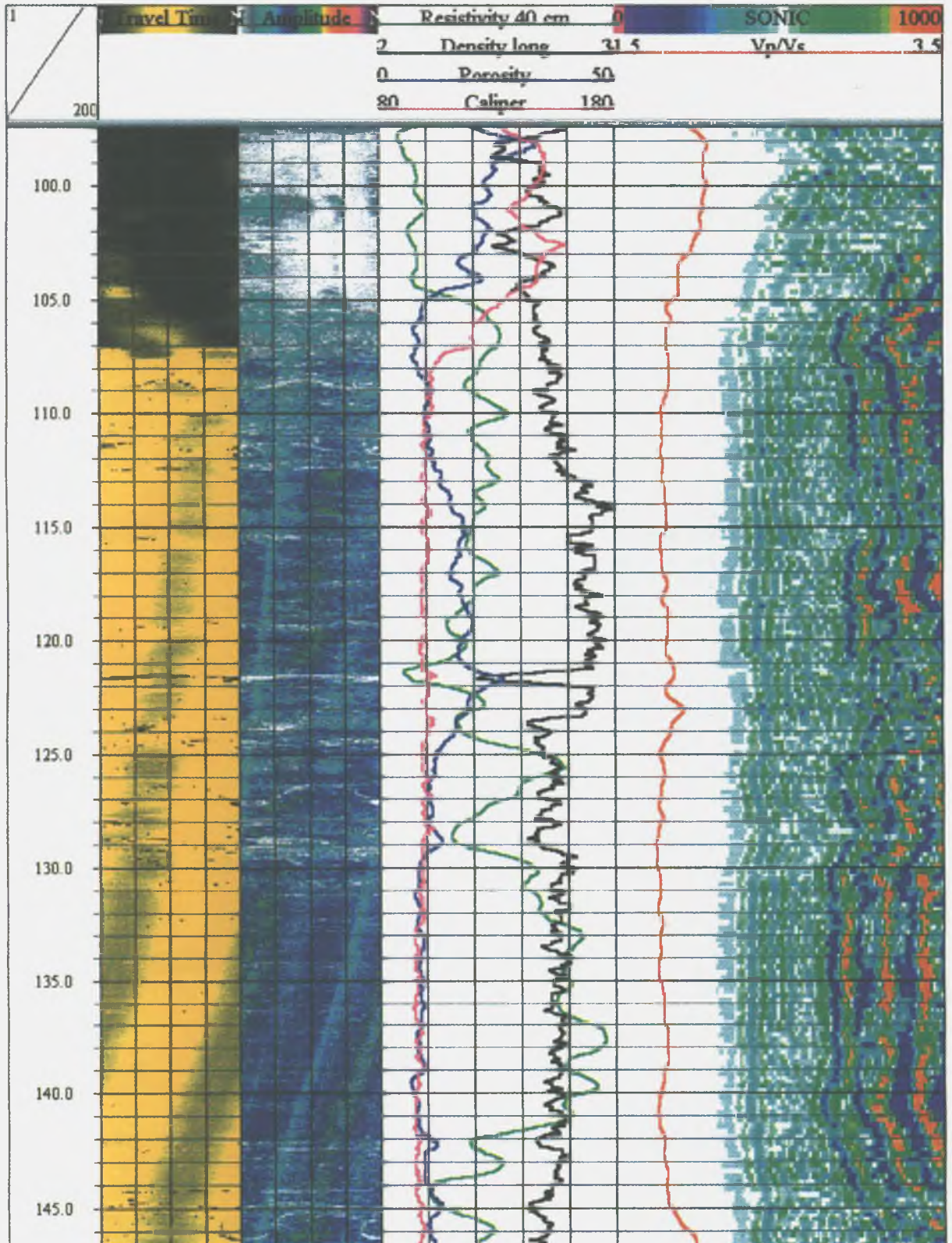


Figure 5. Borehole televiwer and acoustic waveform record in Borehole Űh-3

In waveform the depth-orientated stripes of stronger colours (blue, yellow) show the presence of shear waves of higher amplitude

5. ábra. Akusztikus lyukfal-televíziós és akusztikus hullámképfelvétel az Űh-3 fúrásban

A hullámképen az erősebb színű (kék, sárga) mélységirányú csíkok a nagyobb amplitúdójú nyíróhullám jelenlétét mutatják

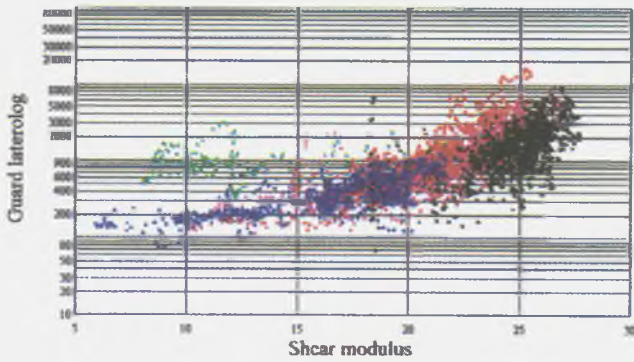


Figure 6. Relationship between the shear modulus and electric resistivity in Borehole Üh-22

Green = 53–103.4 m, red = 103.4–187 m, blue = 187–309 m, lilac = 309–390 m, black = 390–500 m

6. ábra. A nyírési modulus és az elektromos ellenállás kapcsolata az Üh-22 fúrásban

Zöld = 53–103,4 m, piros = 103,4–187 m, kék = 187–309 m, lila = 309–390 m, fekete = 390–500 m

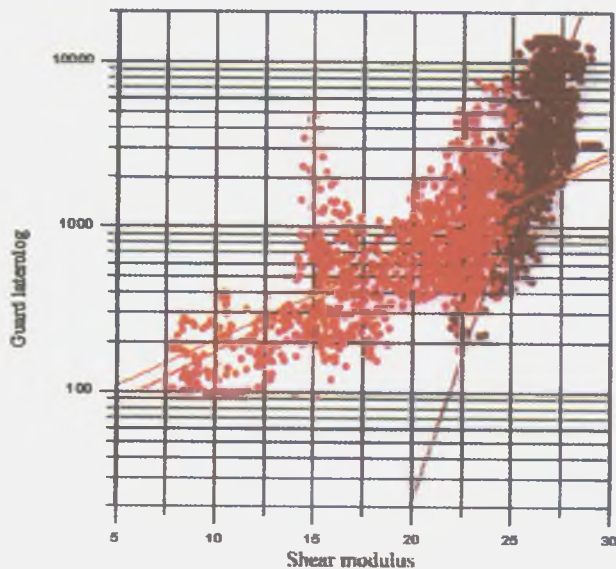


Figure 7. Relationship between the shear modulus and the electric resistivity in Borehole Üh-3

Orange = 85–100 m, red = 105–200 m, brown = 200–300 m

7. ábra. A nyírési modulus és az elektromos ellenállás összefüggése az Üh-3 fúrásban

Narancssárga = 85–100 m, piros = 105–200 m, barna = 200–300 m

– increase in the ratio V_p/V_s with increasing fracturing, and frequency dependence of the ratio V_p/V_s and absorption.

In what follows we attempt to throw light on the connection between the parameters by studying cross-plots, deducing from this the integrity of the rock matrix, after which the separation of open and closed fissures based on borehole televiewer measurements is discussed.

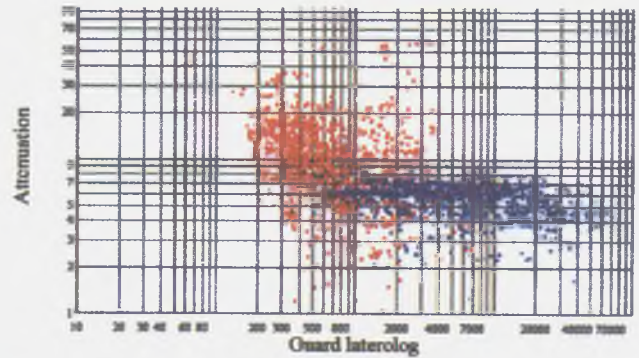
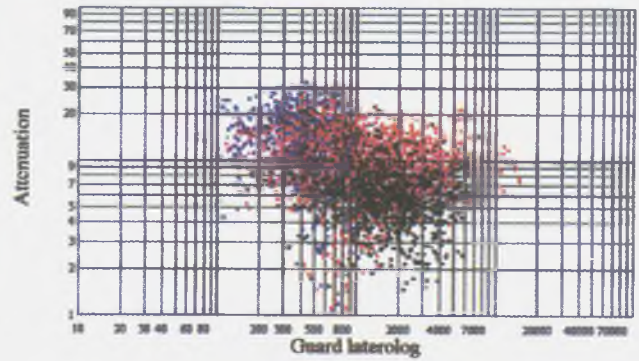


Figure 8. Relationship between the guard laterolog and acoustic attenuation in Boreholes Üh-22 (a) and Üh-23 (b)

Üh-22: red = 103.4–187 m, blue = 187–309 m, lilac = 309–390 m, black = 390–500 m Üh-23: red = 91–199 m, blue = 199–300 m

8. ábra. Guard laterolog és az akusztikus csillapítás összefüggése az Üh-22 (a) és Üh-23 (b) fúrásban

Üh-22: piros = 103,4–187 m, kék = 187–309 m, lila = 309–390 m, fekete = 390–500 m; Üh-23: piros = 91–199 m, kék = 199–300 m

4.1. Study of the relationship between the parameters, and conclusions concerning the integrity of the rock matrix

The relationship between the individual parameters is – just like in the case of the parameters of the weathering crust (ZILÁHI-SEBESS *et al.* 2000) – characteristic for the individual fracture zones.

A study of the inter-relationship between the geomechanical parameters for the whole rock is needed for the characterisation of the fracture zones. This relationship is basically determined by the structure of the fissure system. In this respect, we consider the fracture zone as an element of a larger structure, therefore investigation of the relationship between the parameters themselves at different scales means investigation of the relationship between the whole fissure system and the larger fracture zones. In other words, the relationships represented by the cross-plot which are valid for the individual fracture zones separately can significantly differ from the relationship determined from all depth points for the whole rock. Among the main reasons the pressure increase with depth is critical, which

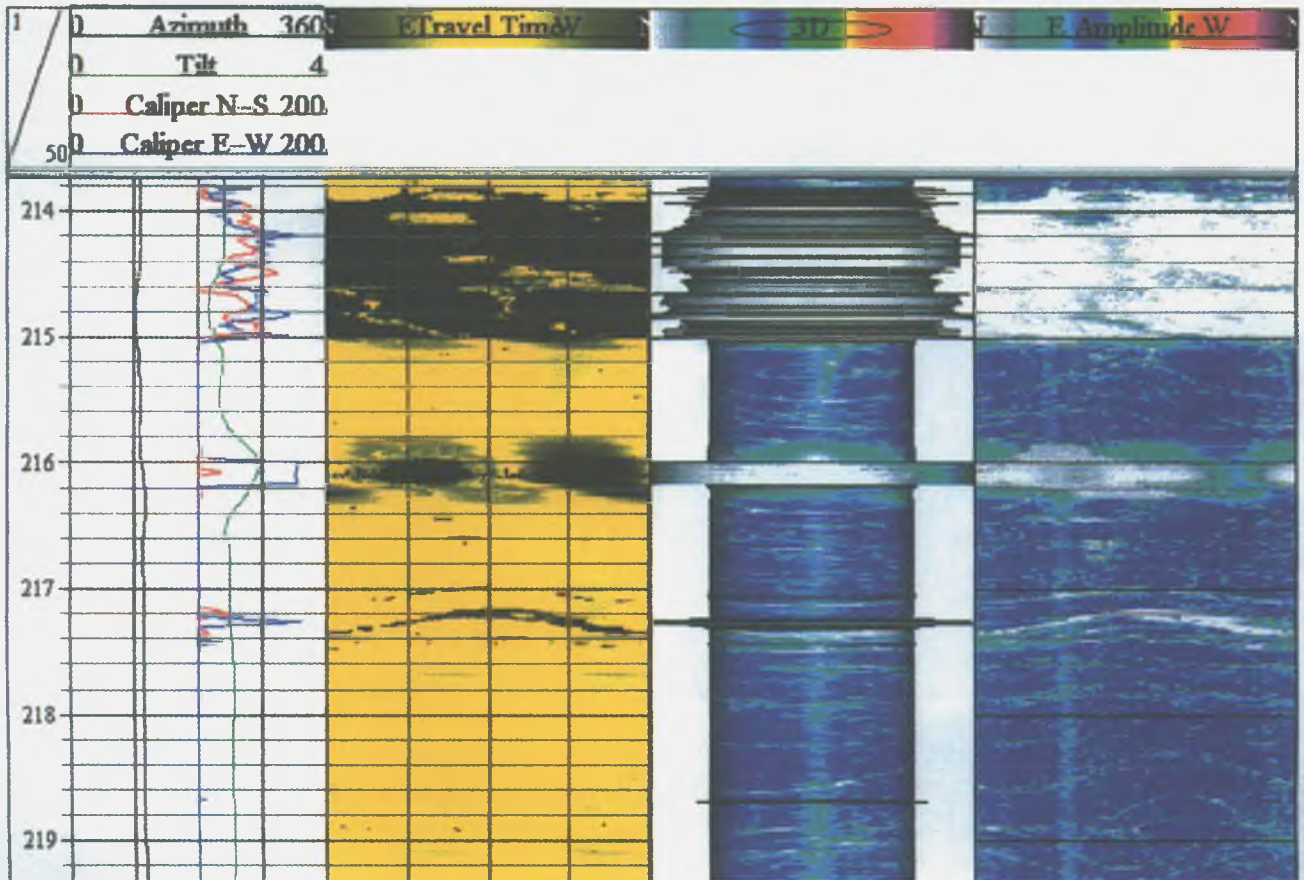


Figure 9. Borehole televiwer measurement in Borehole Üh-2

9. ábra. Akusztikus lyukfal-televíziós mérés az Üh-2 fúrásban

even in the case of surfaces in contact and considered constant is able to increase the shear resistance alone without any kind of cementation, but not the electric resistivity, if the specific surface otherwise does not change.

In our experience the logarithm of electric resistivity is directly proportional to the shear modulus (Figure 6). Studying sections separately it turns out, however, that the connections differ from each other according to depth sections, which explains the relatively high scattering of the relationship taken for the whole borehole.

In Borehole Üh-22 (Figure 6) the shear modulus is directly proportional to the integrity of the rock matrix, or to fissure density and thickness, while electric conductivity is proportional at least to the second power of pore volume according to Archie's formula ($R_t - R_w / \Phi^2$). Electric conductivity is proportional to the specific internal surface, because the conductivity of the bound ion-rich water is by one to two orders of magnitude higher than that of the free fluid. It follows from this that the more complicated the internal surface the higher the conductivity. Considering all depth points, the increase in resistivity *versus* shear mod-

ulus is stronger than exponential, which derives from the fact that the smaller the width of a fissure the higher the probability that from a certain portion of the planes in contact the electrolyte is squeezed out, and tortuosity of the pore volume represented by the fissure also increases. Where the conductive fluid is squeezed out, *i.e.* in a capillary crack system of micron size, the resistance to shear force approximates the parameters of the fissure-free rock depending on pressure. MESKO (1995) discusses in detail the connection between the propagation velocity of elastic waves and micro-cracks, which is closely related to the shear modulus.

In Borehole Üh-3 (Figure 7) at high shear moduli – in the interval between 200–300 m – large changes in resistivity coincide with small changes in shear modulus, which can be explained by large change in tortuosity. This situation exists in fissures of very small width, where the bulk of the opposite surfaces of fissure fit into each other. This ensures high shear strength, but the volume that can be filled with electrolyte, and the associated tortuosity can change even orders of magnitude, while the effective sur-

face in contact changes only very slightly. In the depth interval of 105–200 m the logarithm of electric resistivity, where the shear modulus shows a major shift, changes to a smaller degree than in the lower section, suggesting that the fissures can generally be thicker and can contain free fluid, too. In the fissure system the conducting surfaces, and surfaces in direct contact and therefore non-conducting, may be roughly in equilibrium.

Acoustic attenuation is roughly inversely proportional to the electric resistivity (Figure 8). Acoustic attenuation is calculated from the longitudinal wave trains, thus it is less sensitive to micro-fissuring than the conductivity, proportional basically with the specific surface of micro-fissuring, thus the higher the resistivity the higher the scattering of attenuation. In the case of Borehole Üh-22 as well as the existence of inverse proportionality, scattering of the relationship is much larger than in Borehole Üh-23. This is primarily due to the higher sensitivity of Guard Laterolog to micro-fissuring.

4.2. Separation of open and closed fissures based on the borehole televiewer measurement

In general, the amplitude image is richer in details, and fissures not seen with the acoustic appear only on here (Figure 9, the white sinusoids below 217.5 m). The larger open fissures appear in the travel time image as black sinusoids between 217.0 and 217.5 m.

Fissures are ranked into the following four categories based on the BHTV images:

- closed fissures providing a complete sinusoidal;
- open fissures providing a complete sinusoidal;
- thin (intersected) fissures providing incomplete sinusoidal;
- patch-like and thick, short, sinusoidal fragments.

These categories were used in statistical processing of fissure directions obtained from borehole televiewer measurements. Only those fissured zones are considered real fracture zones where a large number of open fissures can be seen on the borehole televiewer reflection time image.

5. Methods to determine the dip of fracture zone

Reliability of determination increases if the dip of a fracture zone can be determined with several independent methods. Tectonic dips were determined at the Üveghuta site from two kinds of measurement, from acoustic waveform and acoustic borehole televiewer image, in three basically independent ways. In contrast with the dip values we can perform determination of dip direction based only on the acoustic borehole televiewer measurement according to two principles – statistics and individual fissure direction interpretation.

In what follows we discuss the reflections obtained from the acoustic waveform, then the direction statistics from

acoustic borehole televiewer, and finally the edges of fracture zones detected by the acoustic borehole televiewer.

5.1. Reflections from the acoustic waveform

In the acoustic waveform, in addition to the compression (P), shear (S) and tube waves reflections obtained from the larger fracture surfaces can also be observed (usually at the end of a fracture zone identifiable in the acoustic waveform and in the electric resistivity log which shows maximum fracturing, Figure 10). The reflection time increases going away from the intersection of the reflecting plane and the borehole, thus a straight line section appears in the acoustic waveform enclosing a certain angle with the depth axis; this represents a section of the travel time-distance curve and starts from the first arrival. These straight line sections are produced by the interference between the wave reflected from the fracture plane and other waves. (Mostly two straight line sections are considered, because we obtain reflections above and below the reflecting plane as well, therefore we can see a V-form in the acoustic waveform).

Knowing the propagation velocity of acoustic waves characteristic for the rock, dip of the fracture zone can be computed from the position of the straight line section. The most frequent dips are around 45–50° and 70–80° (e.g. reflections that can be seen in Figure 10 represent dips of 44 and 66°). This is consistent with the average dip values detectable in acoustic borehole televiewer measurement. Dips of around 20° can also be detected, but for values smaller than these, the inaccuracy is too large, i.e. we cannot characterise them quantitatively. Reliability of dips identifiable from acoustic waveform can be better than that of data obtained with other measuring devices or core analysis, because information is obtained from an m-order vicinity of the borehole. Its disadvantage is that being a circular symmetric measurement no dip direction can be identified.



Figure 10. Acoustic waveform from Borehole Üh-23

5.2. Direction statistics of acoustic borehole televiewer

Fissure direction statistics have been applied based on the borehole televiewer measurements, and we also attempted to determine the position of the major fracture zones which are thought to exist further away from the borehole. The direction distribution of dip azimuths have been plotted in a rose diagram. For plotting, the circle is divided into segments of certain angle. The radius of the coloured segment is proportional to the number of azimuths falling into the direction of the segment normalised to the total number of azimuths falling into the given depth interval. In the rose diagrams we generally used a division of 10°, or with too few data, 20°. In this representation dip values are not taken into account. (Unlike the diagrams used in geology not the strike but the dip of fissures is plotted in the rose diagrams, therefore the diagrams are not symmetrical). It is called *characteristic direction* if a definitely separated frequency maximum falls into one or two neighbouring segments. We apply the term *more characteristic direction sector* if the frequency maximum occupies several segments, *i.e.* it is smeared out over a certain angle interval. The fissure system of a larger block can also be characterised by the direction statistics, and information can be obtained comparing them with the position of fracture zones on the existence or possibility of a connection between them.

In Borehole Ūh-22 (*Figure 11*) the most frequent characteristic direction of closed fissures in the granite body is northern, although the western direction is separated as a definite frequency maximum, but with a relatively small weight. According to the direction statistics, open fissures with a northern direction are also common in Borehole Ūh-22. Dominant NNW and SW directions exist only in the upper part of the solid granite for the thin fissures, providing incomplete sinusoids. In the lower zone the directions are more scattered and the two most frequent directions are W and NNE. The characteristic direction of the thick fissures providing an incomplete sinusoidal is unambiguously northern in the uppermost section, while in the lower one appears as a strong eastern supplementary direction as well.

According to the rose diagrams shown in *Figure 12* the majority of all fissures in the 168–185 m interval of Borehole Ūh-23 falls into the NW segment. The most frequent direction of open fissures is NW (this coincides with the direction determined from the individual fissure edge for zone T3), while the second most frequent direction is SE.

5.3. Edges of the fracture zones detected by acoustic borehole televiewer

Where a large number of wide, open fissures can be seen in the borehole-televiewer record, frequently converging, those depth intervals are called *fractured section*. In contrast with the other sections, these cannot be correctly characterised based on the fissure density, because the fissure planes frequently do not provide a complete sinusoid curve in the record.

Dips and azimuths representing possible faults

Table 2

Ūh-22				
	depth of borehole [m]	dip [°]	dip direction [°]	main criterion of selection
T1 below the top	90.8	42	246	A ³ E
T3 fk top	156.7	71	154	A ³ E
T3 k top	170.6	64	335	B ² E
T3 below the top	178.4 (178.4–178.8)	59	350	A ⁴
T3 bottom of a larger zone (lack of data above it)	186.8	52	18	D ²
T4	239.7 (239.7–241.7)	74	1	D ³
T4 middle	241.5	73	0	D ¹
T5 top	276.5 (276.5–278.0)	62	145	A ³
T6 middle	295.8 (293.8–295.7)	59	6	C ⁴
T7 top	381.0	63	5	B ¹ E

Marks T1, T2 *etc.* serve to identify the fracture zone. The numbers in the upper index show the quality of sinusoid curve fitting, *i.e.* reliability of the individual interpretation, increasing from 1 to 5. See the selection criteria in the text. In the case of categories C and D the edges of the fracture zones observable on the borehole televiewer image are marked.

Of the fracture zones in the reflection time image of the borehole televiewer, those sections which contain many open fissures, for which the real dip can be determined relatively accurately are called *probable fracture* (*Table 1*). The dips representing probable fractures, usually located within the most heavily fissured sections, were not identified on a statistical basis, because determination of the fissure planes is uncertain, thus the statistics constructed from it do not satisfactorily characterise the depth interval.

The most reliable position data can be determined at the edge of a selected zone, at the boundary between the fresh rock and the crushed zone. When this was not possible, a sinusoid with an apparently correct direction – possibly repeated several times – was chosen close to the boundary of the crushed zone (*Figure 5*).

The main criteria for selection were the following:

- How sharply is the edge of the crushed zone separated from its vicinity (in contrast to zones marked T in *Table 1*, where the acoustic waveform and electric resistivity are determining parameters, here case edge of the crushed zone means strictly the edge of the zone consisting of open fissures which can be seen in the borehole televiewer image)?
- How perfectly can a sinusoid be fitted to the selected fissure, *i.e.* how accurately does it represent a plane?
- Is the direction obtained repeated in the close vicinity (within 1–2 m)? Does the direction obtained coincide with the direction of other fracture zones (this criterion is based on the assumption that if a direction is really characteristic for an area, then it can also appear in the direction of more fissured zones)?

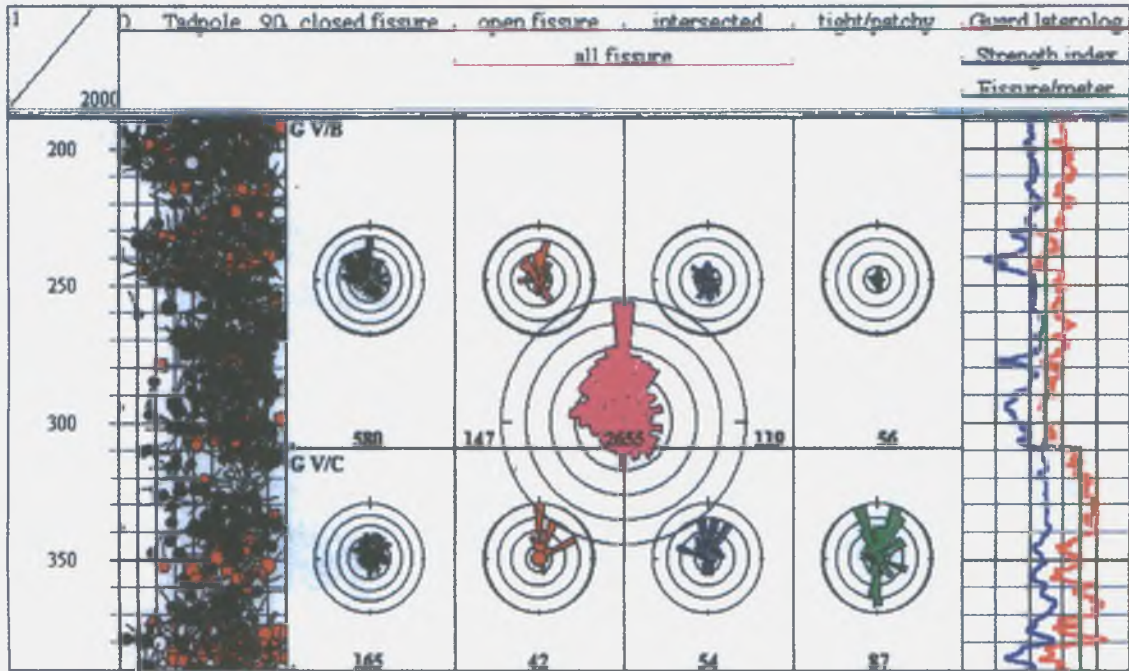


Figure 11. Direction statistics of two blocks in Borehole Üh-22

11. ábra. Az Üh-22 fúrás két tömbjének iránystatisztikája

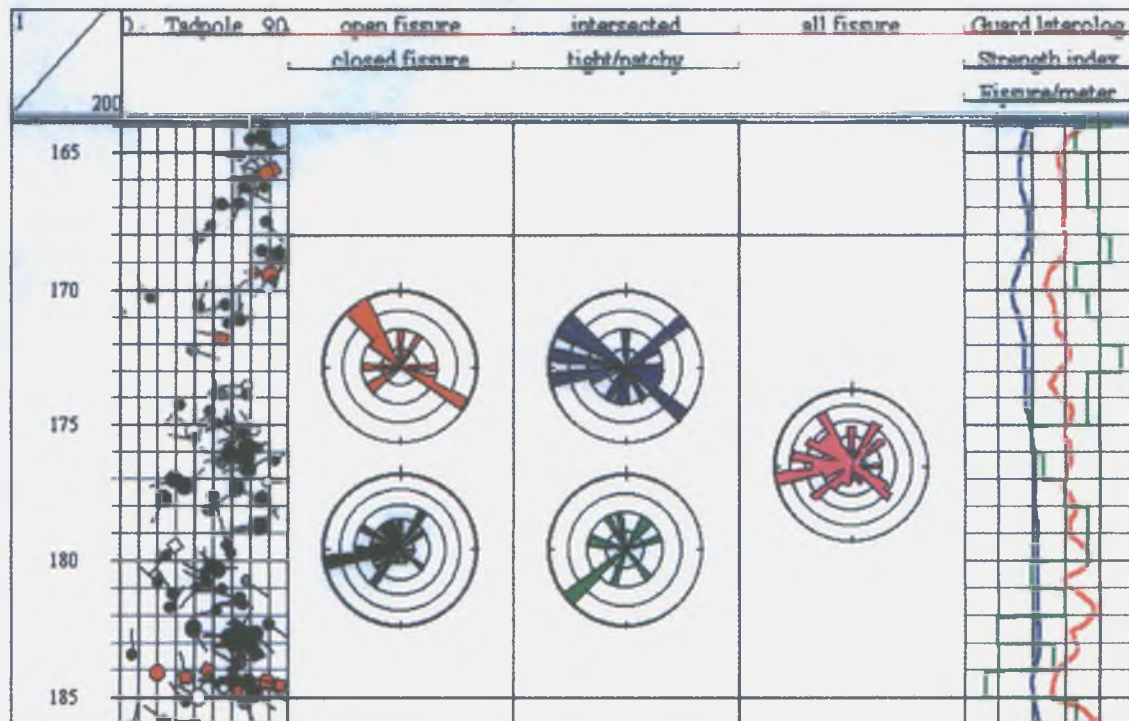


Figure 12. Direction statistics of a block in Borehole Üh-23

12. ábra. Az Üh-23 fúrás egy tömbjének iránystatisztikája

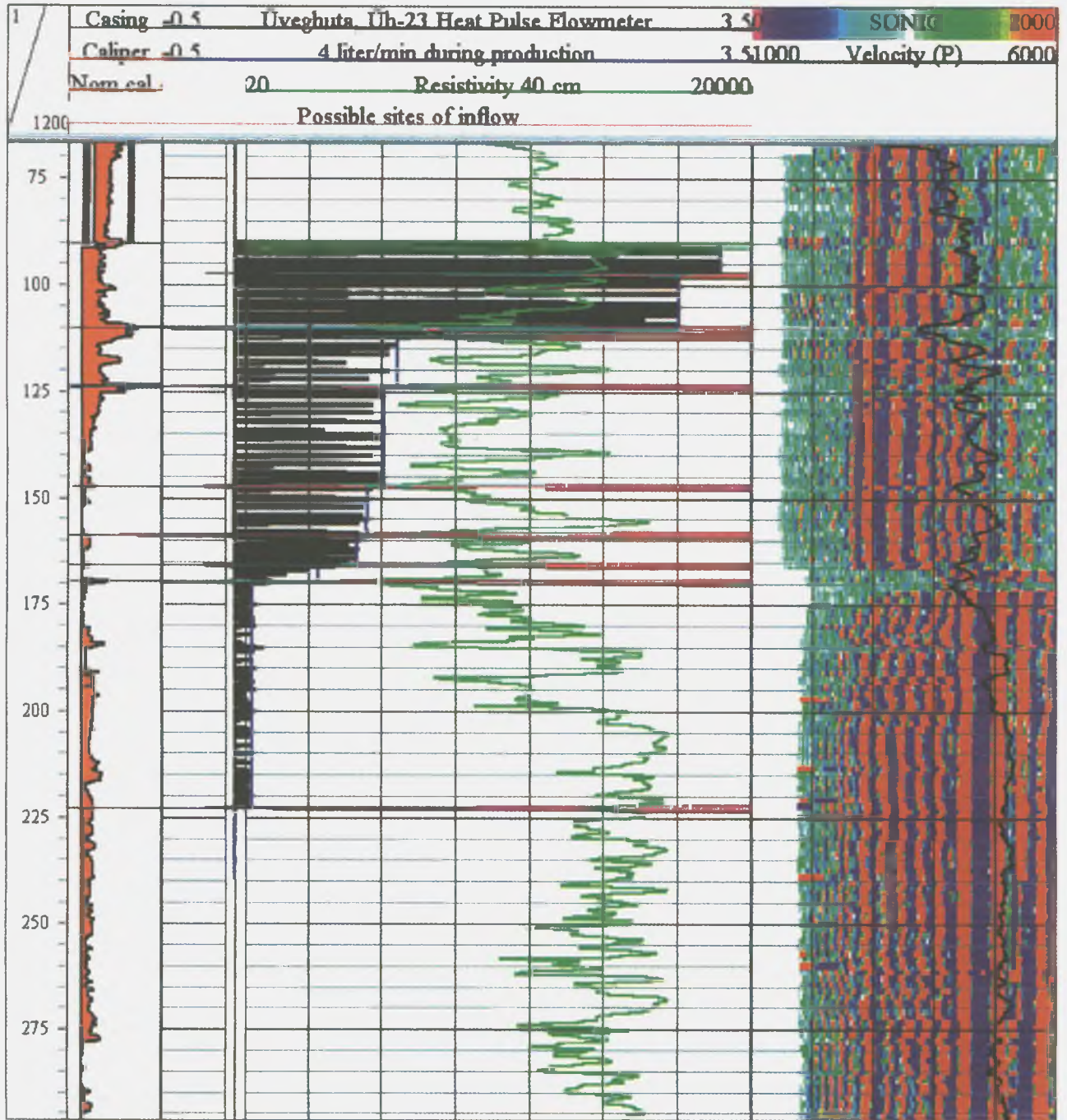


Figure 13. Interpretation of the heat-pulse flow measurement in Borehole Üh-23

13. ábra. Hőimpulzusos áramlásmérés kiértékelése az Üh-23 fúrásban

The tectonic directions selected on the basis of these criteria, and representing the selected possible fault are ranked into the following categories:

- A) Fissure edge: sharp and a sinusoid can closely be fitted to it on the laid out cylinder-jacket.
- B) Fissure edge: less sharp, sinusoid can less closely be fitted to it, but its direction is repeated several times.
- C) Edge of the fracture zone: less sharp, but a sinusoid

can closely be fitted to it, and the obtained direction is repeated for several fissures.

- D) Edge of the fracture zone: less sharp, a sinusoid can poorly be fitted to it, but the obtained direction is similar to the direction of other zones.
- E) In the close vicinity of selected fissure (1-2 dm) there is no continuous fracture zone and this is taken into account as an independent condition.

The fissure edge or edge of the fracture zone can be an easily identifiable sharp line, but the sinusoid can be only imperfectly fitted to it, if the fissure plane is curved. It is marked separately at the place of determination within the fracture zone. In Table 1 the numbered zones marked with T are the fracture zones which are not interconnected. Each fracture belt is part of a zone with definite depth trend in fracturing determined on the basis of a resistivity and an acoustic measurement.

6. Hydraulic characterisation of fracture zones, influxes

In fissured rocks, like the granite at Üveghuta, flow is connected to fissures, fractures, fracture zones. In packer tests, longer, several m or several tens of metres long sections are investigated and the average parameters of these are determined. For a more accurate hydrogeological interpretation it is, however, necessary to know in these or in other sections which influxes are connected exactly to which fractures and what is the intensity of influx. A practical solution is the direct flow measurement. In the boreholes (of nearly 100 mm diameter) at the Üveghuta site the water yield is maximum 5 l/min (even in the case of several tens of metres depression) in most cases due, therefore the flows in the boreholes are extremely low, their velocity is not more than 0.5 m/min. The operating threshold of the available traditional rotor tools is 2 m/min, *i.e.* four times higher than the maximum value. After test measurements in some boreholes we were convinced that no flow could be detected with this tool. Therefore for further measurements we used a high sensitivity heat-pulse flowmeter manufactured by Mount Sopris.

Figure 13 shows the heat-pulse flow measurement in Borehole Üh-23. In addition to the data, places of influx determined from the measurements are also plotted, and some other logs as well (calliper, resistivity, acoustic waveform and velocity). The logs identify the fractured section above 175 m and within it locations of the individual fissures (the calliper increases, the resistivity and velocity decrease). It can be stated from the measurements that the

majority influx occurs in the fractured section and within it the influx is connected to the fissures (below 170 m there is only a weak influx of 0.12 l/min at 223 m).

In addition it can be stated that influx does not take place at each fissure (*e.g.* at 117.5) and the degree of influx is not always in closely related to the size of fissure. From the large cavity at 124 m, for example, only an insignificant volume of water (0.09 l/min) flows into the borehole. At 110 m the influx is 1.59 l/min which is one of the highest values in the whole area, although only the velocity log shows strong fissuring, while in the other boreholes there are fracture zones of lower velocity as well.

Summarising, it can be stated that the heat-pulse flow measurement has achieved its goal, indicating places of influx in the individual boreholes with good reliability, satisfactory detail and giving the associated yields. Reliability of the yield values is generally good. Heat-pulse flow measurements complement the short and long duration single hole and interference packer tests. Their main advantage is that they are relatively quick and uniformly map the whole borehole.

7. Summary of the results

Resistivity measurement is sensitive to the fissure system with argillaceous alteration which is imperfectly filled with calcite veins, and to the hydraulically inactive ones which are filled with ion-rich, bound water.

From the acoustic waveform measurement not only are fracture zones detected, but also the velocities of the longitudinal wave (V_p) and transversal wave (V_s) and from these the elastic rock parameters can be determined. Based on the borehole televiewer measurements it can be decided which of the fracture zones identified on the basis of acoustic and resistivity measurements contains open fissures, and thus are potential hydraulically active zones. We have established that although the most dominant dip directions of fracturing change by fracture zones, the most frequent directions are N and W.

References

- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARSI, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MESKÓ, A., 1995: *Rugalmas hullámok a földben* (in Hungarian: Elastic waves in the earth). – Akadémiai Kiadó, Budapest, 184 p.
- ZILAHY-SEBESS, L., 1999: A mélyfúrásgeofizikai mérések értelmezése az Üh-22 és Üh-23 fúrásokban és korrelációs lehetőségek az Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5 és Üh-6 fúrásokkal. Jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából. „A kis és közepes aktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése” R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás keretében (in Hungarian: Well log interpretation of Üh-22 and Üh-23 and the feasibility of correlation between Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5 and Üh-6 wells. Report commissioned by the Geological Institute of Hungary. In the framework of the PHARE Project R4.09/94 “Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste”). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

- ZILAHÍ-SEBESS, L., 1999: Mélyfúrás-geofizikai vizsgálat (in Hungarian: Geophysical logging). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., KASZA, Z., and TÓTH, I., 1998: A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (in Hungarian: Correlation based on well logs in the sedimentary cover of granite, and possibilities for correlation in granite). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., and SZONGOTH, G. 1997: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. A mélyfúrás-geofizikai szelvények alapján történő korreláció módszertani alapjai a negyedidőszaki összletben és a granitoid összlet felszíni hatásra átalakult szakaszán (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Site investigation in the vicinity of Üveghuta. Methodological basis for the correlation based on the geophysical well-logs in the Quaternary sequence and in the section of granitoid sequence altered due to surface effect.). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

A GRÁNIT TÖRÉSES ÖVEINEK JELLEMZÉSE MÉLYFŰRÁS-GEOFIZIKAI ADATOK ALAPJÁN AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELYEN

ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ*, MÉSZÁROS FERENC*, SZONGOTH GÁBOR**

*Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Tanulmányunkban a felszíni hatásoktól mentes, üde gránit repedezett, esetleg töredezett zónáinak mélyfúrás-geofizikai vizsgálatával foglalkozunk annak érdekében, hogy az üveghutai gránit hidrogeológiai tulajdonságait jellemezzük. A kijelölt üveghutai telephely körzetében hat olyan fúrás mélyült, amely elérte ezt a képződményt, így az ezekben a fúrásokban végzett méréseket használtuk fel a töréses övek jellemzéséhez. A töréses övek alaposabb tanulmányozását az tette lehetővé, hogy a fúrásokban a klasszikus mélyfúrás-geofizikai méréseken felül teljes akusztikus hullámkép felvételeket is készítettünk és Magyarországon először akusztikus lyukfaltelevíziós (BoreHole TeleViewer, BHTV) méréseket és nagyérzékenyséű áramlásmérést (Heat-Pulse Flowmetry, HPF) is végeztünk.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezését célzó földtani kutatás keretében a Mórággyi rög területén Üveghuta térségében mélyült fúrásokban a MÁFI megbízásából 1996–1999 közt végeztünk méréseket (ZILAHÍ-SEBESS, SZONGOTH 1997; ZILAHÍ-SEBESS et al. 1998; ZILAHÍ-SEBESS 1999). A mélyfúrás-geofizikai mérések kivitelezése és értelmezése az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a Geo-Log Kft. feladata volt. A teljesítés nyomán részletes képet sikerült kialakítanunk a negyedidőszaki lösz-összletről, a gránit mállási köpenyről és az üde gránit repedezett zónáiról. Jelen kötetben mindhárom témakörnek külön tanulmányt szentelünk.

A felszíni hatásoktól mentes gránitban a fizikai paraméterek nem függenek a mélységtől, hanem elsősorban a kőzet repedezettségével, bontottságával, másodsorban a kőzetösszetétellel vannak összefüggésben. Az üde gránit geotechnikai szempontú tagolását elsősorban akusztikus és elektromos mérésekre alapoztuk, hasonlóan a gránit mállási kérgének tagolásához (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2000).

Az erősebben repedezett töréses öveket a repedezettség mértékével arányos fizikai paraméterekkel (pl. repedéssűrűség), valamint települési helyzetükkel (dőlés, dőlésirány) jellemeztük.

A töréses övek településének meghatározása – mivel a mélyfúrásgeofizikai információ kis térfogatra vonatkozik – elég bizonytalan. A bizonytalanságot azzal csökkenthetjük, ha több egymástól független módszert próbálunk ki. A töréses övek települését háromféle módon határoztuk meg:

- az akusztikus hullámképen azonosítható reflexiókból;
- az akusztikus lyukfal-televízió iránystatisztikáiból;
- az akusztikus lyukfal-televízióval kimutatott töréses övek szélének településéből.

A töréses öveket hidraulikai szempontból a beszivárgó vízmennyiség alapján jellemezhetjük.

Az alábbiakban először a repedezett granitoid kőzetek mélyfúrás-geofizikai értelmezésének sajátosságait, majd az üde gránit geotechnikai szempontú tagolását ismertetjük, ezután a töréses öveket fizikai paramétereik eloszlása alapján jellemezzük, vázoljuk a töréses övek dőlésének meghatározási módszereit, hidraulikai jellemzést adunk a töréses övekről és bemutatjuk a beszivárgásokat, végül összefoglaljuk eredményeinket.

2. A repedezett granitoid kőzetek mélyfúrás-geofizikai értelmezésének sajátosságai

A szilikátos összetételű kristályos (magmás és metamorf) kőzetek geofizikai értelmezése több szempontból különbözik az üledékes kőzetektől:

A kőzetnek gyakorlatilag nincs összefüggő mátrix- vagy blokkporozitása, minden pórusról másodlagos mechanikai vagy kémiai elváltozáshoz kapcsolódik. A pórusról eloszlása az erősen inhomogén repedésrendszerhez kötődik. A hasadékok és különösen az utólag kitöltött hasadékok környezetében – a kontakt hatások miatt, amelyekbe a nem hidrotermás kis hőmérsékletű agyagásványos elváltozásokat is beleértjük – a fizikai paraméterek szempontjából nem lehet egységes mátrixszal számolni, ellentétben az üledékes kőzetekkel, amelyekben, az ülepedés révén a kőzetmátrix makro méretekben viszonylag egységes. (Hasadék létrejöhet két, fizikai paramétereiben különböző kőzettest határán is, ahol már eredetileg is inhomogén volt a kőzet sűrűsége és neutronporozitása.) Ennek az a következménye, hogy a nukleáris geofizikai mérések (neutronporozitáció, gamma-gamma sűrűségmérés) kristályos kőzetekben elsősorban kőzetminőségbeli és csak másodsorban a porozitás-

beli változásokat tükröznek. Más szavakkal az üledékes közetekben használt, hagyományos porozításkövető módszerek eltekintve a kavernás szakaszoktól közettani változásokat jeleznek (1. ábra, 2. és 3. oszlop)

A repedezettség elsősorban a kőzetmechanikai paraméterekben és a kőzet belső fajlagos felületében okoz nagy változást, a porozításban melynek abszolút értéke kicsi kevésbé, ezért 3-5% porozítás alatt a porozitásszámítás tulajdonképpen csak nagyságrendbecslést jelent. (A kőzetanyag esetleges kémiai bontottságát a neutronporozítás megnövekedése jelzi, ha az bármilyen víztartalmú ásvány keletkezésével jár együtt.)

A töréses övek közös jellemzője, szemben az ép kőzetszakaszokkal, a kőzet változékonyságára és a belső felület nagyságára érzékeny fizikai paraméterek inhomogenitása. A repedésrendszerre, illetve az azt kitöltő folyadékra elsősorban az akusztikus és főleg az elektromos mérések érzékenyek. A fentiekből következik, hogy a gránit geotechnikai jellemzését nagymértékben az akusztikus (akusztikus hullámkép és akusztikus lyukfal-televízió) és elektromos (normál ellenállás, fókuszált ellenállás) módszerekre alapozzuk.

A töréses övek paramétereit az üde gránitához viszonyítjuk. Az üde gránitra jellemző, hogy a longitudinális hullámsebesség nagy, viszonylag állandó, és nagy az átlagos elektromos ellenállása is. Csak zárt repedéseket tartalmaz.

Mivel maga a kőzet szigetelő, gyakorlatilag minden ellenálláscsökkenés elsődleges oka a repedezettség és az agyagásványos bontás; ismereteink szerint a területen a félvezető ércásványok olyan ritkák, hogy még a repedésértékelés szempontjából is elhanyagolhatók (az agyagásványos bontás is repedésekből kiindulva támadja a kőzetet) A kőzetrészekben jelenlevő iondús tapadóvíz nagyságrendekkel nagyobb vezetőképeségű, mint a szabad folyadék, ezért az elektromos ellenállás a kőzet fajlagos felületével fordítottan arányos. A mért kőzettérfogatban már 0,1% porozitást képviselő repedezettség is körülbelül 1000 ohmm-re csökkenti a kőzet látszólagos fajlagos ellenállását, így a látszólagos fajlagos elektromos ellenállásban legalább egy nagyságrendnyi csökkenést okoz az ép kőzethez képest miközben a kőzet sűrűsége és neutronporozitása gyakorlatilag változatlan, így az ellenállásmérés a repedezettséget erősen felnagyított formában mutatja. (A tényleges ellenálláscsökkenés tekintetbe véve a kőzet szigetelő tulajdonságát öt-hat nagyságrend, így a mért ellenálláscsökkenés valójában a műszer mérési tartományától függ.) Megjegyezzük, hogy az 1000 ohmm körüli fajlagos ellenállású kőzetben az akusztikus hullám terjedési sebessége még 5000 m/s körüli, de inkább felette van.

Az akusztikus hullám terjedési sebessége a kőzet folytonosságával, belső súrlódásával arányos, ezért fellazult, tektonizált övekben a sebességcsökkenés mértéke különösen nagy lehet (1. ábra). Az erősebben repedezett és emiatt fellazult szakaszokon a kompressziós hullám terjedési sebessége (V_p) és a nyíróhullám sebessége (V_s) erősen lecsökken, azonban a V_p/V_s arány jelentősen megnő. (Kis repedésvastagság mellett nagy sebességű kőzetben fordulhat elő ennek az ellenkezője, vagyis a V_p/V_s arány csökkenése a V_p

sebesség csökkenésével.) Megjegyezzük, hogy az erősebben töredezett szakaszokon a nagy csillapodás miatt a transzverzális hullám az akusztikus hullámkép felvételéből nem mindig jelölhető ki. A nem kavernásodó repedezett szakaszokat a transzverzális beérkezési idő megnövekedése és megnövekedett akusztikus csillapodás jellemzi.

A repedésrendszer nagyfelbontású in situ vizsgálatát teszi lehetővé az akusztikus lyukfal-televíziós mérés, mely az olajiparon kívül új eljárásnak számít Magyarországon. Az akusztikus lyukfal-televízióval egy körbeforgó szonár (szónikus adó) jelének reflexióidejét (Travel Time) és amplitúdóját (Amplitude) mérjük minimálisan 72, maximálisan 288 irányban. Az eredményt színekkel ábrázolva kapjuk meg a lyukfal síkba kiterített képét. A reflexiók idejéből képzett képen csak az akusztikus szempontból nyitott repedések ismerhetők fel, míg a reflexiók amplitúdójából alkotott képen minden olyan alakzat látható, amely a környezetétől eltérő rugalmassági paraméterekkel rendelkezik, így a kitöltött repedések is. A kőzetek akármilyen bontott állapota jól megkülönböztethető a közettani változatoságtól, mivel a bontottság jellegzetesen 5000 m/s alá viszi a sebességet, miközben az amplitúdó csillapodása, szoros összefüggésben a megnövekedett energia abszorpcióval, megnő.

Az erősebben repedezett öveket potenciális vízbeáramlási helyeknek tekintjük; azt, hogy valóban azok-e, a folyadékáramlásokra érzékeny módszerek nélkül nem lehet eldönteni. A nagy pontosságú differenciál hőmérsékletmérés a vízbeáramlási helyeket jelzi, ezért a többi repedéskimutató módszer információit pontosítja. A gránitban előforduló kis beáramlások gyakran a hagyományos áramlásmérés érzékenységi küszöbe alá esnek, ezért ezeknek a vizsgálatánál is egy új módszert, a nagyérzékenységű hőimpulzusos áramlásmérést (Heat-Pulse Flowmetry, HPF) alkalmaztunk. A módszer egy fűtőszál által felmelegített vízcsomag detektorhoz való beérkezési idejének mérésén alapul. Az áramlásmérő szondával dl/perc nagyságrendű beáramlások már kimutathatók.

3. Az üde gránit geotechnikai szempontú tagolása

A töréses övek értelmezéséhez az üde gránitot geotechnikai állapota szerint három különböző léptékű egységre tagoltuk:

- A nagy tömbök a geofizikai paraméterek átlagértékei alapján viszonylag homogén intervallumokat jelentenek, melyek leromlott állagú esetleg töréses övek mentén érintkeznek egymással. A nagy tömbök körülbelül 50–100 m nagyságrendű intervallumok.
- A repedezettségi mélységtrendek (töréses övek, kísérő repedezettségükkel együtt) az elektromos ellenállás görbéken felismerhető, 10–30 m nagyságrendű intervallumok. Minden mélységtrend egy-egy erősebben repedezett vagy egy kisebb töréses övben végződik, ezek a mélységtrend kis ellenállású végét jelentik.

Egy nagy tömböt több önálló repedezettségi trendű intervallumra lehet osztani

- A töréses övek az ellenállás-mélységtrendeken belül, az akusztikus hullámkép és az akusztikus lyukfal-televíziós mérések alapján kijelölhető 110 m nagyságrendű intervallumok. A töréses övek lehetnek egyszerűek és egyúttal a környezetüktől élesen elkülönülők, vagy összetettek, amelyeknek a szélei sem határozottak (1. ábra).

Megemlítjük, hogy az erősen kavernásodó, tamponce-mentezett fúrászakaszokat a műszaki és földtani információ alapján a töréses övek közé soroltuk, azonban ezeken nem lehetett mélyfúrás-geofizikai méréseket végezni.

4. A töréses övek jellemzése fizikai paraméterek eloszlása alapján

A töréses öveket a fizikai paraméterek statisztikai (átlag, szórás, leggyakoribb érték) és térbeli eloszlásával (a mérésgörbe lefutása) jellemezhetjük. A repedezett, töredezt szakaszokon a fizikai paraméterek inhomogenitását a nagyobb statisztikai szórás tükrözi, önmagában véve is a kőzet bontottabb állagára mutató.

A 2. ábrán látható, hogy az alacsony ellenállású töréses övekben a differenciál ellenállás ($d E_{40}$) és differenciál V_p ($d V_p$) görbék (az egységnyi mélységközre eső változás görbéi) nagyobb értéket mutatnak.

A mért fizikai paraméterek empirikus eloszlásának (hisztogram) leggyakoribb értékével, szórásával és az eloszlás alakjával jellemezhetjük egy adott intervallumon a kőzet inhomogenitását. A repedezett kőzetekben így a töréses övekben különösen a repedezettségtől függő paraméterek eloszlása többnyire aszimmetrikus, lognormális vagy inverz lognormális. Lognormális eloszlás például az ellenállás (Guard laterolog) az Űh-23 fúrásban (3. ábra, c), ami viszonylag erős repedezettségre utal. Hasonló ehhez az Űh-2 fúrás (4. ábra, c) töréses öve. Az erősen repedezett, töréses övet az alacsony értékek jelzik, a közepes értékek a töréses zónával közvetlen szomszédságban levő kőzetre jellemzőek, ezért mindkét fúrásban hasonló, bimodális eloszlás alakult ki.

A töréses zónákra a térbeli inhomogenitás is jellemző. A repedezettség a törés vagy vetődés síkjától távolodva egyre gyengül. Ez a gyengülés azonban nem monoton csökkenésként valósul meg, hanem csak egy átlagos tendenciaként mutatkozik az elektromos ellenállás és az akusztikus sebesség görbéin. Általában több, egymást követő, azonos irányú mélységtrend figyelhető meg, ami nagy valószínűséggel az azonos jellegű kőzetfeszültségre utal.

Az 5. ábrán megfigyelhetők a töréses övek leginkább jellemző akusztikus tulajdonságai:

- fokozatosan növekvő sebesség a töréstől távolodva (az ábrán 99,8 m-ben, illetve 123 m-ben található törésektől lefelé),
- a jellemző frekvencia csökkenése az akusztikus hullám terjedési sebességének csökkenésével,

- az akusztikus csillapítás növekedése a sebesség csökkenésével (az ábrán halványabb színekkel jelezve),
- a V_p/V_s arány növekedése a repedezettség növekedésével, a V_p/V_s arány és az abszorpció frekvencia-függőség.

Az alábbiakban a paraméterek közti kapcsolatra igyekszünk fényt deríteni kétváltozós diagramok vizsgálatával, ebből következtetve a kőzetváz folytonosságára, majd ismertetjük a nyitott és zárt repedések elkülönítését lyukfal-televíziós mérések alapján.

4.1. A paraméterek közti kapcsolat vizsgálata, következtetések a kőzetváz folytonosságára

Az egyes fizikai paraméterek közti kapcsolat – akár csakis a mállási kéreg paramétereinek esetében (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2000) – jellemző az egyes töréses övekre.

A töréses övek jellemzésével összefügg a geomechanikai paraméterek egymásközti kapcsolatának vizsgálata az egész kőzetre. Ezt a kapcsolatot alapvetően a repedésrendszer felépítése határozza meg. Ebben a vonatkozásban a töréses övet egy nagyobb struktúra elemeként fogjuk fel, ezért a paraméterek egymás közti kapcsolatának különböző léptékben való vizsgálata az egész repedésrendszer és a nagyobb töréses övek egymás közti viszonyának vizsgálatát is jelenti. A repedésrendszer egy részére jellemző statisztikus kapcsolatok nem feltétlenül érvényesek az egész rendszerre, hiszen az eltérő tulajdonságú részrendszerekből áll. Más szavakkal az egyes repedezettségi trendekre érvényes cross-plottal reprezentált összefüggések külön-külön jelentősen eltérhetnek az egész kőzetre, az összes mélységpontból meghatározott összefüggéstől. Ennek a fő okai közt a mélységgel növekvő nyomást említhetjük, amely állandónak tekintett érintkező felületek esetén önmagában, mindenféle cementáció nélkül is növeli a nyírási ellenállást, de az elektromos ellenállást nem, ha a fajlagos felület egyébként nem változik.

Tapasztalataink szerint az elektromos ellenállás logaritmusa a nyírási modulussal egyenesen arányos (6. ábra). Külön-külön szakaszokat vizsgálva azonban kitűnik, hogy az összefüggések mélységszakaszonként különböznek egymástól, ami megmagyarázza az egész fúrásra vett összefüggés viszonylag nagy szórását.

Az Űh-22 fúrásban (6. ábra) a nyírási modulus közvetlenül a kőzetmátrix folytonosságával, vagyis a repedéssűrűséggel és vastagsággal, míg az elektromos vezetőképesség az Archie-egyenlet ($R_t = R_w/\Phi^2$) szerint a pórusterfogat legalább második hatványával arányos. Az elektromos vezetőképesség a fajlagos belső felülettel arányos, mert a kötött ionokban dús tapadóvíz ellenállása egy-két nagyságrenddel nagyobb, mint a szabad folyadéké. Ebből következik, hogy minél bonyolultabb a belső felület, annál nagyobb a vezetőképesség. Az összes mélységpontokat nézve az ellenállás növekedése a nyírási modulus függvényében az exponenciálisnál is erősebb, ami abból adódik, hogy minél kisebb egy repedés résmérete, annál nagyobb a valószínűsége annak, hogy az érintkező síkok bizonyos hányadából kiszorul az elektrolit, valamint nő a repedés által képviselt pórusterfor-

tuozitása (tekervényessége) is. Ahonnan kiszorult a vezetőképes fluidum, vagyis a mikron mérettartományba tartozó hajszálrepedésrendszerrel, a nyíróerőkkel szembeni ellenállás a nyomás függvényében közelít a repedésmentes kőzet paramétereire. A rugalmas hullámok terjedési sebessége és mikrorepedések közti kapcsolatot, amely szoros kapcsolatban van a nyírási modulussal, Mészáros (1995) tárgyalja részletesen.

Az Űh-3 fúrásban (7. ábra) nagy nyírási modulusoknál – 200–300 m közti intervallumban – kis nyírási modulus változásra nagy ellenállásváltozás esik, amit nagy tortuozitásváltozással magyarázhatunk. Ez a helyzet nagyon kis nyílászélességű repedéseknél áll fenn, ahol az egymással szemközti repedésfelületek javarészt egymásba illeszkednek. Ez nagy nyírószilárdságot biztosít, de az elektrolittal kitölthető térfogat és a hozzákapcsolható tortuozitás (tekervényesség) nagyságrendeket is változhat, miközben az effektív érintkező felület csak nagyon kis mértékben változik. A 105–200 m mélységközben a nyírási modulus nagymértékű változásával az elektromos ellenállás logaritmusai kisebb mértékben változik, mint az alsó szakaszon, ami arra utal, hogy a repedések általában vastagabbak lehetnek, és szabad folyadékot is tartalmazhatnak. A repedésrendszerben a vezető és a vele kapcsolatban levő, nem vezető felületek nagyjából egyensúlyban lehetnek.

Az akusztikus csillapítás durván fordítottan arányos az elektromos ellenállással (8. ábra). Az akusztikus csillapítást a longitudinális hullámcsomagokból számítjuk, így az a mikrorepedezettségre kevésbé érzékeny, mint az alapvetően a mikrorepedezettség fajlagos felületével arányos vezetőképesség, így minél nagyobb az ellenállás, annál nagyobb a csillapítás szórása. Az Űh-22 fúrás esetében a fordított arányosság mellett az összefüggés szórása jóval nagyobb, mint az Űh-23-ban. Ez elsősorban a guard laterolog nagyobb mikrorepedés-érzékenységből adódik.

4.2. Nyitott és zárt repedések elkülönítése lyukfal-televíziós mérések alapján

Általában az amplitúdókép részletgazdagabb, kitöltött (zárt) repedések csak ezen mutatkoznak (9. ábra, 217,5 m alatti fehér szinuszok). A nagyobb nyitott repedések a reflexióidőképen fekete szinuszként jelennek meg 217,0–217,5 m közt.

A repedéseket a lyukfal-televíziós képek alapján az alábbi négy kategóriába soroltuk:

- teljes szinuszt adó kitöltött repedések,
- teljes szinuszt adó nyitott repedések,
- nem teljes szinuszt adó (metszett) vékony repedések,
- foltszerű és vastag rövid szinuszdarabok.

Ezeket a kategóriákat használtuk a lyukfal-televíziós méréssel kapott repedésirányok statisztikai feldolgozásánál. Csak azokat a repedezett zónákat tekintjük valódi törésses öveknek, ahol nagyszámú nyitott repedést láthatunk a lyukfal-televíziós reflexióidőképen.

5. Törésses öv dőlésének meghatározási módszerei

A meghatározás megbízhatóságát növeli, ha egy törésses öv dőlését többféle, egymástól független módszerrel is meg tudjuk határozni. Az üveghutai területen két mérésfajtából, akusztikus hullámképből és akusztikus lyukfal-televíziós képekből, három, egymástól lényegében független úton határoztunk meg tektonikai döléseket. A dőlésértékkel szemben a dőlésirány meghatározását csak az akusztikus lyukfal-televíziós mérés alapján tudjuk elvégezni, kétféle elv statisztika, illetve egyedi repedésirány-értékelés szerint.

Az alábbiakban először az akusztikus hullámképből kapott reflexiókat, ezután az akusztikus lyukfal-televízió iránystatisztikáit, végül az akusztikus lyukfal-televízióval kimutatott törésses övek széleit ismertetjük.

5.1. Reflexiók az akusztikus hullámképből

Az akusztikus hullámképen a kompressziós (P), nyíró (S) és csőhullámok mellett a nagyobb törésszerű felületekről (rendszerint egy az akusztikus hullámképen és az elektromos ellenállás görbén kijelölhető repedezettségi mélységtrend maximális repedezettséget mutató végénél, 10. ábra) kapott reflexiók is megfigyelhetők. A reflexiók idő a reflektáló síknak a fúrással való harántolásától távolodva nő, és így a hullámképen egy a mélységtengellyel valamilyen szöveget bezáró, a reflektált hullám út-idő függvényének egy darabját képviselő, egyenes szakasz jelenik meg, amely az első beérkezéstől indul. Ezeket az egyenes szakaszokat a törésszerű felületről kapott reflektált hullámnak a többi hullámmal való interferenciája hozza létre. (Általában két egyenes szakaszból van szó, mivel a reflektáló sík alatt és fölött is kapunk reflexiót, így a hullámképen V alakot láthatunk.)

A kőzetre jellemző akusztikus hullám terjedési sebességének ismeretében az egyenes szakasz helyzetéből kiszámítható a törésses öv dölése. Az akusztikus hullámkép leggyakoribb dölések 45–50°, illetve 70–80° körüliek (pl. a 10. ábrán látható reflexiók 44, illetve 66°-os döléseket reprezentálnak). Ez összhangban van az akusztikus lyukfal-televíziós méréssel kimutatható átlagos dőlésértékekkel. Kimutathatók 20° körüli dölések is, azonban az ennél kisebbekre már túl nagy a pontatlanság, vagyis azokat nem tudjuk mennyiségileg jellemezni. Az akusztikus hullámképből kimutatható dölések megbízhatósága nagyobb lehet, mint az egyéb mérőeszközökkel vagy a magvizsgálatokból kapott adatoké, mivel a fúrás méteres nagyságrendű környezetéből kapunk információt, hátránya viszont, hogy kör-szimmetrikus mérés lévén, nem tartozik hozzá dőlésirány.

5.2. Az akusztikus lyukfal-televízió iránystatisztikái

A lyukfal-televíziós mérések alapján repedésiránystatisztikákat készítettünk, és kísérletet tettünk a legfőbb, feltehetően a fúrásoktól nagyobb távolságra is meglévő törésses övek településének meghatározására. A dőlésazimutok irány szerinti eloszlását kördiagramon (más néven: rózsadiagram) ábrázoltuk. Az ábrázoláshoz a kört meghatározott

nyílásszögű szeletekre osztottuk. A színezett körcikk sugara a körcikk irányába eső azimutoknak az adott mélységintervallumba eső összes azimut számára normált értékkel arányos. A rózsadiagramokon általában 10, kis adatmennyiség-nél 20°-os felosztást használtunk. Ennél az ábrázolásnál a dőlésértéket nem vettük figyelembe. (A kapott rózsadiagramokon a földtanban használatosaktól eltérően a repedéseknek nem a csapása, hanem a dőlése van feltüntetve, ezért a diagramok nem szimmetrikusak.) Jellemző iránynak nevezük, ha egy vagy két szomszédos körcikkbe határozottan elkülönülő gyakorisági maximum esik. Jellemzőbb iránysektor megjelölést alkalmazunk, ha a gyakorisági maximum több körcikket fog át, azaz egy bizonyos szögtartományban elment. Iránystatisztikával jellemezhetjük egy nagyobb tömb repedésrendszerét is, amelyet a törései övek településével összehasonlítva információt kaphatunk arról, hogy a kettő között van-e vagy lehetséges-e összefüggés.

Az Üh-22 fúrásban (11. ábra) a gránittest kitöltött repedéseire jellemző leggyakoribb irány az É-i, a Ny-i irány viszonylag kis súllyal, de határozott gyakorisági maximumként különül el. A nyitott repedések iránystatisztikája szerint az Üh-22 fúrásban is gyakoriak az É-i irányú repedések. A vékony, nem teljes szinuszt adó repedéseknél igazi domináns irányok (ÉÉNy-i és DNy-i) csak a szálban álló gránit felső részén vannak. A fúrás alsó szakaszán az irányok erősebben szóródnak, s a két leggyakoribb irány a Ny-i és az ÉÉK-i. A vastag, nem teljes szinuszt adó repedések jellemző iránya egyértelműen É-i a legfelső szakaszon, míg az alsón megjelenik egy erős K-i mellékirány is.

A 12. ábrán az Üh-23 fúrás 168–185 m közti szakaszán a fenti szempontok szerint elkészített rózsadiagramokon az összes repedés többsége az ÉNy-i szektorba esik. A nyitott repedések leggyakoribb iránya ÉNy-i (megegyezik a T3 zónára egyedi repedésszélből megállapított iránnyal), a gyakoriságban második pedig a DK-i irány.

5.3. Akusztikus lyukfal-televízióval kimutatott törései övek széle

Töredezett szakasznak nevezzük azokat a mélységintervallumokat, ahol a lyuktelevíziós felvételen nagyszámú széles, nyitott repedés látható, amelyek gyakran egymásba folynak. A többi szakasszal szemben az ilyent repedés-sűrűség alapján nem lehet jól jellemezni, mert a repedés-síkok gyakran nem adnak teljes szinuszgörbét a felvételen.

A töredezett szakaszok közül a lyukfal-televízió reflexiós időképen azokat, amelyek sok nyitott repedést tartalmaznak, és amelyeken viszonylag biztosan meghatározható a valódi dőlés, valószínű törésnek (1. táblázat) nevezzük. A valószínű törést reprezentáló döléseket, mivel a leginkább töredezett szakaszokon vannak, nem statisztikai alapon jeleltük ki, mert a zónán belüli egyes repedés-síkok meghatározása bizonytalan, így a belőle készülő statisztika sem megfelelően jellemzi a mélységszakaszt.

A legmegbízhatóbb települési adatokat a kijelölt szakasz szélén, az ép és a zúzott kőzet határán lehet meghatározni. Abban az esetben, ha ez nem volt lehetséges, egy biz-

1. táblázat

Valószínű vetőt reprezentáló dölések és azimutok

Üh-2				
törései övek	fúrás mélység [m]	dőlés [°]	dőlésirány [°]	kijelölés fő szempontja
T1 tető alatt	90,8	42	246	A ³ E
T3fk tető	156,7	71	154	A ³ E
T3k tető	170,6	64	335	B ⁴ E
T3 tető alatt	178,4 (178,4–178,8)	59	350	A ⁴
T3 nagyobb zóna talpa (felette mérésiirány)	186,8	52	18	D ³
T4	239,7 (239,7–241,7)	74	1	D ³
T4 közép	241,5	73	0	D ¹
T5 tető	276,5 (276,5–278,0)	62 62	145	A ³
T6 közép	295,8 (293,8–295,7)	59	6	C ⁴
T7 tető	381,0	63	5	B ¹ E

A T1, T2 stb. jelölés a törései övek azonosítására szolgál. A felső indexben levő számok a szinuszgörbe illeszthetőséget, vagyis az egyedi kiértékelhetőség megbízhatóságát jelzik, 1-től 5-ig növekvően. A kijelölési szempontokat 1. a szövegben. Az A, C és D kategória esetén, a lyukfal-televíziós-képen látható törései övek széléről van szó.

tos iránynak látszó esetleg többször is ismétlődő szinuszgörbét választottunk közel a törései öv határához (5. ábra).

A kijelölés fő szempontjai így a következők voltak:

- A törései öv széle mennyire élesen határolódik el a környezetétől (ellentétben az 1. táblázat T jelű zónával amelyeknek kijelölésében az akusztikus hullámkép és az elektromos ellenállás is szerepelnek, a törései öv széle ebben az esetben a lyukfal-televíziós képen látható, nyitott repedésekből álló szakasz szélét jelenti).
- A kiválasztott repedésre mennyire jól illeszthető szinuszgörbe, azaz mennyire reprezentál sítot.
- A kapott irány ismétlődik-e a közeli környezetben (1–2 m-en belül).
- A kapott irány egyezik-e más törései övek irányával (ez a kritérium azon a feltételezésen alapul, hogy ha egy irány a területre valóban jellemző, akkor több repedezett öv települési irányában is megjelenhet).

E szempontok alapján a kijelölt valószínű vetőt reprezentáló irányokat a következő kategóriákba soroljuk:

- A Repedésszél: éles és a kiterített hengerpaláston a szinuszgörbe jól illeszthető rá.
- B Repedésszél: kevésbé éles, a szinuszgörbe is kevésbé illeszthető rá, de az iránya többször ismétlődik.
- C Törései öv széle: kevésbé éles, de jól illeszthető rá a szinuszgörbe, a kapott irány pedig több repedésen is ismétlődik.
- D Törései öv széle: kevésbé éles, rosszul illeszthető rá szinuszgörbe, a kapott irány más övek irányához hasonlít.

E A kijelölt repedés közvetlen környezetében (1-2 dm) nincs összefüggő töréses öv, s ezt független körülményként vesszük figyelembe.

A repedésszél vagy a töréses öv széle lehet jól azonosítható éles vonal, de a szinuszgörbe rosszul illeszthető rá, ha a repedésfelület görbült. Külön jelöltük, hogy a töréses övön belül hova esik a meghatározás helye. Az 1. táblázatban a T jelölést kaptak a töréses övek, amelyek nem csatlakoznak egymáshoz. Mindegyik töréses öv egy-egy, az ellenállás- és akusztikus mérés alapján meghatározott repedezettségi mélységtrend része.

6. A töréses övek hidraulikai jellemzése, beszivárgások

Repedezett kőzetekben amilyen az üveghutai gránit az áramlás repedésekhez, törésekhez, töréses övekhez kötődik. A pakkeres vizsgálatok során nagyobb néhány vagy több tucat méteres szakaszokat vizsgálnak, s ezek átlagos paramétereit határozták meg. A pontosabb vízföldtani értelmezéshez azonban szükség van arra, hogy tudjuk; ezeken vagy más szakaszokon belül pontosan mely törésekhez, milyen intenzitású áramlás kötődik. A megoldás célszerű módja a közvetlen áramlásmérés az egész fúrásban. Az üveghutai telephely (közel 100 mm átmérőjű) fúrásaiban a víztermelés (még több tucat méteres leszívásnál is) a legtöbb esetben maximum 5 liter/perc, ezért a fúrásokban az áramlások rendkívül lassúak, sebességük legfeljebb 0,5 méter/perc. A rendelkezésünkre álló hagyományos forgólapátos szondák megszólalási küszöbe 2 méter/perc, azaz a maximális értéknek több mint négyszerese. Néhány fúrásban végzett kísérleti mérésekkel meggyőződünk arról, hogy ezzel az eszközzel nem mutatható ki semmiféle áramlás. Ezért a további mérésekhez egy Mount Sopris gyártmányú, nagy érzékenységgű hőimpulzusos áramlásmérőt (Heat Pulse Flowmeter, HPF) használtunk.

A 13. ábrán az Üh-23 fúrás hőimpulzusos áramlásmérését mutatjuk be. Ennek adatai mellett feltüntettük a mérésekből meghatározott beáramlási helyeket és néhány egyéb szelvényt (lyukátmérő, ellenállás, akusztikus hullámkép és sebesség). A szelvények kijelölik a 175 m feletti töredezett szakaszt és azon belül az egyes repedések helyét (nő az átmérő, csökken az ellenállás és a sebesség). A mérésekből

megállapítható, hogy a beáramlási helyek zöme a töredezett szakaszon van, és azon belül is a repedésekhez kapcsolódik (170 m alatt csak egy gyenge, 0,12 l/perc beáramlás van, 223 m-ben).

Megállapítható továbbá, hogy nincs minden repedésnél beáramlás (pl. 117,5 m-ben), és a beáramlások mértéke nincs mindig szoros összefüggésben a repedés mértékével. A 124 m-nél levő nagy kavernából például jelentéktelen mennyiségű (0,09 l/perc) víz áramlik a kútba. 110 m-nél 1,59 l/perc beáramlás van, amely az egész területen az egyik legmagasabb érték, pedig csak a sebességszelvény mutat erős repedezettséget, miközben a többi fúrásban ennél kisebb sebességű repedezett zónák is vannak.

Összefoglalóan megállapítható, hogy a hőimpulzusos áramlásmérések elérték céljukat, jó megbízhatósággal és kellő részletességgel megadták az egyes fúrásokban a beáramlási helyeket és a hozzájuk tartozó hozamokat. A hozamok értékének megbízhatósága általában jó. A hőimpulzusos áramlásmérések jól kiegészítik a rövid és hosszú idejű pakkeres és interferenciás vizsgálatokat. Fő előnyük, hogy viszonylag gyorsak, és az egész fúrást egyenletesen feltérképezik.

7. Az eredmények összefoglalása

Az ellenállásmérés az agyagásványosan bontott, kalciterekkel tökéletlenül kitöltött, illetve a hidraulikailag biztosan inaktív, viszont iondús kötött vízzel kitöltött repedésrendszerre érzékeny.

Az akusztikus hullámkép méréséből a töréses övek kijelölésén kívül a longitudinális (V_p) és transzverzális (V_s) hullámsebességek, ezekből pedig a közetrugalmassági paraméterek határozhatók meg. A lyukfal-televíziós mérések alapján megállapítható, hogy melyek azok az akusztikus és ellenállásmérések alapján kijelölt töréses övek, amelyek nyitott repedéseket tartalmaznak, így potenciálisan vízvezetők. Megállapítottuk, hogy a repedezettség leginkább kitüntetett dőlésirányai töréses övenként változnak ugyan, de a leggyakoribb az É-i és a Ny-i irány. A hőimpulzusos áramlásmérések alapján a potenciális vízvezető zónák nem minden esetben adnak beáramlást vagy legalábbis nem a repedezettséggel arányosan.

CORRELATION OF GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA FOR THE FRACTURE ZONES OF THE ÜVEGHUTA SITE

ANTONINA DUDKO

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

Keywords: acoustical properties, borehole televiwers, cores, correlation, electrical properties, granites, magnetic susceptibility, well logs, fracture zones

The fracture zones are the most critical element of the geological structure and hydrogeological situation of the Üveghuta site. They are characterised by correlation of geological and geophysical data from the 6 existing boreholes. The geological and geophysical properties are clearly related to the big fracture zones, but the correlation becomes weaker when turning to the smaller fracture zones. Of the hydrogeological parameters, for the distinct zones only water influxes are available. There is no relationship between them and the size of the fracture zones, therefore, the hydrogeological pattern of the site cannot be delineated on the basis of the fracture zone properties.

1. Introduction

The boreholes provided two types of information about the geology of the Üveghuta site (BALLA 2000): core logs and geophysical well logs. Three methods of core logging were applied: (i) technical supervision to record the state of the core and the general properties of the rocks at the core extraction, (ii) visual description of the core to record the petrographical properties and boundaries and (iii) core scanning and tectonic investigation to record structural and textural features. Laboratory analyses helped in studying the rocks and minerals.

The fracture zones are the most critical element of the geological structure and hydrogeological situation of the Üveghuta site. Geological and geophysical logging data for them will be correlated below. First, a definition of the fracture zones is given, then a comprehensive characterisation of the fracture zones drilled, and finally, a summary will be given.

2. Definition of the fracture zones

The granite core is fractured in distinct sections of the boreholes, and the lack of core usually corresponds to such sections. Approximately on the same sections the geophysical logging records show a decrease in the geoelectric resistivity, acoustic velocity and density. Physical parameters point to the loosening of the rock, in agreement with the impoverishment of the cores. Both in the core (mainly on transitions between the broken and unbroken cores) and in borehole televiwer images it is clear that the disintegration of the cores is due to an increase in fracture density. Fractures in the core often display displacement traces.

The only reasonable interpretation of the above features is the hypothesis that the impoverishment of the cores and the physical loosening of the rock are connected with fracture zones. The borehole walls become unstable only on those sections, and display collapse, drop and cavern forming. This proves conclusively that the borehole instability in the Üveghuta site is always connected with fracture zones.

Secondary minerals are present in nearly all broken sections (mainly clay minerals and chlorite, together with limonite, often calcite, carbonate and ankerite, less frequently quartz, hematite and pyrite [Üh-5] or pyrite/marcasite [Üh-22] as well as epidote [Üh-23]). The increase of the neutron porosity on the same sections is explainable in terms of their enrichment. This increase in granite indicates a higher water content which however can only be partially related to free water in fissures, since its amount is usually negligible according to hydrodynamic testing and flowmetry data. At the same time the structurally bound water of the secondary phyllosilicates (clay minerals and chlorite) can explain this feature. The secondary minerals are of hydrothermal origin, their presence pointing to hydrothermal alteration. This supports the conclusion that the broken sections occur in fracture zones of tectonic origin.

The Üveghuta granite underwent dynamo-metamorphism (cataclasis, mylonitisation) which only destroyed the possible primary cooling structures, but at the same time did not result in a decrease of the physical parameters (neither cataclasis, nor mylonitisation leads to a decrease of the density or acoustic velocity, and can be identified in the borehole televiwer images). This means that any fracturing could only be post-metamorphic, so the fracture zones can only be tectonic ones. Numerous displacement traces can

Table 1

Types of the anomalies connected with the fracturing in the geophysical logs

Parameter measured	Anomaly		
	class	type	
Resistivity, density, acoustic velocity	strong	minimum	big magnitude, sharp boundaries
	medium		medium magnitude, sharp boundaries
	weak		small magnitude
	relative		on slope or high
	differentiated		dissected
Neutron porosity	strong	maximum	big magnitude, sharp boundaries
	medium		medium magnitude, sharp boundaries
	weak		small magnitude
	relative		on slope or low
	differentiated		dissected
Acoustic wave pattern	strong	attenuation	complete disruption
	medium		partial disruption with strong change
	weak		partial disruption with weak change

Words *strong*, *medium* and *weak* characterise intensity of the anomaly. If the anomaly appears on a constant section, the terms are used independently, if on an increasing/decreasing section or on an anomaly of the opposite sense, with the attribute *relative*. If the anomaly is not a simple one but a dissected maximum or minimum, the word indicating the intensity is used with the attribute *differentiated*.

be observed adjacent to these fractures (MAROS and PALOTÁS 1998, 1999), and the rocks within these zones suffered hydrothermal alteration, agreeing with the above theory. It is important to state that no real alternative for a tectonic origin of the fracture zones has been given, which is why this origin is regarded to be proved.

3. Comprehensive characteristics of the Üveghuta fracture zones

For characterisation of the Üveghuta fracture zones, all the geological and geophysical data which can be regarded as indicators of fracture zones were collected. These were as follows:

Two independent sets of information from the *geological logs* (KÓKAI 1998, KOLOSZÁR 1998, CHIKÁN 1998, MARSÍ 1998, MÜLLER and KIRÁLY 1999, MARSÍ and KOVÁCS-PÁLFY 1999) have been taken into account in the evaluation:

- the *fracturing of the core* was characterised by various terms (broken, broken into small pieces, crushed, brecciated *etc.*) which cannot be categorised, thus, the original terms were preserved. They have been compared with the logs made by technical supervisors, and these logs confirmed the descriptions;
- *secondary minerals*, listed for each depth interval.

Three main types of *geophysical logs* (ZILÁHI-SEBESS *et al.* 1998, 1999) were at our disposal: curves (resistivity, velocity, density, neutron porosity), acoustic wave pattern and borehole televiewer image. Fracture zones in them have been identified and classified on the basis of the geophysical interpretation. *Table 1* below shows the criteria used in classifying anomalies in the logs:

- decrease of the resistivity is a sensitive indicator for the increase of the specific surface and, respectively, of the measure of fracturing and disintegration;

- decrease of the density is a direct indicator of the loosening of the rock;
- decrease of the acoustic velocity also is a direct indicator of the loosening of the rock, the resulting minima usually appear in the acoustic wave pattern as attenuation, or interruption strips;
- increase of the neutron porosity is an indicator of an increase of the water content in the fissures and pores of the rock and – in the case of the Üveghuta granite – mainly in phyllosilicates, thus, it is an indicator for both loosening and hydrothermal alteration;
- borehole televiewer images directly show the fracture zones, mostly accompanied by various single fractures or fissures.

In the course of data collection several additional factors have been used. The *state of the core* was the primary basis for identifying fracture zones. It came from the observation that broken sections less than 1 m long are not always expressed in the geophysical log curves, but all the significant resistivity and velocity minima fall on broken sections. From broken sections generally more than 1 m the state of the core *together with the resistivity and velocity distribution* can always be used for identifying fracture

Table 2

Pattern types in the borehole televiewer images

Pattern type	Style of the fracturing	Strips/lines*	
		quantity	ratio in the image
Homogeneous	uniform	–	–
Spotty	inhomogeneous	–	–
Latticed	–	many strips	significant
Reticular	–	many lines	insignificant

* Traces of the planes crossing the borehole cylinder (in the borehole televiewer image which is an unfolded image of the cylinder-jacket of the borehole), sinusoids.

Table 3
Summary of geological and geophysical data for fracture zones in Borehole Úh-2 (a fragment)

Depth	state of the core		Geology		Resistivity		Acoustic velocity		Density		Neutron porosity		Borehole televiwer	
	top	bottom	secondary minerals	top	bottom	top	bottom	top	bottom	top	bottom	top	bottom	type
130.8	131.0													
131.0	132.5	cracked	chlorite/limonite/carbonate	130.8	133.5									
132.5	133.5					131.0	134.0						132.5	reticular
133.5	133.9													
133.9	134.0													
152.2	153.0	cracked	chlorite/limonite	152.2	153.8									
153.0	153.6					153.0	153.8						152.2	reticular
153.6	153.8													
181.7	182.0													
182.0	182.7	cracked	chlorite/carbonate/limonite	182.0	183.1									
182.7	183.1					181.7	184.3	181.7	184.3					
183.1	184.0												182.7	reticular
184.0	184.3													
195.0	195.2	fractured	chlorite/limonite	195.2	195.6									
195.2	195.6													
195.6	195.8	fractured	—	195.6	195.8									
195.8	196.2					195.0	196.3	195.2	196.5					
196.2	196.3													
196.3	196.5													
213.4	213.6	fractured	limonite/carbonate/chlorite	213.8	214.1									
213.6	213.8													
213.8	213.9													
213.9	214.0													
214.0	214.1													
214.1	214.6													
214.6	215.0					213.6	215.2	213.4	215.0	214.0	215.0	213.8	213.9	spotty
215.0	215.1													
215.1	215.2													

Gray = no indications of fracture zones.

zones. Significant anomalies of the *density* and *neutron porosity* almost with no exception coincide with fractured sections, but fracture zones, even thick ones do not necessarily show density and neutron porosity anomalies. That is why these two parameters are only used for supplementary characterisation of the fracture zones.

In the *borehole televiewer images* four pattern types have been distinguished (Table 2) which represent a continuous sequence in the intensity and style of the fracturing:

1. in the *homogeneous* type the fracturing is so strong that the rock is represented by rubble or sand;
2. in the *spotty* type the fracturing is strong, but unbroken blocks can be recognised in the rock, though their contours do not form traceable planes;
3. in the *latticed* type the rock is dissected by fractures in various directions, their planes being mostly recognisable and represented by fault gauge or veins filled in with secondary minerals;
4. in the *reticular* type the rock is dissected by fractures in various directions, their planes being mostly recognisable and closed or represented by thin veins.

The difference between the types is of course not sharp, thus, the selection from two neighbouring types may sometimes be subjective during classification. The general picture however is not influenced by this inexactness.

In the course of data collection it became clear that the section boundaries are not exactly the same in different data sets. Possible reasons are as follows:

- in a given fracture zone various effects are combined, the boundaries of which do not necessarily coincide (e.g. the intensity of the hydrothermal alteration or the quantity of the veins can change even within the same section such as the intensity and style of the fracturing);
- sensitivity of the various geological and geophysical methods to the same feature can be different;
- the preciseness of the boundary location in the geo-

physical curves depends on the type of background to the anomaly: if this background is not constant even without any fracture zones, the boundary detected is less precise;

- the depth determination in any geological and geophysical method always contains a certain error;
- the depths from geological and geophysical methods can principally shift relative to each other since the material connecting the device at depth with the surface is not the same (pipes in case of cores and cable in case of geophysical logs), and even if the material is the same, the observations are not performed synchronously.

As a consequence, the depth difference can be of two different types: *statistical*, when the deviations on the upper and lower boundaries are of different sense, and the various data are dispersed within the same, rather narrow interval, and *systematic*, when the deviations on the upper and lower boundaries are of the same sense, and the depth intervals from different methods can be better correlated by shifting. In the data available mostly statistical deviations have been observed, shifts could only be assumed, but usually have not been confirmed. The shifts did not appear in more than one depth intervals below each other in the same direction and with the same magnitude or at least with similar trend.

Fracture zones have been limited by the greatest depth, i.e. maximum thicknesses have been taken into account. The data analysis is demonstrated by that of Borehole Ūh-2 (Table 3). The analysis resulted in the definition of seven categories of fracture zones on the basis of the combinations of the type of geophysical anomalies, borehole televiewer pattern types and of the intensity of the fracturing detected in geological logs (Table 4). These categories served a basis for a comprehensive picture of the fractures crossed by the boreholes. They are shown for Borehole Ūh-2 (Table 5).

In the individual methods, the seven categories shown

Categories of the fracture zones from the correlation of geological and geophysical logs

Table 4

Categories	Geology	Geophysical log					Acoustic borehole televiewer pattern
	fracturing	electric resistivity	acoustic velocity	acoustic wave pattern	density	neutron porosity	
		decrease	decrease	attenuation	decrease	increase	
1.	strong	strong/medium	strong	strong	strong (relative)	strong (relative)	homogeneous/ /spotty/latticed
2.	strong	strong/medium (differentiated)	strong	strong/medium	medium/weak (differentiated)	weak	homogeneous/ /latticed
3.	medium	strong/medium (relative)	strong/medium	strong/medium/ /weak	weak (relative)/ /none	strong (relative)	spotty/latticed/ /reticular
4.	medium	strong (relative)	strong/medium	weak	none	weak/none	latticed/reticular
5.	weak/ /medium	weak (relative)	weak/none	weak/none	weak/none	weak/none	latticed/reticular
6.	weak	weak	none	none	none	weak/none	reticular
7.	weak	none	none	none	none	none	reticular

In parantheses, the local (see explanation to Table 1) classification.

Table 5

Classification of the fracture zones in Borehole Üveghuta Üh-2

No	Depth interval [m]	Geological features	Resistivity minimum	Acoustic wave pattern, attenuation	Acoustic velocity minimum	Density minimum	Neutron porosity maximum	Borehole televiewer pattern	K
1.	131.0–134.0	fractured	weak	–	–	–	–	reticular	6
2.	152.2–153.8	fractured	weak	–	–	–	–	reticular	6
3.	181.7–184.3	fractured	weak	weak	weak	–	weak	reticular	5
4.	195.0–196.5	broken	medium	weak	weak	–	weak	spotty	4
5.	213.4–215.2	broken	medium	medium	medium	strong	strong	spotty	3
6.	260.0–262.3	heavily broken	strong	medium	weak	strong	medium	spotty/reticular	3
7.	305.5–312.0	broken/fractured	strong	weak	medium	weak	medium	reticular/spotty	4
8.	326.7–329.2	fractured	medium	weak	weak	weak	weak	latticed/reticular	5
9.	343.4–351.9	heavily broken	medium	medium	weak	strong	strong	lattic./spotty./ret.	3
10.	355.0–358.3	completely broken	medium	weak	weak	strong	strong	hom./ lattic./spot.	3
11.	360.4–371.1	heavily brok./f.br.	strong	stong	stong	medium	strong	hom./lattic./spot.	1

Bold = categories 1-4; in parantheses = maximum instead of minimum, K = category, f.br.= fault breccia, hom. = homogeneous, lattic. = latticed, ret. = reticular, spot. = spotty.

in Table 4 follow each other in the sequence of the decreasing features characteristic for the fracture zones, i.e. the categorisation mainly reflects an intensity classification. The only exception to this is in lower neutron porosity of Category 2 than in Category 3. In the light of the considerations given in the introduction, this may mean that phyllosilicate alteration is more intense in the fracture zones of Category 3 than Category 2. This has not been proven, however.

In the classification of the fracture zones differences between the geological and geophysical classes only appear from categories 3 and 4, and therefore the classification of the big fracture zones can be regarded as sufficiently objec-

tive. This is also supported by the positive linear correlation between the thickness and category of the fracture zones (Figure 1).

The degree of tectonic fracturing also is an indicator of the fracture zones (MAROS and PALOTÁS 1998, 1999). For correlation purposes, its values have been arranged into classes: peaks above 70%, into 1st, sections with both peaks above 70% and between 40–70%, into 2nd, peaks between 40–70%, into 3rd, and peaks below 40%, into 4th class. A positive linear correlation between the classes and categories of the faults is observable (Figure 2). There are, however, significant deviations from this rule, i.e. the tectonic fracturing is not an unambiguous indicator of the

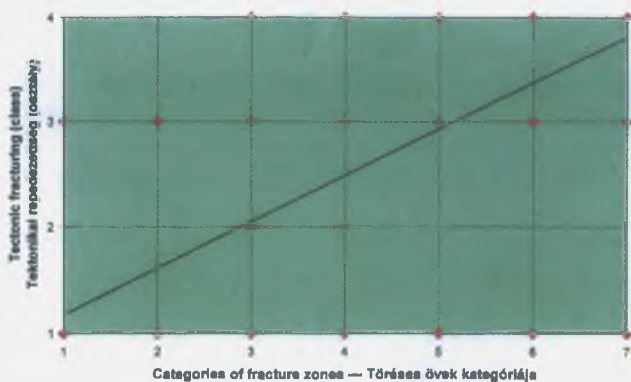


Figure 1. Category–thickness plot for the fracture zones

Linear regression indicated

1. ábra. A törésez övek kategóriájának és vastagságának összefüggése

Feltüntetve a lineáris regresszió vonala

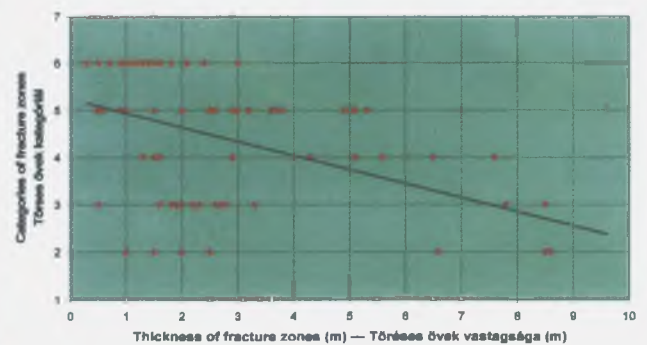


Figure 2. Category–fracturing plot for the fracture zones

Linear regression indicated

2. ábra. A törésez övek repedezettségének és kategóriájának összefüggése

Feltüntetve a lineáris regresszió vonala

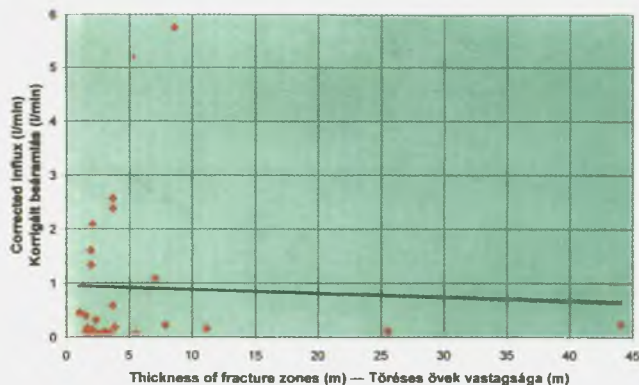


Figure 3. Influx–thickness plot for the fracture zones

Linear regression indicated

3. ábra. A törései övek vízbeáramlásának és vastagságának összefüggése

Feltüntetve a lineáris regresszió vonala

strength of the fracture zones, any more than other individual parameters are.

In a *practical sense* the fracture zones are important from two different viewpoints: they affect the stability of the rocks on one hand, and the groundwater flow, on the other. The stability of the fracture zones is much lower than that of the granites between them, while the groundwater flow in the granite is connected with fractures. The latter can be very variable, from hair-like cracks up to major fracture zones. The correlation of the physical parameters with the fracturing in a geological sense results in the predictable conclusion that the bigger the fracture zone, the lower its stability. The stability decrease can be directly estimated from changes in physical parameters.

The role of the fracture zones in the groundwater flow is not so clear, and can only be studied with difficulty. Its evaluation needs parameters which directly influence the groundwater flow. Some of them (*e.g.* the filtration factor) can be determined in borehole sections by hydrodynamic testing, others however (*e.g.* the storativity and the effective porosity) can only be computed from data for long sections of the fracture zones from cross-hole measurements. In the course of the single-hole testing individual data were only obtained for the biggest fracture zones. Most of the fracture zones are lacking in individual data due to their thickness being much less than the length of the test intervals.

In this way the *water influxes* measured in the boreholes only provided data comparable with the parameters of the fracture zones. It is frequently thought that the thickness of the fracture zones is the most effective indicator of groundwater flow, therefore its influence has been investigated. In the natural setting there was no detectable (with 0.01 l/min detection limit) influx in any of the Üveghuta boreholes.

Influxes only appeared after pumping of water from the boreholes, which means after a certain depression. The bigger the depression, the more the influx, as clearly seen from comparison of flowmetry and hydrodynamic test data (BALLA 2000). In the course of the flowmetry testing, a depression needed for influx measurement was created. The depression values varied between 0.7 and 43.0 m, but mostly were around 15 m.

The influxes are only comparable at similar depression values. In the first approximation a linear correlation between the depression and influx have been assumed, no threshold has been taken into account for starting the flow, and a correction was introduced for a 15 m depression. The corrected influxes have displayed no correlation with the thickness of the fracture zones (Figure 3). The assumption that the bigger the fracture zone, the higher its conductivity, has not been confirmed. This is in full agreement with the observation that the greatest influx in the Üveghuta site has been detected on a single open fissure, not on a fracture zone.

4. Summary

Of all the parameters determined by geophysical logging, the decrease in electric resistivity, density and acoustic velocity, as well as the increase of neutron porosity unambiguously detects the loosening and hydrothermal alteration of the rocks in at least half of the fracture zones. The rest of the fracture zones also display similar correlations, but not with all the geophysical parameters. The latter only do not detect the smallest fracture zones. The fracture origin of the loose sections is directly confirmed by the borehole televiewer images: a densification of the fractures and veins is clearly visible in those sections. Hence the geophysical logging data can be used for detecting fracture zones. The four physical parameters create the possibility for physical categorisation of the fractures. The categories reflect the intensity of the processes which formed the fracture zones, but do not serve basis for their classification.

Categorisation of the fracture zones helps in the evaluation of the rock stability which is an important parameter for siting the repository. From the standpoint of geological suitability, the role of the fractures must be evaluated on the basis of their conductivity. In that respect it can be stated that the most important parameter of the fracture zones, their thickness, practically does not influence the only parameter of the conductivity measurable for individual fractures, the water influx. Consequently, the relationships between fault tectonics and hydrogeology is very weak in the Üveghuta site. The hydrogeology can only be evaluated on the basis of direct hydrogeological data, and no forecast in that field can be given on the basis of geological and physical parameters of the fracture zones.

References

- BALLA, Z., 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARS, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997–1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARS, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., 1998: Az Üveghuta-4 (Üh-4) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological evaluation of Borehole Üveghuta-4). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., 1999: Az Üveghuta-22 (Üh-22) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological evaluation of Borehole Üveghuta-22). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KÓKAI, A., 1998: Az Üveghuta-2 (Üh-2) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological evaluation of Borehole Üveghuta-2). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOLOSZÁR, L., 1998: Az Üveghuta-3 (Üh-3) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological evaluation of Borehole Üveghuta-3). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1998: Telephely-tektonika (in Hungarian: Site tectonics). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1999: Fűrőmagok tektonikai vizsgálata (in Hungarian: Tectonic investigation of drill cores). In: BALLA 1999: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARS, I., 1998: Az Üveghuta-5 (Üh-5) fúrás földtani értékelése (in Hungarian: Geological evaluation of Borehole Üveghuta-5 (Üh-5)). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARS, I., and KOVÁCS-PÁLFFY, P., 1999: Az Üveghuta-22 fúrás földtani leírása (in Hungarian: Geological log of Borehole Üveghuta-22). In: CHIKÁN 1999. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MÜLLER, P., and KIRÁLY, E., 1999: Az Üveghuta-23 fúrás földtani leírása (in Hungarian: Geological log of Borehole Üveghuta-23). In: CHIKÁN 1999. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHY-SEBESS, L., MÉSZÁROS, F., and SZONGOTH, G., 2000: Characteristics of fracture zones in granite based on well-logging data at the Üveghuta site (A gránit töréses öveinek jellemzése mélyfúrás-geofizikai adatok alapján az üveghutai telephelyen). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- ZILAHY-SEBESS, L., SZONGOTH, G., KASZA, Z., and TÓTH, I., 1999: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás. A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94. Correlation of the sedimentary overburden of the granite and possibilities for correlation within the granite complex based on geophysical logging). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

TÖRÉSES ÖVEK FÖLDTANI ÉS GEOFIZIKAI ADATAINAK ÖSSZEJETÉSE AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELYEN

DUDKO ANTONYINA

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

Az üveghutai telephely földtani felépítésének és vízföldtani jellegeinek legkritikusabb elemei a töréses övek, ezeket a lemélyített 6 db mélyfúrás földtani és geofizikai adatainak összevetésével jellemezzük. A földtani és fizikai tulajdonságok a nagyobb töréses öveken határozott kapcsolatban vannak, de ez a kapcsolat egyre gyengébb, amikor a kisebb töréses övekre térünk át. A vízföldtani paraméterek közül törésenként csak vízbeáramlási adatok állnak rendelkezésre. Ezek és a töréses övek mérete között gyakorlatilag nincs kapcsolat, így a telephely vízföldtani képe nemigen prognosztizálható a töréses övek jellegei alapján.

1. Bevezetés

Az üveghutai telephely kutatása (BALLA 2000) során harántolt földtani képződményekről a fúrások az információ két fő típusát szolgáltatották: a fúrómagvizsgálat és a fúrólukban végzett mélyfúrás-geofizikai mérések eredményeit. A fúrómag vizsgálata három különféle módon folyt: kivételkor (a) a műszaki ellenőrzés rögzítette a mag állapotát és kőzetének legáltalánosabb jellegeit, ezt követte (b) a fúrómag vizuális földtani leírása, amely a kőzettani jellegeket és határokat állapította meg és minősítette, valamint (c) a fúrómag szkennelése és tektonikai tanulmányozása, amely elsősorban a szöveti és szerkezeti elemeket tanulmányozta. A maganyag megismerését laboratóriumi vizsgálatok segítették elő.

Az üveghutai telephely földtani felépítésének és vízföldtani jellegeinek legkritikusabb elemei a töréses övek, az alábbiakban az ezekre vonatkozó földtani és mélyfúrás-geofizikai adatokat vetjük össze. Elsőként meghatározzuk, mit értünk töréses öv alatt, ezután átfogó jellemzést adunk a harántolt töréses övekről, végül összesítjük megállapításainkat.

2. A töréses övek meghatározása

A fúrások egyes szakaszain a gránitból kapott mag összetöredezett, ilyen szakaszokhoz kapcsolódik az esetleges maghiány. Körülbelül ugyanezek a szakaszokon a mélyfúrás-geofizikai mérések tanúsága szerint lecsökken a szálban álló kőzetek geoelektromos ellenállása, akusztikus sebessége és sűrűsége. A fizikai paraméterek változása a kőzetek fellazulására mutat, jó összhangban a fúrómag állapotának általános leromlásával. Mind a fúrómagon (elsősorban az összetört és az épebb mag átmenetein), mind a lyuktelevíziós képeken jól látható, hogy az összetöredezett-

séget a repedéssűrűség megnövekedése okozza, a fúrómagban a repedéseken gyakran láthatók elmozdulási nyomok.

A fenti jelenségeknek egyetlen ésszerű értelmezését látjuk, s ez az, hogy a fúrómag állapotának leromlása és a szálban álló kőzet fizikai fellazulása töréses zónákat jelez. Ilyen – és csak ilyen – szakaszokon válik instabillá a fúrólukak fala, s figyelhető meg omlás, kipergés, kavernásodás. Ez a körülmény egyértelművé teszi, hogy az üveghutai telephelyen az instabilitás mindig töréses övek megjelenésére vezethető vissza.

Az összetört szakaszokon szinte mindig másodlagos ásványok (elsősorban agyagásvány és klorit, továbbá limonit, gyakran kalcit, karbonát és ankerit, ritkábban kvarc, hematit és pirit [Üh-5] vagy pirit/markazit [Üh-22], valamint epidot [Üh-23]) jelennek meg. Feldúsulásukkal magyarázható a neutronporozitás növekedése ugyanezen szakaszokon: ez a növekedés gránitban nagyobb víztartalmat jelez, amelyet azonban csak kismértékben indokolhat a szabad repedésvíz, hiszen ennek mennyisége a kútvizsgálat és áramlásmérés tanúsága szerint többnyire elenyésző; ugyanakkor a filloszilikátok (agyagásvány és klorit) kötött víztartalma megfelelő indokul szolgál. A másodlagos ásványok hidrotermális eredetűek, s jelenlétük hidrotermális bontást jelez. Ez a körülmény megerősíti azt a következtetésünket, hogy az összetöredezett szakaszok tektonikus, töréses zónákra esnek.

Az üveghutai gránitot dinamometamorfózison (katakklázis, milonitosodás) esett át, amely az esetleges kihűlési szerkezeteket gyakorlatilag megsemmisítette, s ugyanakkor nem gyengítette meg a kőzet fizikai állapotát (a kataklázis és milonitosodás nem vezet sem a sűrűség, sem az akusztikus hullámsebesség csökkenésére, s nem ismerhető fel a lyuktelevíziós képeken sem). Ez azt jelenti, hogy bármilyen fellazulás csak később következhetett be, vagyis a töréses öveket nemigen lehet másnak, mint tektonikus eredetűnek elképzelni. Ezzel teljes összhangban van az a körül-

Töredezettséggel kapcsolatos anomáliák típusai a mélyfúrás-geofizikai anyagokban

Mért paraméter	Anomália		
	minősítése	jellege	
Ellenállás, sűrűség, akusztikus sebesség	erős	minimum	nagy amplitúdó, éles határok
	közepes		közepes amplitúdó, éles határok
	gyenge		kis amplitúdó
	relatív		lejtőn vagy csúcson
	differenciált		tagolt
Neutronporozitás	erős	maximum	nagy amplitúdó, éles határok
	közepes		közepes amplitúdó
	gyenge		kis amplitúdó
	relatív		lejtőn vagy mélyedésben
	differenciált		tagolt
Akusztikus hullámkép	erős	csillapodás	teljes megszakadás
	közepes		részleges megszakadás jelentős változással
	gyenge		gyenge részleges megszakadás gyenge változással

Az erős, a közepes és a gyenge az anomália intenzitását jellemzi. Ha az anomália állandó háttéren jelentkezik, ezt a három kifejezést önállóan használjuk, ha emelkedő/csökkenő háttéren vagy ellentétes értelmű anomálián, a *relatív* jelzővel együtt. Ha az anomália nem egyszerű, hanem tagolt maximum vagy minimum, a *differenciált* jelzőt tesszük az intenzitást jelölő szó mellé.

mény, hogy környezetükben elmozdulási nyomok sokasága figyelhető meg (MAROS, PALOTÁS 1998, 1999), s maguknak az öveknek az anyaga hidrotermális bontást szenvedett. Fontosnak tartjuk, hogy a töréses övekkel kapcsolatban a tektonikus eredetnek mind ez ideig nem merült fel semmiféle tárgyalható alternatívája, ezért ezt az eredetet bizonyítottan vesszük.

3. Az üveghutai töréses övek átfogó jellemzése

Az üveghutai töréses övek jellemzésére kigyűjtöttük mindazon földtani és geofizikai adatokat, amelyek a töréses övek indikátoraiként foghatók fel. Ezek a következők voltak:

A földtani dokumentáció (KÓKAI 1998, KOLOSZÁR 1998, CHIKÁN 1998, MARSÍ 1998, MÜLLER, KIRÁLY 1999, MARSÍ, KOVÁCS-PÁLFFY 1999) két független információját használtuk fel, amelyek a következők:

- a *fúrómag töredezettsége*: jellemzésére különféle kifejezések (töredezett, apró darabokra tört, zúzott, breccsa stb.) merültek fel, amelyek nem kategorizálhatók, ezért megtartottuk nevüket eredeti formájukban; ellenőrzésképpen összevetettük a műszaki ellenőri dokumentációval, amely ezeket a minősítéseket lényegileg megerősítette;
- *másodlagos ásványok*: felsorolásuk mélységközönként.

A mélyfúrás-geofizikai anyagok (ZILÁHI-SEBESS et al. 1998, 1999) három fő típusa állt rendelkezésünkre: görbék (ellenállás, sebesség, sűrűség, neutronporozitás), akusztikus hullámkép és lyuktelevíziós kép. Ezeket a geofizikai értelmezés felhasználásával jelöltük ki és minősítettük a töréses öveket. A minősítésekhez (1. táblázat) az alábbi megfontolásokkal éltünk:

- az elektromos ellenállás csökkenése igen érzékenyen mutatja a fajlagos felület növekedését és ezzel a repedezettséggel és feldarabolódás mértékét;

- a sűrűség csökkenése közvetlenül jelzi a kőzet fellazulását;
- az akusztikus hullámsebesség csökkenése ugyancsak közvetlenül jelzi a kőzet fellazulását; az így keletkező minimumok az akusztikus hullámképen többnyire csillapodási, megszakadási sávokként jelentkeznek;
- a neutronporozitás növekedése a kőzet repedéseiben és pórusaiban – gránit esetében – főleg a filloszilikátok anyagában lévő víz mennyiségének megemelkedését, s ezzel mind a fellazulást, mind a hidrotermális bontottságot indikálja;
- a lyuktelevíziós képek a töréses öveket közvetlenül mutatják, az esetek döntő többségében kisebb-nagyobb egyedi törések vagy repedések tömegével.

A kigyűjtés során egy sor kiegészítő megfontolással éltünk. A töréskijelölés elsődleges alapja a *fúrómag állapota* volt. A gyakorlatban meggyőződünk arról, hogy az 1 m-nél kisebb töredezett szakaszoknak ugyan nem mindegyike jelentősebb ellenállás- és sebességminimum töredezett szakaszra esik. Kb. 1 m szakaszvastagságtól kezdődően a *fúrómag állapota az ellenállás- és a sebességeloszlással együttesen* mindig felhasználható töréses övek kijelölésére. A *sűrűség* és a *neutronporozitás* jelentősebb anomáliái szinte kivétel nélkül töréses szakaszokra esnek, de még a nagyobbak

A lyuktelevíziós képen látható mintázatok típusai

Mintázat típusa	Töredezettésség jellege	Sávok/vonalak*	
		mennyisége	hányada a képterületen
Homogén	egységes	–	–
Foltos	inhomogén	–	–
Rácsos	–	sok sáv	jelentős
Hálós	–	sok vonal	csekély

* A lyukfálhengert metsző síkok nyomvonalai (a lyuktelevíziós képen, amely a lyukfál hengerpalástjának kiterített képe), színuszgörbék.

3. táblázat

Az Üh-2 fúrás töréss öveire vonatkozó földtani és mélyfúrás-geofizikai adatok összefüggése (részlet)

Mélység	Földtan		Ellenállás		Akusztikus sebesség		Sűrűség		Neutronporozitás		Lyuktelevízió		
	fűrésztalaj	fürtalaj	fedő	talaj	fedő	talaj	fedő	talaj	fedő	talaj	fedő	talaj	tipus
130,8	131,0		130,8	133,5									
131,0	132,5	repedezett	130,8	133,5									
132,5	133,5												
133,5	133,9												
133,9	134,0												
152,2	153,0	repedezett	152,2	153,8									
153,0	153,6												
153,6	153,8												
181,7	182,0												
182,0	182,7												
182,7	183,1	repedezett	182,0	183,1									
183,1	184,0												
184,0	184,3												
195,0	195,2												
195,2	195,6	töredezett	195,2	195,6									
195,6	195,8	töredezett	195,6	195,8									
195,8	196,2												
196,2	196,3												
196,3	196,5												
213,4	213,6												
213,6	213,8												
213,8	213,9												
213,9	214,0	töredezett	213,8	214,1									
214,0	214,1												
214,1	214,6												
214,6	215,0												
215,0	215,1												
215,1	215,2												

Szürke = nincs töréss övre mutató jelenség

közül sem minden töréses övben van sűrűség- és neutronporozitás-anomália. Ezért ezt a két paramétert csak a töréses övek kiegészítő jellemzésére használjuk.

A lyuktelevíziós kép mintázatában négy típust különítünk el (2. táblázat), amelyek az összetöredezés erősségében és jellegében lényegileg folyamatos sorozatot alkotnak az alábbiak szerint:

1. a *homogén* típusban az összetöredezés olyan erős, hogy a kőzet gyakorlatilag murva- vagy homokszerűvé vált;
2. a *foltos* típusban az összetöredezés erős, de a kőzetben már felismerhetők épebb törmelékdarabok, amelyek határai azonban nem állnak össze követhető síkká;
3. a *rácsos* típusban a kőzetet különböző irányú repedések szelik át, amelyek síkjai zömmel felismerhetőek, s döntő részük vetőagyagként vagy másodlagos ásványokkal kitöltött érként jelenik meg;
4. a *hálós* típusban a kőzetet különböző irányú repedések szelik át, amelyek síkjai jól felismerhetőek, nagy részük zárt vagy csak igen vékony eret képez.

Az egyes típusok határai értelemszerűen nem élesek, ezért a két szomszédos típus közötti választás a minősítés során esetenként szubjektív. Az ebből fakadó pontatlanság azonban nem befolyásolja az összképet.

A kigyűjtés nyomán tisztázódott, hogy a különböző adatokból kapott határok nem pontosan egyeznek. Ennek az alábbi okai lehetnek:

- egyazon töréses övben különféle hatások összegeződnek, amelyek határai nem esnek egybe (pl. a hidrotermális bontás vagy az erek mennyisége egyazon szakaszon belül is változhat, akárcsak a töredezettség intenzitása és jellege);
- a különböző földtani és geofizikai módszerek érzékenysége egyazon jelenségre eltérő lehet;
- a geofizikai görbékben a határkijelölés pontossága attól függ, milyen háttéren jelentkezik az adott ano-

mália: ha ez a háttér, töréses övek nélkül is tagolt, a kapott határ bizonytalanabbá válik;

- az egyes földtani és geofizikai módszerekkel meghatározott mélységeket mindig terheli valamilyen hiba;
- a különböző földtani és geofizikai módszerekkel kapott mélységek egymáshoz képest elvileg valamennyit csúsztatnak, mert a mélységet a felszinnel összekötő anyag nem azonos (fűrőmagnál rudazat, geofizikai méréseknél kábel), s még azonos anyag esetén sem egyszerre történnek a különböző mérések.

Mindebből következően a mélységeltérés kétféle lehet: *statisztikus* jellegű, amikor a felső és alsó határon mutató eltérések különböző irányúak, s a különböző adatok egyazon, viszonylag kis tartományban szóródnak, és *szisztematikus*, amikor a felső és alsó határon mutató eltérések azonos irányúak, vagyis a különböző módszerekkel kapott mélységtartományok csúsztatással jobban egyeztethetőek. A rendelkezésre álló adatokban elsősorban statisztikus eltéréseket észlelünk, elcsúszás legfeljebb gyanítható, de általában nem igazolható (nem jelentkezik több, egymás alatt következő mélységszakaszon azonos irányban és azonos mérettel vagy azonos trenddel).

A töréses öveket a legszélső mélységadattal határoltuk le, azaz maximális *vastagságokat* vettünk fel. Az adatok elemzését az Űh-2 fúrás példáján mutatjuk be (3. táblázat). Az elemzés nyomán az egyes geofizikai anomáliatípusoknak, a lyuktelevíziós mintázatoknak, valamint a földtani leírás során észlelt töredezettség intenzitásának kombinációja alapján a töréses zónák hét kategóriáját különböztetjük meg (4. táblázat), s ennek alapján vázolunk fel áttekintő képet a fúrásokkal harántolt törésekről. Mintaként az Űh-2 fúrást mutatjuk be (5. táblázat).

A hét kategória az egyes módszerekben a töréses övekre jellemző paraméterek gyengülésének sorrendjében követi egymást, vagyis a kategorizálás alapvetően intenzitást tükröz. Egyetlen kivétel van: a 2. kategóriában a neutronporozitás kisebb, mint a 3.-ban. A bevezetésben mondottak fé-

4. táblázat

A töréses övek kategóriái földtani és mélyfúrás-geofizikai adatok korrelációja alapján

Kategória	Földtan		Mélyfúrás geofizika				Akusztikus lyuktelevízió mintázat
	töredezettség	elektromos ellenállás	akusztikus sebesség	akusztikus hullámkép	sűrűség	neutronporozitás	
		csökkenés	csökkenés	csillapodás	csökkenés	növekedés	
1.	erős	erős/közepes	erős	erős	erős (relatív)	erős (relatív)	homogén/ /foltos/rácsos
2.	erős	erős/közepes (differenciált)	erős	erős/közepes	közepes/gyenge (differenciált)	gyenge	homogén/rácsos
3.	közepes	erős/közepes (relatív)	erős/közepes	erős/közepes/ /gyenge	gyenge (relatív)/ /nincs	erős (relatív)	foltos/rácsos/ /hálós
4.	közepes	erős (relatív)	erős/közepes	gyenge	nincs	gyenge/nincs	rácsos/hálós
5.	gyenge/ /közepes	gyenge (relatív)	gyenge/nincs	gyenge/nincs	gyenge/nincs	gyenge/nincs	rácsos/hálós
6.	gyenge	gyenge	nincs	nincs	nincs	gyenge/nincs	hálós
7.	gyenge	nincs	nincs	nincs	nincs	nincs	hálós

Zárójelben az esetlegesen (l. az 1. táblázathoz fűzött magyarázatot) fellépő minősítés.

Az Üveghuta Üh-2 fúrás töréss öveinek minősítése

No	Mélységköz [m]	Földtani jellemzés	Ellenállás-minimum	Akusztikus hullámkép csillapodás	Akusztikus sebesség minimum	Sűrűség-minimum	Neutronporozitás-maximum	Lyuktelevíziós mintázat	K
1.	131,0–134,0	repedezett	gyenge	–	–	–	–	hálós	6
2.	152,2–153,8	repedezett	gyenge	–	–	–	–	hálós	6
3.	181,7–184,3	repedezett	gyenge	gyenge	gyenge	–	gyenge	hálós	5
4.	195,0–196,5	töredezett	közepes	gyenge	gyenge	–	gyenge	foltos	4
5.	213,4–215,2	töredezett	közepes	közepes	közepes	erős	erős	foltos	3
6.	260,0–262,3	erősen töredezett	erős	közepes	gyenge	erős	közepes	foltos/hálós	3
7.	305,5–312,0	töredezett/repedezett	erős	gyenge	közepes	gyenge	közepes	hálós/foltos	4
8.	326,7–329,2	repedezett	közepes	gyenge	gyenge	gyenge	gyenge	rácsos/hálós	5
9.	343,4–351,9	erősen töredezett	közepes	csökkenés	gyenge	erős	erős	rácsos/fo.lt./hál.	3
10.	355,0–358,3	összetöredezett	közepes	gyenge	gyenge	erős	erős	hom./rács./fo.lt.	3
11.	360,4–371,1	erősen tör./vbr.	erős	erős	erős	közepes	erős	hom./rács./fo.lt.	1

Félkövér = 1–4. kategória; K = kategória, fo.lt. = foltos, hál. = hálós, hom. = homogén, rács. = rácsos, tör. = töredezett, vbr. = vetőbreccsa.

nyében ez azt jelentheti, hogy a 3. kategóriájú töréss övekben a filloszilikátos hidrotermális bontás erősebb, mint a 2. kategóriájúakban. Tipizálásra azonban nem látunk lehetőséget.

A töréss övek minősítésében csak a 3. és 4. kategóriától kezdve vannak eltérések a földtani és geofizikai minősítés között, vagyis a nagyobb töréss övek kijelölése nagymértékben objektívnek tekinthető. Ezt igazolja a töréss övek fúrásstengely mentén mért vastagsága és kategóriája között fennálló egyenes összefüggés (1. ábra) is.

A töréss övek indikátora a *tektonikai repedezettség* (MAROS, PALOTÁS 1998, 1999) is. Az összevetéshez ennek értékeit osztályokba soroltuk: a 70%-nál nagyobb csúcsokat az 1., a 70%-nál nagyobb és 40–70% közötti csúcsokat egyaránt tartalmazó szakaszokat a 2., a 40–70% közötti csúcsokat a 3. és a 40%-nál kisebbeket a 4. osztályba soroltuk. A töréss övenkénti osztályok és kategóriák között egyenes összefüggés figyelhető meg (2. ábra). Ezen az általános háttéren azonban jelentős eltérések is mutatkoznak, vagyis a tektonikai töredezettség ugyanúgy nem egyértelmű indikátora a töréss öveknek, mint bármely más, önmagában vett paraméter.

Gyakorlati értelemben a töréss övek kétféle szempontból játszanak nagy szerepet: egyrészt a kőzetek állékonyságát, másrészt a felszín alatti vízáramlást befolyásolják. A töréss övek állékonysága jóval kisebb, mint a közeikben lévő gránit, másrészt a gránitban lévő víz mozgása a törésekhez kapcsolódik. A törések megjelenése sokféle lehet, hajszálrepedésektől kezdve egészen a legnagyobb töréss övekig. A fizikai paraméterek korrelációja a földtani értelemben vett töredezettséggel arra enged következtetni, hogy az állékonyság annál rosszabb, minél nagyobb az illető töréss öv. A fizikai paraméterek változásának mértékéből az állékonyság csökkenése közvetlenül is megítélhető.

A töréss övek szerepe a vízmozgásokban már nem ilyen egyértelmű, és jóval nehezebben vizsgálható. Értékeléséhez a vízmozgást közvetlenül befolyásoló paraméterekre van szükség. Ezek egy része (pl. a szivárgási tényező) a töréss övek fúrásos harántolásain kútvizsgálattal, de más részük (pl. a tározási tényező és az effektív porozitás) csak a töréss övek hosszabb szakaszain, fúrások közötti módszerekkel kapott adatokból számítható. A kútvizsgálatok során csak a legnagyobb töréss övekre kaptunk egyedi adatokat, a töréss övek döntő többségére nincs önálló információ, mert a vastagságuknál jóval hosszabb mérési szakaszokon belül estek.

Ebben a vonatkozásban a fúrásokban mért *vízbeáramlások* szolgáltatják az egyetlen olyan adatsort, amely összevethető a töréss övek paramétereivel. Általában úgy gondolják, hogy a töréss övek vastagsága a vízmozgásokat befolyásoló legfontosabb paraméter, ezért ennek a hatását vizsgáltuk meg. Természetes állapotban vízbeáramlást egyetlen fúrásban sem kaptunk (0,01 l/min kimutatási határral), beáramlások akkor jelentek meg, amikor a fűrőlyukból eltávolítottuk a víz egy részét, azaz nyomáscsökkenést hoztunk létre. Minél nagyobb a nyomáscsökkenés, annál nagyobb a beáramlás, ezt az áramlásmérések és a kútvizsgálatok összevetése világosan mutatja (BALLA 2000). Az áramlásmérések során akkora nyomáscsökkenést hoztunk létre, hogy mérhető vízhozamot kapjunk. A konkrét értékek 0,7 és 43,0 m között ingadoztak, de többnyire 15 m körül voltak.

A beáramlási hozamokat csak azonos nyomáscsökkenés mellett lehet összehasonlítani. Első megközelítésként lineáris összefüggést tételeztünk fel a nyomáscsökkenés és a hozam között, nem számoltunk nyomásküszöböt a beáramlás megindulásához, s 15 m-es leszivásra korrigáltunk. A korrigált beáramlási hozamok gyakorlatilag nem mutat-

tak összefüggést a töréses övek vastagságával (3. ábra). Nem igazolódott tehát az a feltevés, hogy minél nagyobb egy töréses öv, annál jobban vezeti a vizet. Ez teljes összhangban van azzal a tapasztalati ténnyel, hogy a legnagyobb telephelyi beáramlást önálló, nyílt repedésen, és nem valamely töréses övön kapták.

4. Összefoglalás

A mélyfúrás-geofizikai mérésekkel meghatározott paraméterek közül az elektromos ellenállás, a sűrűség és az akusztikus hullám sebesség csökkenése, valamint a neutronporozitás növekedése a *töréses övek* felében egyértelműen jelzi a kőzet fellazulását és hidrotermális bontottságát. A többi töréses övnél is van hasonló összefüggés, bár a geofizikai paramétereknek itt már nem mindegyikével. A geofizikai paraméterekben csak a legkisebb töréses övek nem jelentkeznek. A fellazult szakaszok töréses eredetéről a lyuktelevíziós képeken közvetlenül meg lehet győződni:

ezen a szakaszokon ugyanis repedések és erek sűrűsödése látható. A mélyfúrás-geofizikai paraméterek tehát felhasználhatók a töréses övek kijelölésére. A négyféle paraméter megteremti a törések fizikai kategorizálásának a lehetőségét. A kategóriák a töréses övek kialakulására vezető jelenségek intenzitását tükrözik, a jelleg szerinti tipizáláshoz nem nyújtanak alapot.

A töréses övek kategorizálása segítséget nyújthat az állékonyság megítéléséhez, ami a tároló telepítésénél lehet fontos szempont. A földtani alkalmasság szempontjából a törések szerepét elsősorban vízvezető képességük alapján kell megítélnünk. E téren megállapíthatjuk, hogy a törések legfontosabb paramétere, a vastagság, gyakorlatilag nem befolyásolja a vízvezető képesség egyetlen, töréses övenként is mért mutatóját, a vízbeáramlást. A töréses tektonika és a hidrogeológia közötti kapcsolat tehát az üveghutai telephelyen igen laza, a hidrogeológiai képről csak közvetlen hidrogeológiai adatok alapján nyilatkozhatunk, s nem adhatunk előrejelzést a töréses övek földtani és fizikai tulajdonságaira támaszkodva.

RESULTS OBTAINED FROM DIGITAL PROCESSING OF REMOTE SENSING DATA IN THE REGION OF THE ÜVEGHUTA SITE

LÁSZLÓ VÉRTESY*, ÁGNES GULYÁS* and MARILLA BODROGI**

*Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

**BTIX Remote Sensing & Informatics Co., H-1118 Budapest, Somlói u. 72.

Keywords: Hungary, image analysis, lineament, remote sensing, Southeastern Transdanubia, SPOT

Digital processing of satellite images has been performed as one of the methods applied in the characterisation of the Üveghuta site. This processing resulted in detection of linear elements, and their statistical analysis was carried out.

Digital processing of satellite images based on geological considerations is one of the research projects in the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary. In this paper the results, steps and practical implementation of the procedure are briefly discussed.

1. Introduction

The Airborne Geophysical and Remote Sensing Team of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (ELGI) performed the analysis of digital satellite images in the surroundings of Udvari and Üveghuta in 1996, in the framework of the investigation for potential repository sites of low- and intermediate-level radioactive waste. The objective was to enhance long-stretching linear elements (lineaments) based on a satellite image in a 15 km radius of Borehole Üh-1. The results were summarised in a previous report (BODROGI *et al.* 1996).

One month was available to carry out this work. We purchased the SPOT P satellite image of July 2, 1995, from the Institute of Geodesy, Cartography and Remote Sensing (Hungary), which served as a basis for processing.

We performed field checks and a grouping of lineaments identified in 1996 in the framework of the Üveghuta site investigation in 1997. The results were summarised in a separate report (BODROGI and GULYÁS 1997).

An additional objective of the remote sensing study is to establish, by determining the lineaments, a data system which is independent of the results simultaneously obtained by other surveys.

In the following text we describe first the method applied, then the results obtained, and finally present a summary.

2. The method

In the course of the work we laid emphasis on the application of up-to-date processing methods. The applied digital processing system – developed in ELGI – has signifi-

cantly reduced the subjective nature of lineament detection compared to the traditional visual interpretation procedures. In what follows, steps of the applied procedure are briefly described. Firstly we discuss methods of line detection, then directional statistics.

2.1. Methods of line detection

As a first step corrections were performed on the satellite image to remove the image errors (stripes) disturbing the processing. The corrected, then geometrically transformed (georeferenced) satellite image constitutes the basis for further studies (*Figure 1*). All further steps of the methodology are aimed at the enhancement of linear elements or elements combining into lineaments from other types of information. In addition to traditional aerial photo interpretation our fundamental intention was to avoid subjective elements in line detection and to automate the process as much as possible. To achieve this a series of filtering procedures was applied to prepare the automatic, semiautomatic and manual line detection.

The *automatic line detection* calculates automatically the direction of the horizontal gradient of the reflectance code (which is a value used to characterise reflectivity of the given surface). The result is a raster which contains an azimuth value at each pixel of the original image. The interpreter, using a suitably chosen colour table, visualises arbitrary directions.

In *Figure 2* the trend image of a subset area is demonstrated.

In the *semiautomatic line detection*, automatic procedures are carried out aimed at enhancement of the linear elements. In such a case, however, all linear structures appear in the image, including those which should be con-

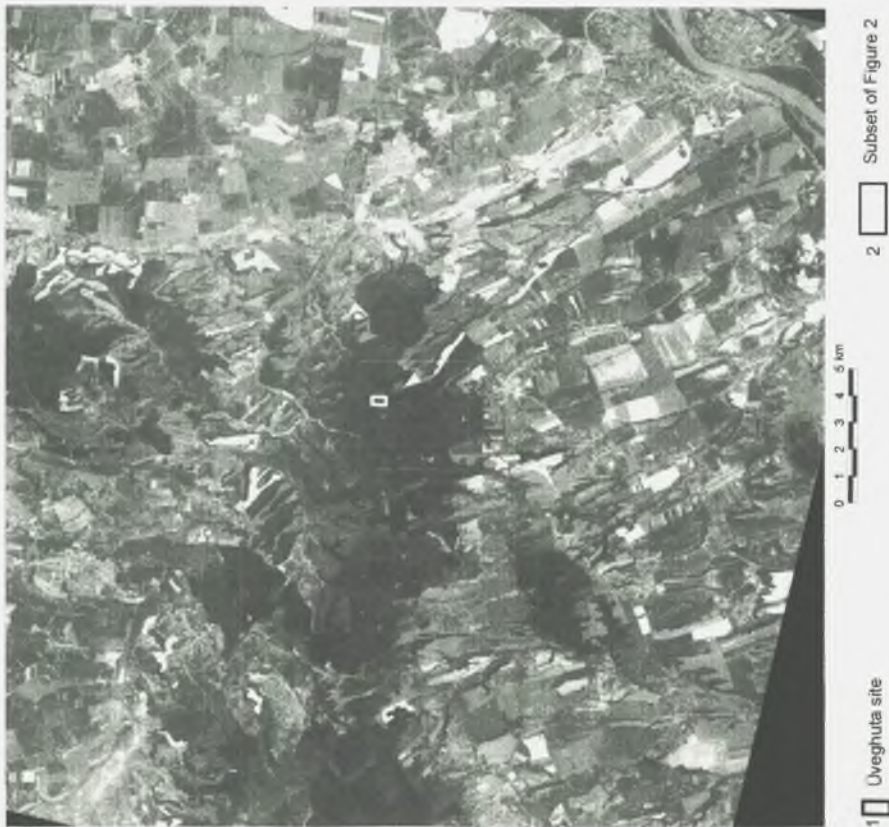


Figure 1. The corrected and georeferenced SPOT P image

1. ábra. A javított és koordinátákkal ellátott SPOT P űrfelvétel

1 – Uveghuta telephely, 2 – a 2. ábra körvonala

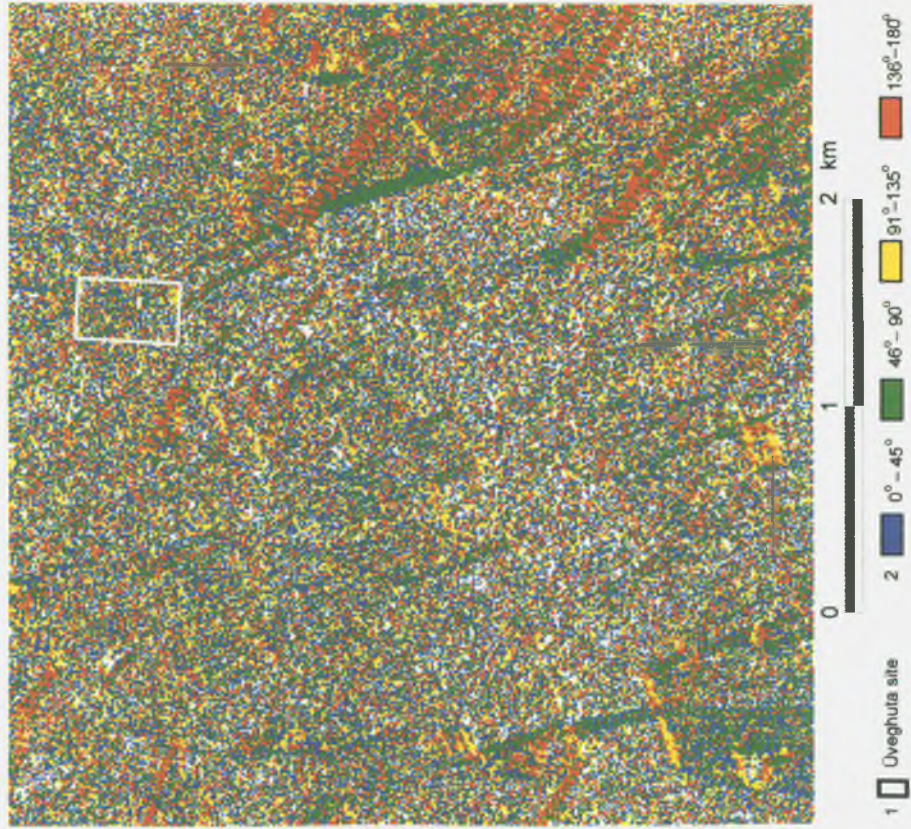


Figure 2. Trend image (subset, location see in Figure 1)

2 – tilt ranges

2. ábra. Trendkép (részlet, helyzetét l. az 1. ábrán)

1 – Uveghuta telephely, 2 – dőlésirány-tartományok

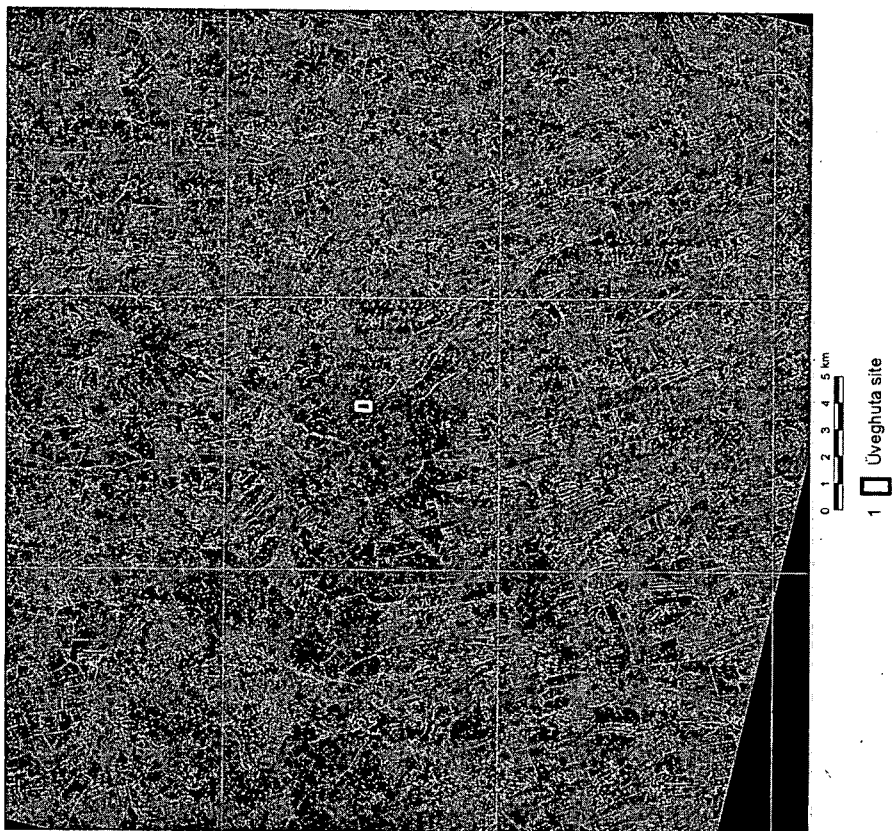


Figure 3. Non-directional edge detection (density-sliced image)

3. ábra. Irányfüggetlen élkítűzés (rasztervágott kép)

1 – Üveghuta telephely

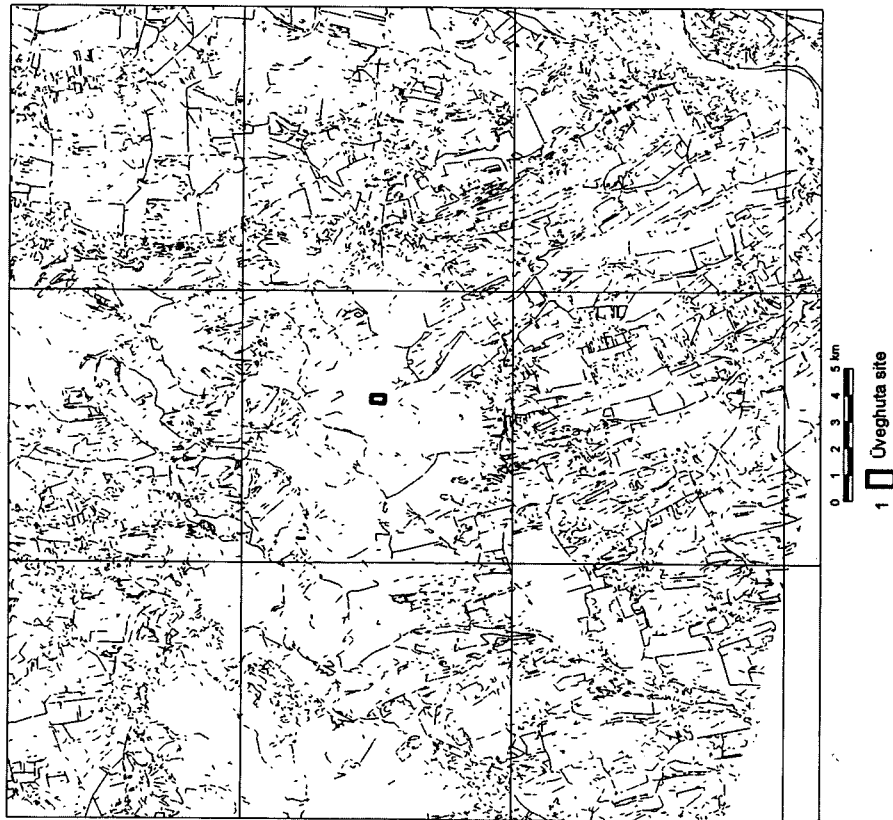


Figure 4. Non-directional edge detection (vectorised data, lines longer than 100 m)

4. ábra. Irányfüggetlen élkítűzés (vektorizált adatrendszer, 100 m-nél hosszabb vonalak)

1 – Üveghuta telephely

sidered as noise from the viewpoint of study (e.g. the street systems of a built up area), therefore exclusion linear elements, e.g. filtering out too short lines, becomes necessary. Limits for filtering are set by the interpreter, therefore this procedure is called semi-automatic. Steps of the procedure are:

- Edge enhancement: to decrease blur, and to enhance the boundaries.
- Edge detection:
 - non-directional: enhancement of all linear elements,
 - directional: enhancement of lines falling into a given direction.
- Density slicing: cutting off point-like raster configurations which can be considered noise (Figure 3).
- Vectorising: transformation of visible raster elements into real lines.
- Vector cutting: elimination of too short (e.g. street

system of settlements), and too long (railway, road) or other lines of obviously artificial origin (Figure 4).

The *manual line detection* includes the traditional aerial photo interpretation, with the modification that, in addition to the basic image, the results of all procedures, derived and calculated, image-like and statistical, namely results of automatic and semi-automatic line detection were included in the interpretation. The characteristic lines in the area were determined, taking into account the zones of changes in the images' texture as well. Those lines were marked which could also be identified in images of several partial results. It should be noted that in many cases the result does not contain the lines enhanced by filtering, but the textural changes visible in the filtered image, e.g. it shows the boundary between the area containing dense, short lines and the line-free area.

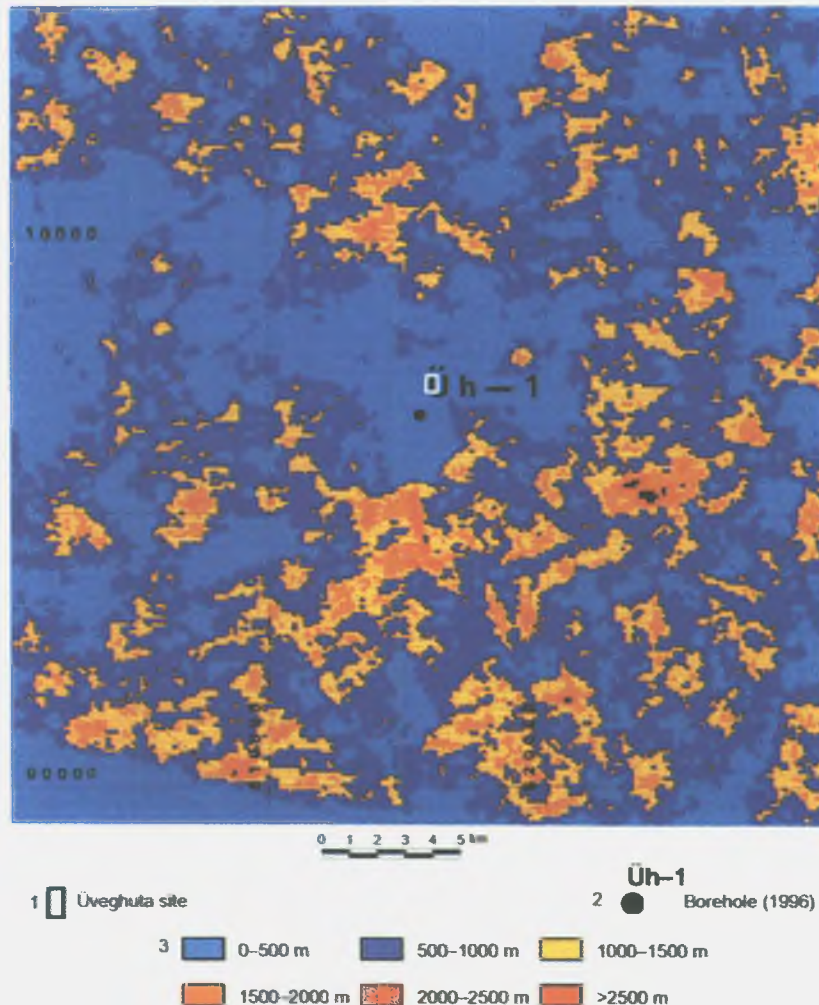


Figure 5. Distribution of lines longer than 100 m (non-directional edge detection, colour code based on line length)
3 – ranges of line length

5. ábra. A 100 m-nél hosszabb vonalak eloszlása (irányfüggetlen élkitűzés, vonalhossz szerinti színezés)
1 – Üveghuta telephely, 2 – 1996. évi fűrés, 3 – vonalhosszak

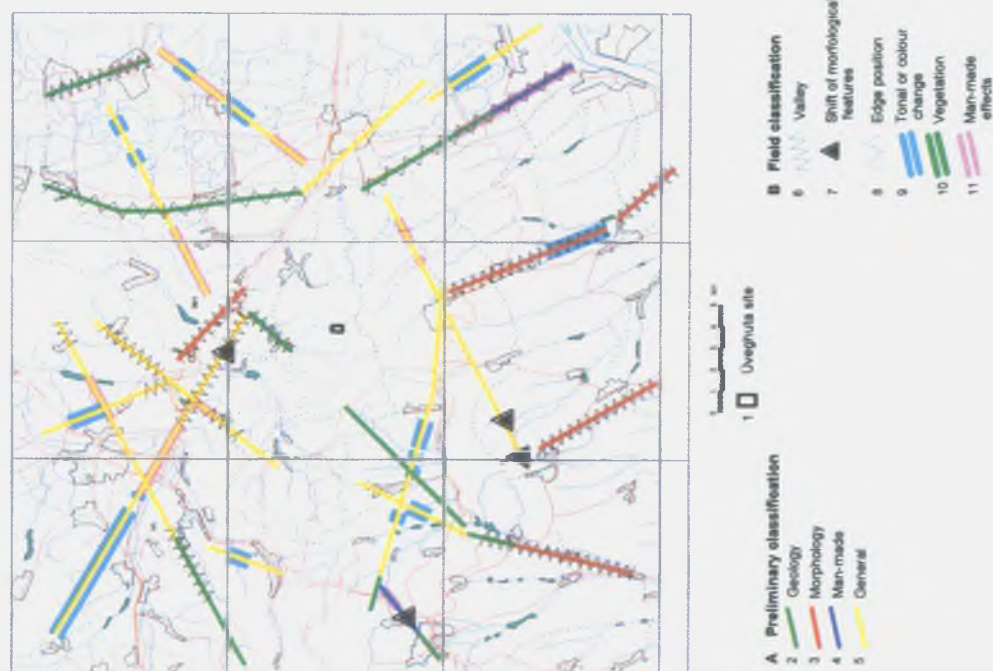


Figure 7. Checking of remote sensing results, classification of the lineaments

7. ábra. A távérzékelési eredmények ellenőrzése, a lineamensek minősítése

1 – Üveghuta telephely

A = előzetes megfigyelés eredményei: 2 – földtani, 3 – domborzati, 4 – mesterséges, 5 – nem minősített. B = terepi megfigyelés eredményei: 6 – völgy, 7 – domborzati jelenségek elcsúszása, 8 – elhelyeztet, 9 – talajfelszínváltozás vagy talajminőségváltozás, 10 – növényzeti, 11 – mesterséges hatás

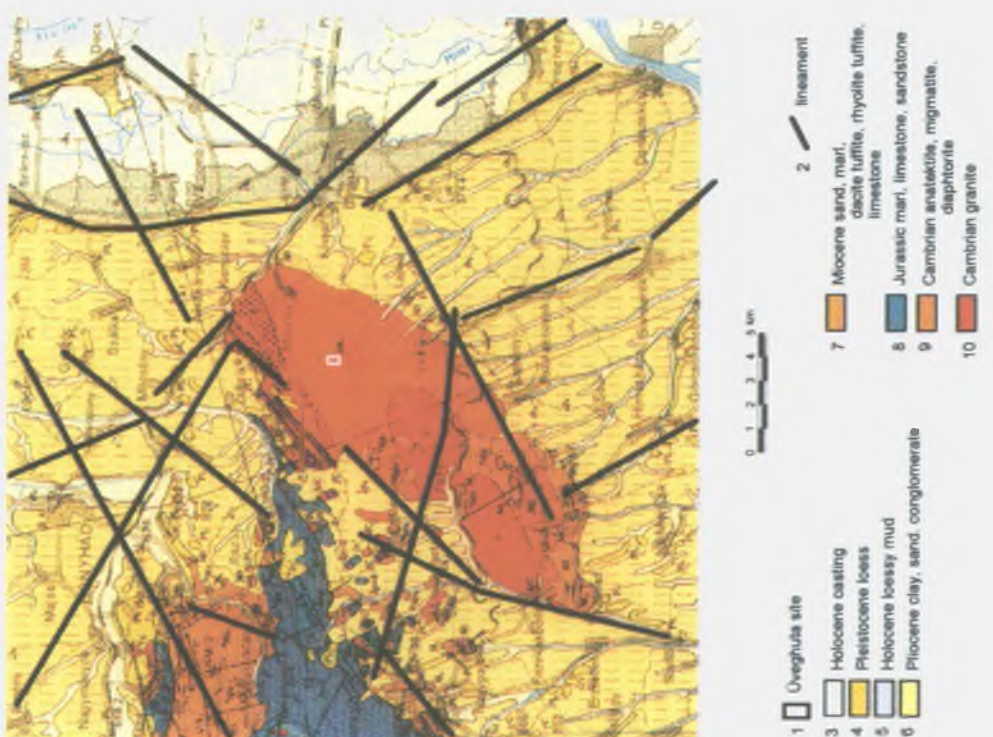


Figure 6. Lineaments obtained from remote sensing data and plotted on the geological map (FORGÓ *et al.* 1966)

6. ábra. A távérzékelési adatokból meghatározott lineamensek földtani térképen (FORGÓ *et al.* 1966) megjelenítve

1 – Üveghuta telephely, 2 – úrlineaments, 3 – holocén, friss öntés, 4 – pliocén lösz, 5 – holocén, lösziszap, 6 – pliocén agyag, homok, konglomeratum, 7 – miocén, homok, agyagmárga, dácit- és riolituffit, mészkő, 8 – jura, márga, mészkő, homokkő, 9 – kambrium, anatektit, miجماتت, diaforit, 10 – kambrium, gránit

2.2. Directional statistical studies

The objective of statistical studies was the spatial grouping of line systems and the improvement of visualisation. The applied program for statistical processing of vector data sets was prepared in ELGI. This program run with suitable parameters determines the distribution of lineaments in the survey area according to their length. The main point of the procedure is that after dividing the area into squares of arbitrary size the distribution of lines is studied in their selected vicinity. The result is a raster image with pixels giving the total length of lines falling into a predetermined vicinity of the given pixel (Figure 5).

3. Results

As a result of the interpretation of digital satellite images, 21 lines have been marked out with a total length which is more than 200 km (Figure 6). The lines were individually numbered and individually interpreted.

From the point of view of results it is important to note that the SPOT P image on which lineament detection was based, was made in the summer period, which means that vegetation hid numerous phenomena. The situation was the same during the field check, at the end of September, 1997. The ideal image for the solution of the given tasks – taken in clear weather, in a vegetation- and snow-free period – was not available in the archives, so therefore an image approximating the optimal state was chosen. The lineaments constructed on the basis of remote sensing data could be associated not only with tectonic lines, due to the nature of these data. The lineaments occasionally are really elongated features, in other cases chains of amorphous phenomena along a line. The manually determined lines obviously associated with artificial effects were not plotted in the map of results, despite their possible connection with geology. In addition to the plotted lines further ones can be indicated on the basis of new interpretation.

We have studied what kind of phenomenon can a line or one of its sections be connected with. We have examined which lines can be connected to known geological, topographical or planar objects based on the available maps (Figure 7, A). Finally, the remaining non-classified lines were grouped during the field investigation (Figure 7, B).

In this way, the 21 lineaments were distributed among the following classes:

- *Lines of geological origin (2)*: line coinciding with formation boundaries or faults in the geological map (FORGÓ *et al.* 1966).
- *Lines of topographic origin (3, 6, 7, 8)*: lines, line sections that can be explained by the effect of elements clearly visible in the topographic map (ridges, crests, valleys, banks in roads, benches), or elements of smaller amplitude which cannot be seen in the map because of their size but can be observed in the field.
- *Lines associated with discolouration of soil, with*

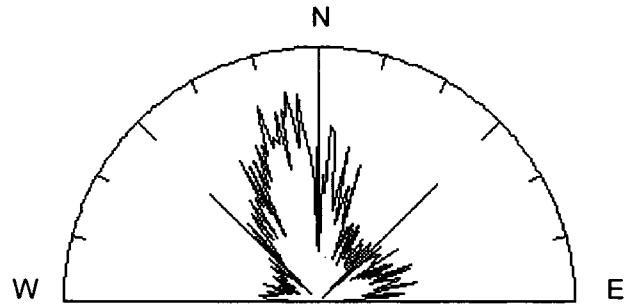


Figure 8. Orientation of lines longer than 100 m (non-directional edge detection)

Total number of data is 35,000

8. ábra. A 100 m-nél hosszabb vonalak irányeloszlása (irányfüggetlen élkítés)

Az adatok száma: 35 000 db

changes in soil quality (9): we deemed it reasonable to separate these because a large part of the area is under silviculture or agriculture, so their impact (soil erosion, fertilisation, irrigation, *etc.*) cannot be ignored.

- *Lines coinciding with changes in vegetation (10)*: this is one of the widest classes, and at the same time it is most difficult to check. Since the time of image recording numerous changes have taken place (afforestation, deforestation, *etc.*), but we assumed that these were not significant considering the size and location of cultivated land.
- *Lines that can be explained by anthropogenic effects (4, 11)*: the lines that were included in this class appear to be the effects of roads, railways, building groups, settlements, surface or underground cables, pipes, *etc.*
- *Non-classified lines (5)*: based on the available data we did not find any clear explanation.

In the course of classification some lines fitted more categories, and in this case we classified it according to the above order. Namely, if a section can be connected to a formation boundary visible on the geological map and to a road as well, then we classified it as of geological origin.

The result of this classification can be seen in Figure 2.

The characteristic direction is 350–170° based on the directional statistical study of lines constructed by semi-automatic line detection. Directions 70–250° and 10–190° also appear subordinately (Figure 8). We determined these values based on the rose diagram of lines longer than 100 m and obtained from non-directional filtering.

We have studied the length distribution of lines using the same data set (Figure 5). Based on the data obtained from processing the SPOT P image, the middle and western parts of the area are poor in lines. The south-eastern sub-area can be characterised by the highest number of lines.

The trend image obtained as a result of direction-gradient studies (Figure 2) is suitable for a more detailed study of the vicinity of Borehole Üh-1, poor in lines.

In addition to the results listed above the partial results of processing represent a data set for future, more detailed geological studies.

4. Summary

In the course of remote sensing we marked out the most characteristic lineaments and we classified individually them. We determined the directional distribution of lines detected with automatic procedures. By studying the lines according to length and direction we determined their spatial distribution. The results of the processing efforts form a data set which is independent of other investigation methods and can be used similar to other geological and geophysical data sets in tectonic, neotectonic analysis of the site's surroundings. We consider the results of this study to validate the practical application of our Institute's methodological research and new procedures.

References

- BODROGI, M., and GULYÁS, Á., 1997: Távérzékelési eredmények földi ellenőrzése (in Hungarian: Ground check of remote sensing results). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- BODROGI, M., GULYÁS, Á., KISS, J., and VÉRTESEY, L., 1996: Jelentés az Udvari és Üveghuta körzetében végzett digitális űrfelvétel vizsgálatokról (in Hungarian: Report on digital satellite image studies in the environs of Udvari and Üveghuta). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- FORGÓ, L., MOLDVAY, L., STEFANOVITS, P., and WEIN, GY., 1966: Magyarország 200 000-es földtani térképsorozata, L-34-XIII. Pécs (in Hungarian: 1:200,000 scale geological map series of Hungary, L-34-XIII. Pécs). – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

TÁVÉRZÉKELÉSI ADATOK DIGITÁLIS FELDOLGOZÁSÁNAK EREDMÉNYEI AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELY KÖRZETÉBEN

VÉRTESY LÁSZLÓ*, GULYÁS ÁGNES*, BODROGI MARILLA**

*Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1045 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

** BTIX Bt., 1118 Budapest, Somlói u. 72.

Az üveghutai telephely kutatásának egyik módszereként ürfelvételek digitális feldolgozását végeztük el. A feldolgozás eredményeként a vonalas elemeket kimutattuk, azok statisztikai elemzését elvégeztük.

Az ürfelvételek digitális feldolgozása földtani szempontok alapján a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet fejlesztési témája. A cikkben röviden ismertetjük az eredményeket, az eljárás lépéseit, gyakorlati megvalósítását.

1. Bevezetés

1996-ban a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) Légigeofizikai és Távérzékelési Csoportja Udvari és Üveghuta környezetének digitális ürfotóelemzését végezte el a kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítése keretén belül. A kitűzött feladat műholdfelvétel alapján a hosszan elnyúló, vonalas elemek (lineamensek) kiemelése volt az Üh-1 fúrás 15 km-es környezetében. Az eredményeket jelentésben (BODROGI et al. 1996) dokumentáltuk.

A munka elvégzésére egy hónap állt rendelkezésre. A feldolgozás alapjául szolgáló 1995. július 2-i SPOT P ürfelvétel a Földmérési és Távérzékelési Intézettől szereztük be.

1997-ben az üveghutai telephelykutatás keretében elvégeztük az 1996-ban meghatározott lineamensek terepi ellenőrzését, a vonalak csoportosítását. Az eredményeket újabb jelentésben (BODROGI, GULYÁS 1997) foglaltuk össze.

A távérzékelési munka céljának tekintettük továbbá a lineamensek meghatározásával egy – a párhuzamosan futó egyéb kutatási módszerek eredményeitől – független adatrendszer létrehozását.

Az alábbiakban először az alkalmazott módszert, ezután a kapott eredményeket ismertetjük, végül összefoglalást adunk.

2. Módszer

A munka során hangsúlyt fektettünk a korszerű feldolgozási eljárások alkalmazására. Az alkalmazott digitális feldolgozási rendszer – melyet az ELGI-ben dolgoztunk ki – a hagyományos vizuális, kiértékelési eljárásokhoz képest jelentősen csökkentette a lineamenskijelölés szubjektív jellegét. Az alábbiakban az alkalmazott eljárás lépéseit röviden ismertetjük. Először a vonalkijelölés, utána az iránystatisztika módszereiről szólnunk.

2.1. A vonalkijelölés módszerei

Az ürfotón első lépésben javításokat hajtottunk végre a feldolgozást zavaró képhibák (sávosság) eltüntetésére. A javított, majd geometriailag transzformált (felkoordinátázott) ürfotó képezte a további vizsgálatok alapját (1. ábra). A módszertan minden további lépése arra irányul, hogy a vonalas, vonalassá összeálló elemeket kiemeljük az egyéb információk közül. A hagyományos fotóértelmezésen felül alapvető célunk volt, hogy a vonalak kijelölésénél minél inkább kerüljük a szubjektív elemeket és a lehetőségeinken belül automatizáljuk a folyamatot. Ennek érdekében szűrési eljárások sorozatát alkalmaztunk, automatikus, fél-automatikus és manuális vonalkijelölés előkészítésére.

Az *automatikus vonalkijelölési* eljárás automatikusan számolja a világosságkód (az adott felület fényvisszaverő képességének jellemzésére meghatározott érték) horizontális gradiensének irányát. Az eredmény egy raszter, amely az eredeti kép minden pontján egy dőlésértéket tartalmaz. Az eljárást trendvizsgálatnak, az eredményt trendképnek nevezzük. Az értelmező, alkalmasan megválasztott szinttábla segítségével tetszőleges dőlésirányokat jelenít meg.

A 2. ábrán egy részterület trendképét mutatjuk be.

A *félautomatikus vonalkijelölés* eljárás folyamatában az ürfotókon olyan automatikus eljárásokat hajtottunk végre, melyek célja a vonalas jellegű elemek kiemelése. Azonban ilyenkor valamennyi vonalas szerkezet megjelenik, olyanok is, amelyek a vizsgálat szempontjából zajnak tekintendők (pl. lakott terület utcahálózata), ezért szükségessé válik a vonalas elemek vágása, pl. a túl rövid vonalak kiszűrése. A szűréshez a feldolgozó állít be korlátokat, ezért nevezzük félautomatikusnak ezt az eljárást. A folyamat lépései:

1. Élkiemelés: az elmosódottság csökkentésére, a határok kiemelése.
2. Élkitűzés:
 - irányfüggetlen: valamennyi vonalas elem kiemelése,
 - irányfüggő: egy adott irányba eső vonalak kiemelése.

3. Rasztervágás: a raszteres, pontszerű, zajnak tekinthető információk levágása (3. ábra).
4. Vektorizálás: a raszteresen látható vonalas elemek valódi vonallá tétele.
5. Vektorvágás: a túl rövid (pl. a települések úthálózata), illetve a túl hosszú (vasút, út), vagy egyéb, nyilvánvalóan mesterséges eredetű vonalak kihagyása (4. ábra).

A *manuális vonalkijelölési* eljárás a hagyományos fotóértelmezést foglalja magába, annyi módosítással, hogy az értelmezésbe az alapképen felül valamennyi eljárás eredményét, az automatikus és félautomatikus vonalkijelölés, valamennyi származtatott és számított, képi és statisztikai eredményt bevontuk. A képek textúrájában történt váltási zónákat is figyelembe véve határoztuk meg a területen a jellemző vonalakat. Azokat a vonalakat jelöltük meg, amelyek több részeredmény képén is felfedezhetők voltak. Megjegyezzük, hogy az eredmény sok esetben nem a szűrések során kiemelt vonalakat tartalmazza, hanem a szűrt képen jól látható texturális váltásokat, például sűrű rövid vonalakat tartalmazó és vonalmentes területek határát mutatja.

2.2. Iránystatisztikai vizsgálatok

A statisztikai vizsgálatok célja a vonalrendszerek területi csoportosítása, a vonalak áttekinthetőségének növelése volt. Az alkalmazott program, a vektoros adatállományok statisztikai feldolgozására, az ELGI-ben készült. A program megfelelő paraméterezéssel futtatva meghatározza a kutatási területen a lineamensek hossz szerinti eloszlását. Az eljárás lényege az, hogy a területet tetszőleges méretű négyzetekre osztva, azok megválasztott környezetében vizsgáljuk a vonalak eloszlását. Az eredmény egy raszterkép, amely képpontként, az adott pixel meghatározott környezetébe eső vonalak összhosszát adja meg (5. ábra).

3. Eredmények

A digitális úrfelvételek értelmezésének eredményeként 21 db vonalat jelöltünk ki több mint 200 km hosszban (6. ábra). A vonalakat egyedi számozással láttuk el, és egyedi leg minősítettük.

Az eredmények szempontjából nem érdektelen, hogy a SPOT P felvétel – amely alapján a lineamensek kijelölése történt – nyári időszakban készült, ami azt jelenti, hogy számos jelenséget eltakart a vegetáció. Ugyanez volt a helyzet a terepi ellenőrzés során, 1997. szeptember végén. Az adott feladatok megoldásához ideális – tiszta időben, vegetáció- és hómentes időszakban készült – felvétel az archívumokban nem volt elérhető, ezért a létező felvételek közül választottuk ki azt, amelyik közelíti az optimális állapotot. A távérzékelési adatok alapján megszerkesztett lineamensek az adatok természetéből adódóan nem csak tektonikai vonalakhoz kötődhetnek. A lineamensek esetenként ténylegesen elnyúlt jelenségek, más esetekben amorf jelenségek vonal menti láncolatai. A nyilvánvalóan mesterséges hatásokhoz köthető manuális vonalakat az eredmény-

térképen nem ábrázoltuk, annak ellenére, hogy földtani kapcsolatuk nem zárható ki. Az ábrázolt vonalakon túlmenően, új szempontok alapján továbbiak jelölhetők ki.

Megvizsgáltuk, hogy milyen jelenséghez köthető egy-egy vonal, vagy annak egy szakasza. Megnéztük, hogy a rendelkezésünkre álló térképek alapján mely vonalak köthetők ismert földtani, domborzati, sikrajzi objektumhoz (7. ábra, A). Végül az addig be nem sorolt vonalakat terepbejárás során csoportosítottuk (7. ábra, B).

A 21 db lineamenst ily módon a következő osztályokba soroltuk:

- *Földtani eredetű vonal (2)*: a földtani térképen (FORGÓ et al. 1966) képződményhatárral vagy töréssel egybeeső vonal.
- *Domborzati eredetű vonal (3, 6, 7, 8)*: a topográfiai térképen jól látható elemek (hátak, gerincek, völgyek, horhosok, mélyutak, tereplépcsők), valamint a térképeken méretük miatt nem látható, de terepen érzékelhető, kisebb amplitúdójú elemek hatásaként magyarázható vonalak, vonalszakaszok. A 7 szimbólummal ábrázoltuk azokat a pontokat, ahol egy morfológiai elem tengelye oldalirányban eltolódott a vonal mentén, 8 szimbólummal a morfológia hirtelen váltását, pl. leszakadást jeleztünk.
- *Talajszíneződéshez, talajminőség-változáshoz köthető vonal (9)*: indokoltnak tartottuk ezeket elkülöníteni amiatt, hogy a terület nagy részén erdő- és mezőgazdasági művelés folyik, ennek hatását (talajlepusztulás, trágyázás, öntözés stb.) nem lehet figyelmen kívül hagyni.
- *Növényzetből eredő változásokkal egybeeső vonal (10)*: ez az egyik legtagabb, egyben legnehezebben ellenőrizhető osztály. A felvétel időpontja óta számos változás (erdőtelepítés, erdőirtás stb.) történt, feltételeztük, hogy a művelt területek méretében, elterjedésében ezek nem voltak nagyok.
- *Mesterséges hatással magyarázható vonal (4, 11)*: ebbe az osztályba kerültek azok a vonalak, amelyek utak, vasutak, épületegyüttesek, települések, felszíni vagy föld alatti vezetékek stb. hatásaként jelentek meg.
- *Nem minősített vonal (5)*: amelyhez a rendelkezésünkre álló információk alapján nem találtunk magyarázatot.

Az osztályozás során – amennyiben egy vonal vagy annak valamely szakasza több osztályba is kerülhetett – a fenti sorrend szerint minősítettünk. Vagyis ha egy szakasz földtani térképen látható képződményhatárhoz is, és egy úthoz is köthető, akkor földtani eredetűnek minősítettük.

Az osztályozás eredménye a 7. ábrán látható.

Az félautomatikus vonal meghatározásból készült vonalak iránystatisztikai vizsgálata alapján a jellemző irány 350–170°. Alárendelten megjelenik a 70–250°-os és a 10–190°-os irány (8. ábra). Ezen értékeket az irányfüggetlen szűrésekkel meghatározott, 100 m-nél hosszabb vonalak rózsadiagramja alapján határoztuk meg.

Ugyanezen az adathalmazon vizsgáltuk a vonalak hossz szerinti eloszlását (5. ábra). A SPOT P felvétel feldolgozá-

sával nyert adatok alapján a terület középső és Ny-i része vonalszegény. A DK-i terület rész jellemezhető a legtöbb vonallal.

Az Üh-1 fúrás vonalszegény környezetének részletesebb vizsgálatára alkalmas az iránygradiens vizsgálatok eredményeképpen kapott trendkép (2. ábra).

A felsorolt eredményeken túlmenően a feldolgozási részeredmények megfelelő adatrendszert képeznek a további részletesebb földtani vizsgálatokhoz.

4. Összefoglalás

A távérzékelési munkák során kijelöltük a legjellemzőbb lineamenseket, és egyenként minősítettük azokat. Meghatároztuk az automatikus eljárásokkal kijelölt vonalak irányeloszlását. A vonalak hossz és irány szerinti vizsgálatával azok területi eloszlását határoztuk meg. A feldolgozási munkák ezen eredményei más vizsgálati módszerektől független adatrendszert alkotnak, amely a telephely környezetének tektonikai, neotektonikai elemzésében más földtani és geofizikai adatrendszerekhez hasonlóan használható fel. Eredményeink tekintjük az intézeti módszertani munkák, új eljárások földtani, gyakorlati alkalmazását.

CROSS-HOLE VELOCITY TOMOGRAPHY AND DOWN-HOLE SEISMIC SURVEY AT THE ÜVEGHUTA SITE

ZSOLT PRÓNAY, LÁSZLÓ HERMANN and ENDRE TÖRÖS

Eötvös Loránd Geophysical Institute, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23

Keywords: cross-hole methods, down-hole methods, fracture zones, granite, Hungary, Southeastern Transdanubia, tomography, velocity analysis, vertical seismic profiles

To explore the inner structure of the granite body, high-resolution cross-hole and down-hole seismic surveys were carried out. On the tomographic sections the zones of different seismic velocities, *i.e.* the major structural features can be easily distinguished. The fractured zones were detected with high resolution in the vicinity of boreholes by using VSP.

1. Introduction

In the Üveghuta site explored for low- and intermediate-level radioactive waste disposal, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (ELGI) carried out a seismic survey to determine the structural state based on existing boreholes.

By the application of geophysical well logging – though with high precision and reliability – only the immediate borehole environment can be imaged. The resolution of a seismic survey from the surface is significantly limited by the thick sedimentary cover of the granite.

In international practice to map structural, hydrological and geomechanical features for radioactive waste disposal one of the most important method is seismic tomography. VSP surveys are more applicable for the detection and mapping of linear structural elements such as fractured zones.

A location map of the current study is given in *Figure 1*. Both methods will be presented and finally a summary will be given.

2. Seismic tomography

In the published literature covering non-hydrocarbon topics, a significant part of the papers relating to tomography presents projects dealing with radioactive waste disposal (BLÜMING and SATELLI 1988, WONG *et al.* 1987, SEKL and PRATT 1996, DYER *et al.* 1996). Tomography is referred to an image reconstruction technique based on calculating a series of line integrals of some image sensitive parameters through an observation space. In seismic surveys a close relationship exists between the reciprocal of the velocity (slowness) and the propagation time along travel paths. By an endless number of shot and receiver points located at

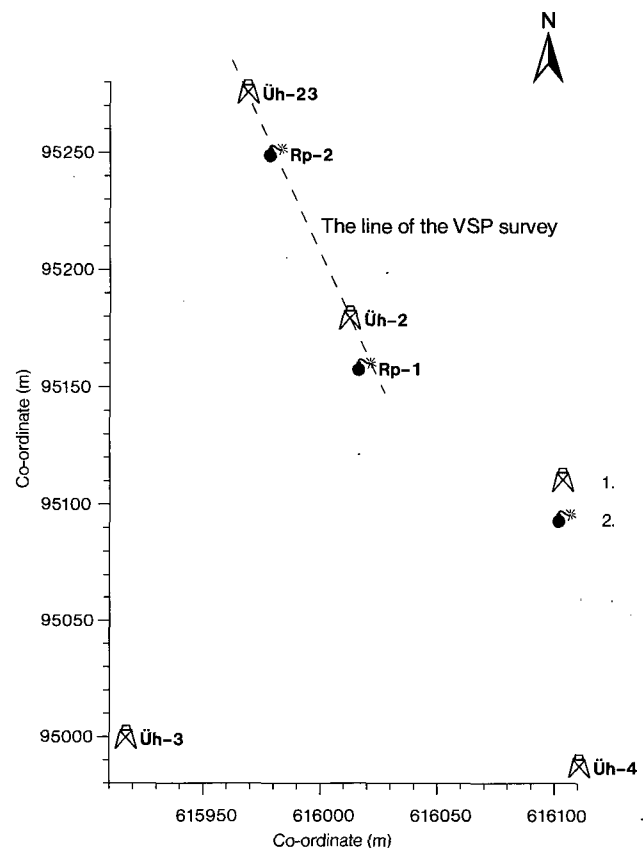


Figure 1. Location map of tomographic and VSP measurements

1 – borehole location, 2 – source location

1. ábra. A tomográf és VSP mérések közös helyszínrajza

1 – fúrás helye, 2 – robbantópont helye

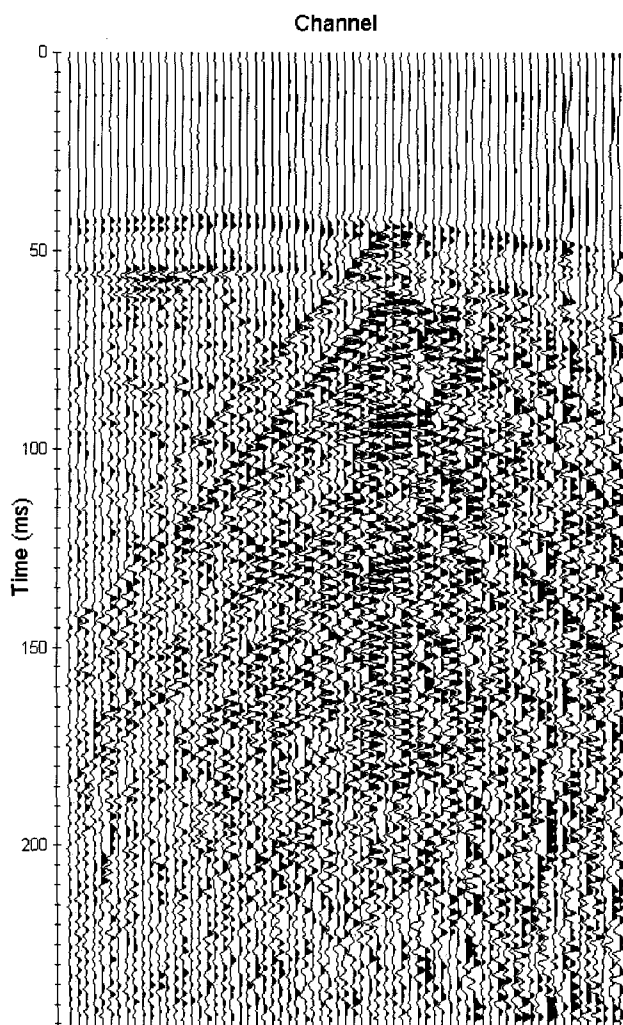


Figure 2. Tomographic record

2. ábra. Tomográf felvétel

the periphery of an examined domain the travel time (theoretically) can be measured along an intersecting series of rays, and the velocity section of a given area can be determined (HARDAGE 1992). To achieve a final section of good resolution numerous ray paths and a uniform azimuthal and spatial coverage is required. The ability to record a full 360 degrees coverage as in medical CT is generally not realistic in seismic tomography.

2.1. Measurement

A seismic cross-hole tomographic survey was performed between borehole pairs $\ddot{U}h-2/\ddot{U}h-4$ and $\ddot{U}h-2/\ddot{U}h-3$.

To save the boreholes from damage by explosives other sources were required. The energy of the high-frequency sparker proved to be insufficient, so a Bolt-type airgun was used as impulse source. This type of source releases compressed gas into the borehole fluid column achieving an effect similar to explosives. This equipment is being successfully used in petroleum exploration.

Despite using this high-energy source, in combination with recording devices successfully used in other projects, *i.e.* a Geosource type receiver sonde clamped to the wall at a distance of about 200 m, no usable data was obtained. Finally a home-made array consisting of several hydrophones connected in parallel was used, and by using computerised ESS-03-24 type engineering data acquisition equipment, signals with good signal/noise ratio were obtained with a dominant frequency of 350–450 Hz (Figure 2).

During the measurements the initially planned data acquisition system could not be entirely implemented. To attain a better ray coverage we tried to observe source signals on the surface as well, but due to the filtering effect of the thick and loose surface layer the signals become attenuated below the detectable level. During measurements between Boreholes $\ddot{U}h-3$ and $\ddot{U}h-2$ the source was collocated in one borehole, and the receiver in the second. Later the devices changed position so we managed to receive an identical data set with receivers of 3 m spacing in both boreholes. Here a total of 158 three-channel registrations were obtained. As the condition of Borehole $\ddot{U}h-2$ seemed to get better all the time, when working between Boreholes $\ddot{U}h-4$ and $\ddot{U}h-2$ the source remained in Borehole $\ddot{U}h-2$, while the receiver sonde was moved in Borehole $\ddot{U}h-4$. On the emitter side the spacing was 10 m and on the receiver side 3 m, so 287 three-channel registrations were made. In Borehole $\ddot{U}h-2$ the receiver could be moved from the borehole mouth down to 304 m, and the emitter down to 240 m while in Borehole $\ddot{U}h-3$ the receiver was able to move down to 292 m and the emitter moved down to 180 m depth. During the second survey between Boreholes $\ddot{U}h-4$ and $\ddot{U}h-2$, Borehole $\ddot{U}h-4$ proved to be passable from the borehole mouth only down to 205 m in spite of the efforts made by the drillers. Borehole $\ddot{U}h-2$ was usable down to 300 m depth.

2.2. Data processing

Using the source–receiver geometry and propagation times as input, the tomographic reconstruction of the wave field was done by the curved path algorithm SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique). This algorithm modifies the initial wave field by several iterative steps on the basis of measured and calculated differences of propagation times.

To determine exact source–receiver geometry the distance alternations of borehole pairs was determined from the borehole inclination log. Initial velocity distribution was built up in the usual way using apparent velocities calculated from horizontal ray paths (supposing wave propagation along linear ray paths) and from the down-hole survey data.

Seismic wave propagation was modelled by the so-called “expanding time field” algorithm (VIDALE 1988) where propagation times are given at the geophone points by the values of the time field calculated for a given shot point, and the curved ray paths were traced back from the

geophones to the shot point along the highest negative gradient of the time field.

The elementary cells of the reconstructed velocity field were of 5×5 m dimension, while grid constant of the time field was one third of this value. Calculations were performed up to 10 iteration steps for each data set.

As shown by histograms of apparent velocities calculated from the horizontal ray paths (distance between source-receiver/propagation time), significant differences can be encountered in the time values of the measurements displaying the structural features of the velocity field.

Due to limited source-receiver geometry the resolution of the output sections in certain directions will be weaker. Precision and reliability may arbitrarily be increased but because of the finite wavelengths the resolution can not be increased (WILLIAMSON 1991). The limit of resolution independently from the length of the ray path within the same range is one half to one quarter of a wavelength. In the present case the wavelength is 5 m on the portion sufficiently covered by ray paths. At the lower part of the wave field only nearly parallel rays are included in the coverage so the resolution limit is direction-dependent, and consequently it is indeterminable.

2.3. Results

To retain the whole information content the output sections (Figures 3, a, b) are determined in a grid system (5×5 m) in accordance with the physical resolution. This grid dimension provided a sufficient ray coverage on the greatest part of the area (ray coverage = number of ray paths crossing one another assigned by grid points). Both sections are discussed below.

2.3.1. Measurements between Boreholes Üh-3 and Üh-2

The velocity histogram of the tomogram is relatively homogeneous, and velocity differences are small (Figure 3, a). The velocity field basically can be divided into two different parts. In the surroundings of Borehole Üh-3 velocities are characteristically lower when compared to the environment of Borehole Üh-2. A higher velocity domain can be observed at a distance of 60–150 m, and at a level of 120–170 m, separated by a lower velocity zone from a higher velocity space domain observed in Borehole Üh-2. Similar but oppositely dipping velocity anomalies become apparent at increasing depth.

In the velocity section the domains of extended and different velocity boundaries are well defined and subdivided by lower velocity zones. Due to resolution limits small-range inhomogeneities (0.8–5 m thick) cannot be directly detected by the tomography therefore we suppose that larger portions of these zones are equally fractured and that their combined effect may appear in the velocity sections as well.

As for geological information relating to rock material between the two boreholes, no considerable difference is described. Velocity differences can be attributed to deviations owing to fractures and/or stress state. This argumentation can be supported by the RQD (Rock Quality Designation, DEERE 1963) values presented in Figure 4 but mostly by similarities to the smoothed RQD values (owing to the poor resolution of tomography). In the literature (DUBINSKY 1979), and from our own experiences in mines (KÖRMENDI *et al.* 1986) the stress increase may cause a velocity increase of 10%.

Attention should be called again to the fact that in the lower part of the tomogram the horizontal resolution is

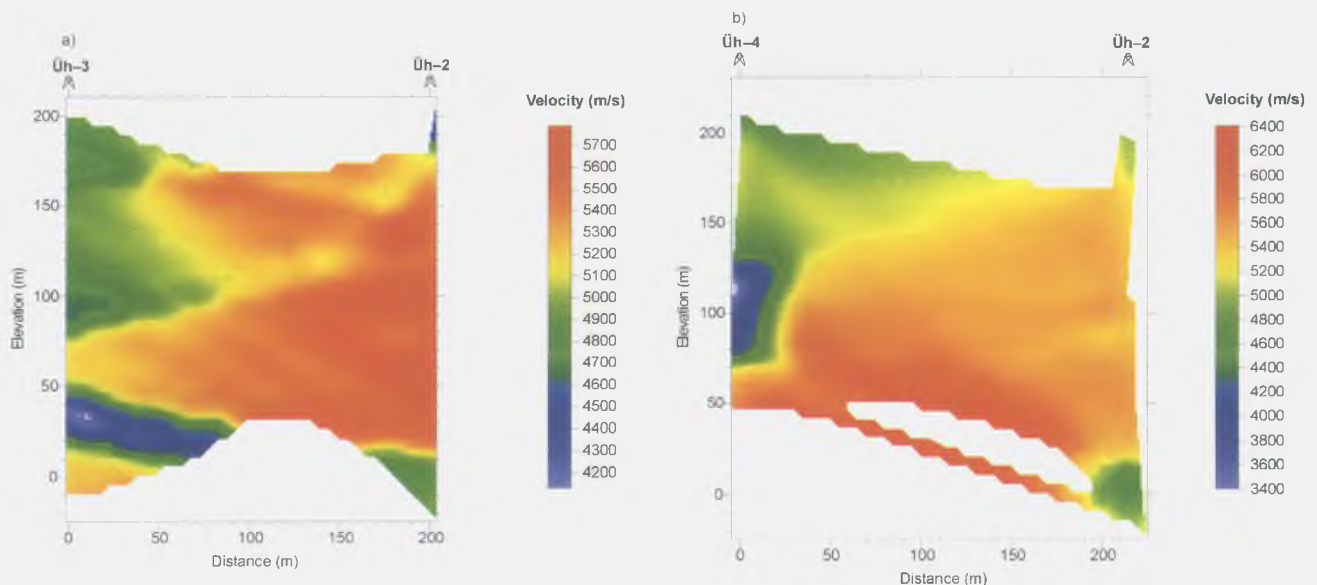


Figure 3. Tomographic section (a = Üh-3/Üh-2, b = Üh-4/Üh-2)

3. ábra. Tomográf szelvény (a = Üh-3/Üh-2, b = Üh-4/Üh-2)

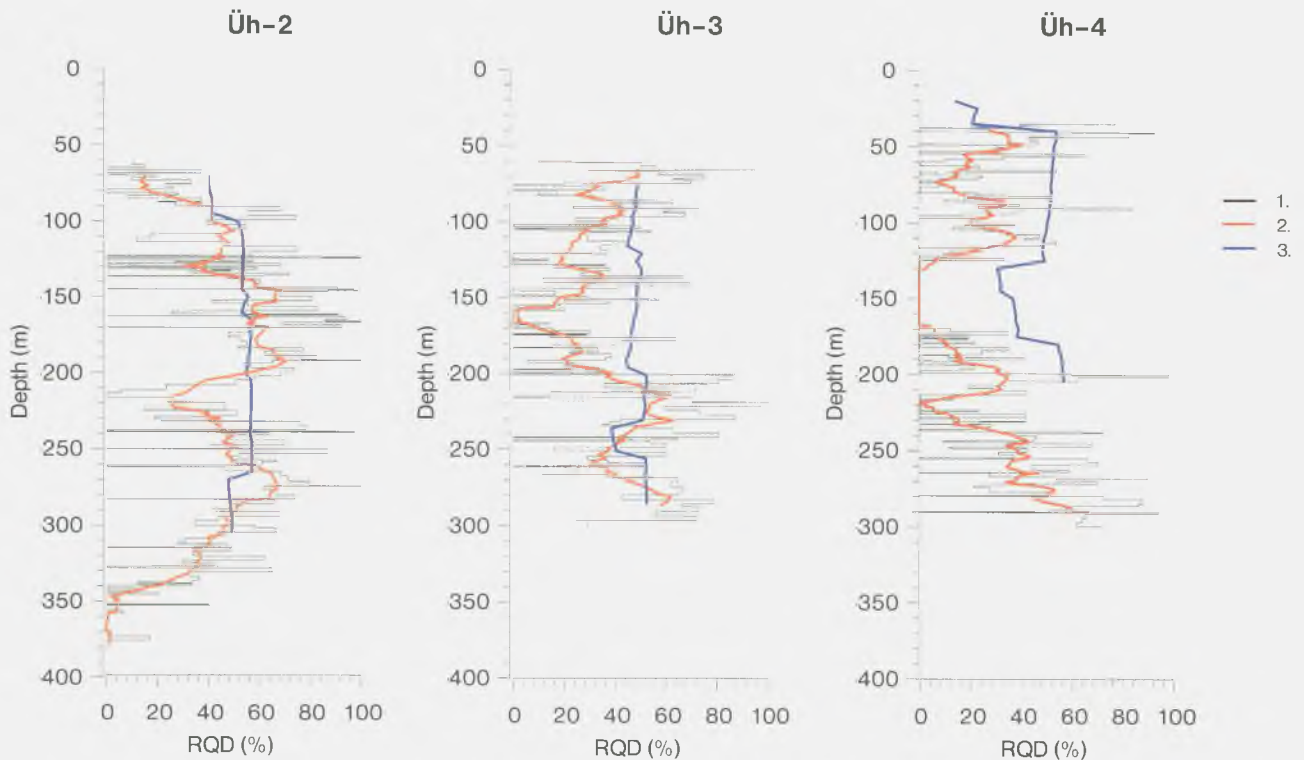


Figure 4. The connection between velocities and RQD values

1 – RQD, 2 – smoothed RQD, 3 – normalised velocity

4. ábra. A sebességek és az RQD kapcsolata

1 – RQD, 2 – simított RQD, 3 – normált sebesség

weaker therefore the velocity decrease encountered at a depth of 20–30 m in Borehole Üh-3 and its continuation towards the second borehole is not necessarily a closely related phenomenon. Nevertheless it is apparent in both boreholes.

2.3.2. Measurements between Boreholes Üh-4 and Üh-2

Compared to the previous study in this plane (Figure 3, b), the velocity histogram is broader. In the tomogram it seems obvious that velocity values in the vicinity of Borehole Üh-2 are higher. In Borehole Üh-4 at a depth between 80 and 130 m a low-velocity zone is present, confined to the borehole surroundings.

In this section the highest velocity zone encountered so far in both studies (>5800 m/s) is seen, bordered by a velocity decrease near to Borehole Üh-2 while intersecting Borehole Üh-4 at about a depth of 60 m. Unfortunately this occurrence is only present in the lowest part of the examined domain, therefore its exact delimitation is impossible. The white coloured area has been bypassed by ray paths executing the last iteration step. It is worth noting that the velocity boundary which starts from Borehole Üh-2 at a depth of about 180 m ends at the depth of 110 m near to Borehole Üh-4 in an already mentioned low-velocity zone.

At formerly mentioned structures the smaller velocity changes encountered in the higher velocity domain die away and break off.

When building up velocity structures, we noted that in the velocity field of Boreholes Üh-3 and Üh-4 an essentially close similarity can be recognised. In both boreholes there is an approximately 20 m thick zone with a somewhat lower velocity than 4000 m/s which is present also in the well-log sections. Heights above sea level are 22–24 m in Borehole Üh-3 and 98–116 m in Borehole Üh-4. The analysis of their connection may be the subject of a later study.

3. Down-hole seismic surveys

As it has been mentioned in the introduction, the high-frequency attenuation effect of the superficial thick and loose sedimentary layer significantly limited the implementation of seismic surveys to map the fractured and potential aquifer zones, very important factors from the viewpoint of the site. For the detection of these relatively thin and possibly inclined surfaces we applied a high-frequency VSP (Vertical Seismic Profiling) measurement by a multi-source and multi-receiver system.

VSP is a variant of the seismic reflection survey and similarly examines reflected waves originating from surfaces characterised by the change of their acoustic impedances (seismic wave velocity multiplied by the density, PRÓNAY *et al.* 1998, 1999). Unlike the conventional seismic reflection surveys, sensors are collocated in a borehole and the excitation occurs at the same source location. The scanning of the examined domain is performed by moving sensors through given steps. In this case the source was collocated in a relatively deep borehole below the weathered layer. An attraction of this is that the ray paths on the emitter and on the receiver side do not pass through the near-surface weathered layer and as a result cross-hole data does not suffer significant losses in the higher-frequency content of the spectrum. By the application of more sources at different locations the imaging may be further improved.

In what follows first the measurement, then the data processing and the interactive modelling technique required for the interpretation, and finally the results are reviewed.

3.1. Measurement

The survey was carried out in several steps. In fact it was planned for the examination of a particular tectonic zone, and the parameters (shot point separation and azimuth) were optimised for this work (Üh-2 and Rp-1, Figure 1). Later this geometry was completed by a new source point (Rp-2) and by the VSP measurement carried out in Borehole Üh-3. The plane of the VSP study is approximately identical to the plane of the cross-hole tomography performed in Boreholes Üh-2 and Üh-4.

In a borehole drilled for this special purpose, elastic waves were generated at a depth of 65 m with the simultaneous explosion of 5 caps. A Geosource T42-3D sonde clamped to the wall served as receiver. ESS-03-24 digital seismic equipment was used for data acquisition. The main parameters of the survey can be seen in Table 1.

Table 1

Measurement parameters

Measurement	Source location	Receiver location	No. of registrations (pc)	Depth interval (m)	Sensor spacing (m)
1	Rp-1	Üh-2	60	104-370	5.00
2	Rp-2	Üh-2	41	170-370	5.00
3	Rp-3	Üh-23	42	85-300	5.25

Similar to tomography, the dominant frequencies were about 400 Hz. As for the effect of the weathered layer it is characteristic that the geophone on the surface at the borehole mouth registered signals of 40 Hz.

The reflection coefficients (incident and reflected amplitude quotient relating to a given interface) were calculated on the basis of acoustic velocity and density data determined from geophysical well-log in the axis of Borehole Üh-2 (Figure 5). The maximal value is about 0.08. Apart from other losses the observed reflection amplitude is equal at most to its 8% value.

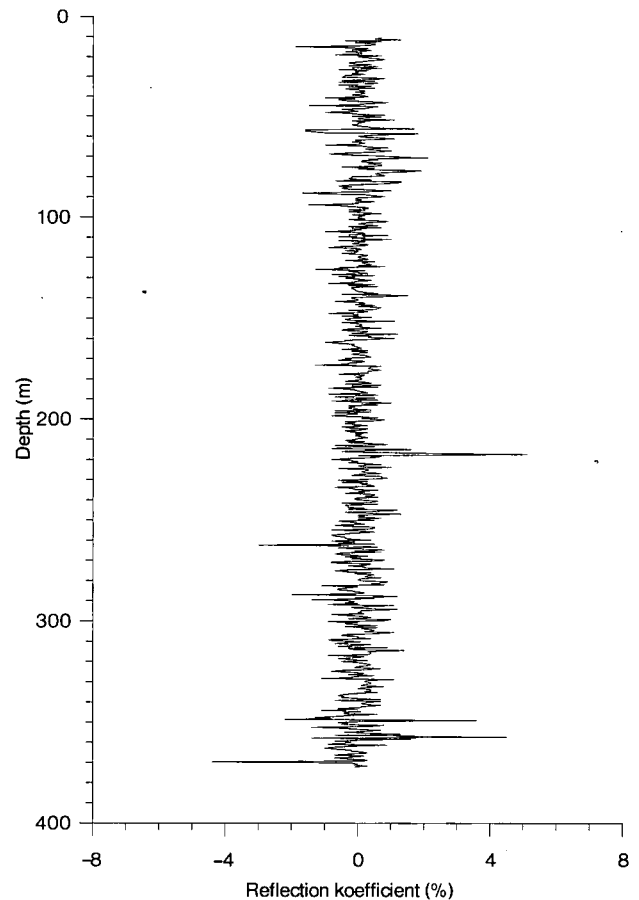


Figure 5. The reflection coefficient in the Borehole Üh-2

5. ábra. A reflexiók együttható változása az Üh-2 fúrás tengelyében

3.2. Data processing

Data processing consists of two steps: pre-processing and the processing *s.s.* The aim of the **pre-processing** is the improvement of the signal/noise ratio. Except for reflection signals, all other signals were considered as noises.

To compensate for the turning of the receiver sonde a routine-like *first step* ("rotation") is used in the VSP data processing to enhance signals from the plane of the measurement. By the application of the transformed seismograms the rotation process was performed also in the vertical plane by the use of horizontal and vertical components facing the shot point. Then a rotated seismogram was chosen which optimally represented the given reflection. One reflection may appear on several differently rotated seismograms because the arrival angle of the reflected waves significantly changes on the channels representing different depths if the reflecting interface is inclined.

The *second step* of the processing sequence is the separation of downward (direct) and upward (reflected) propagating waves (HARDAGE 1992, LEE 1984). This is achieved by f-k filters which provide the separation of waves accord-

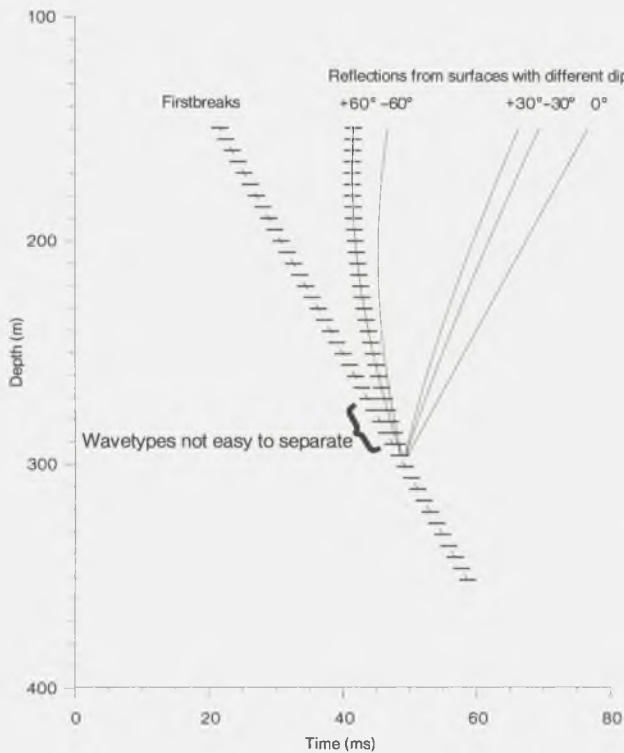


Figure 6. Wavefield separation

6. ábra. A hullámok szétválasztása

ing to their apparent velocities. Filtering should be done very carefully so as not to lose useful signals because in the VSP studies reflections from steeply dipping reflectors and apparent velocities of the first arrivals in the routine VSP work may show up with nearly equal velocities, in contrast to the case of a horizontal-reflector velocity. In *Figure 6* arrivals from an interface of 300 m depth are shown for different dips. Half wavelengths are indicated by line segments on the first arrivals and on the reflection arrivals coming from an interface of $+60^\circ$ dip. It is clearly seen that on indicated segments these two wave types are not or hardly separable.

In the *third step* the frequency filtering was accomplished for both wave types.

The **processing s.s.** before the implementation of the common midpoint stacking, consisted of the prestack depth migration with a modified time field method (VIDALE 1988, WIGGINS and LEVANDER 1984, PRÓNAY *et al.* 1998), for the case of the upward propagating waves.

This procedure can image any kind of dips and can transform seismograms from the time domain to depth domain. All the pre-processed seismograms served as input for the migration.

Smooth curvatures (*Figure 7*), particularly at locations of small amplitudes, are due to the process itself because the migration is only able to image surfaces optimally in the case of a multi-fold coverage. This is why only high-amplitude portions were considered in the interpretation.

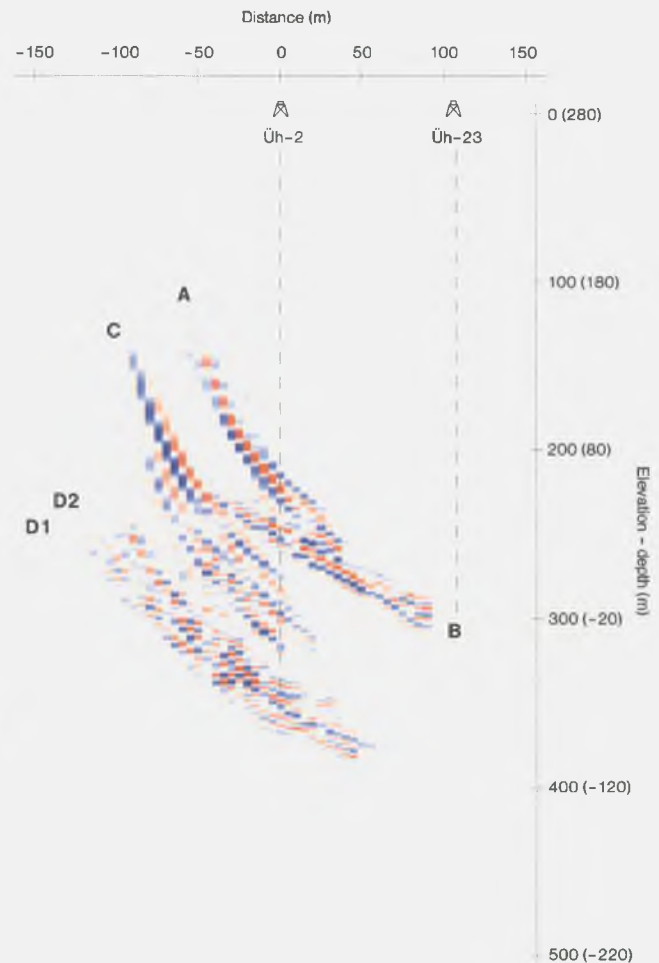


Figure 7. The result of the migration

7. ábra. A migráció eredménye

3.3. Interactive modelling

With the exception of classic VSP data processing a "manual" interpretation was also implemented by a simple ray path modelling program (PRÓNAY *et al.* 1996, 1998). Out of differently rotated and pre-processed seismograms the best were chosen (after *f-k* domain frequency filtering) to represent the examined reflection. While changing the depth and dip of the supposed reflector, a best fit was sought to match time values of the given arrivals. In the course of these surveys an effort was also made to identify or follow already defined occurrences with data of other studies having different geometry (different shot hole and different borehole locations). Dozens of reflections were analysed. An interactive modelling technique enabled us to examine the accuracy of defining reflecting planes (depth and dip). On the basis of statistical examinations seven basic reflections were identified. *Figure 8* shows imaged reflection segments rotated into the plane of the surveys. Reliability was computed from the length of the imaged section divided by the product of the depth and the angle

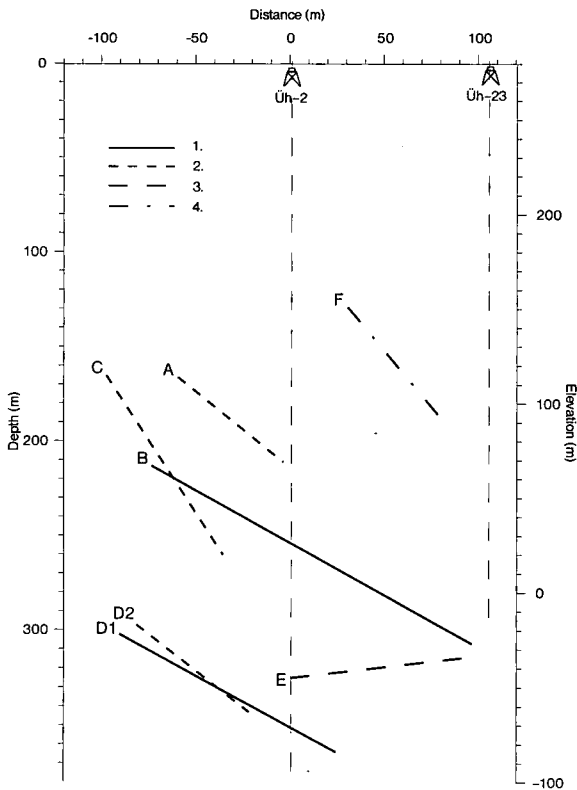


Figure 8. The result of modelling – reflection events categorised by the reliability of the location

1 – very reliable, 2 – reliable, 3 – moderately reliable, 4 – uncertain

8. ábra. A modellezés eredménye – az események térbeli helyzetének minősítése

1 – nagyon megbízható, 2 – megbízható, 3 – kevésbé megbízható, 4 – bizonytalan

determination error. This value was weighted by the number of independent surveys. The calculated reliability factor was divided into four categories (Table 2).

Before the analysis of the results it seems useful to examine the imaging domain of the VSP, and particularly in the case of dipping reflectors, which of them could be detectable in the near vicinity of the borehole.

Imaged location in space depends on the source–receiver geometry (spatial location of source and receiver), and on

Table 2

Depth and dip of reflectors on the basis of modelling, indicating the error of match (scattering)

Reflector	Depth* [m]	Height above sea level [m]	Angle of dip [°]	No. of independent surveys [pc]	Index number of reliability [“m”]
A	215±11	65±11	38.4±12	3	2
B	255±5	25±5	28.7±7	3	1
C	316±7	-36±7	56.8±4	3	2
D1	352±6	-72±6	28.4±9	3	1
D2	361±6	-81±6	37.4±5	2	3
E	326±5	-46±5	-6.4±4	3	3
F	93±?	187±?	50±?	1	4

*Thrust point of Borehole Üh-2 is in the reflector plane

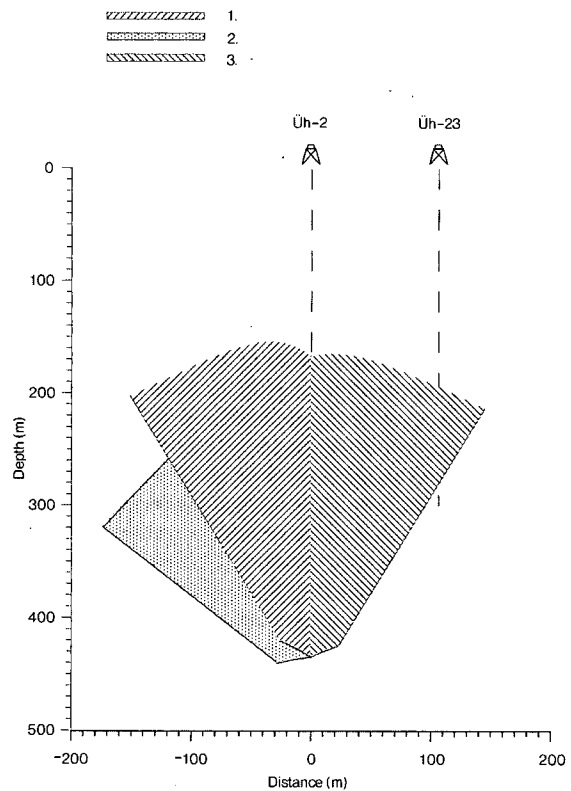


Figure 9. The limits of imaging from one borehole

1 – imaged domain at 60° dip, 2 – imaged domain at 40° dip, 3 – imaged domain at -60° dip

9. ábra. A leképezett terület egy fúrásból

1 – 60°-os dőlés esetén lefedett felület, 2 – 40°-os dőlés esetén lefedett felület, 3 – -60°-os dőlés esetén lefedett felület

the depth and dip attributes of the reflector. Figure 9 shows imaged domains calculated for the case of reflecting planes of different dips in 100–400 m depth range, and taking into consideration the real measurement geometry. In accordance with our results a reflector with a given dip can be observed only within this range. Imaging depends in the first place on borehole location and on reflector dip, barely on the source location. Therefore the spatial location which can be examined can be only slightly influenced by the choice of source location. To facilitate the determination of fault plane azimuths a multi-source and/or multi-well geometry is suggested. If fault plane segments determined by modelling approximately coincide with one another, or in the migration process signals stack correctly, then as a good approximation the reflector plane is perpendicular to the plane defined by the two boreholes.

3.4. Results

Two different kinds of processing – interactive modelling and migration – were performed to confirm and check one another, because the interpretation was extremely difficult due to the complicated geological structure. It was to

be expected that migration would give a picture close to reality, while the modelling supported different imaging and statistical studies, although its output has given a very simplified picture.

As a result of the three measurements structures nearly perpendicular to the plane of the surveys were imaged in space at the same location, and the migration facilitated a good stacking of the signals. Irregular reflections originate from outside the survey plane. By our calculations the survey plane fits borehole to the angle domain of $\pm 15^\circ$, where results coming from different surveys could be expected to be in good agreement.

Due to steep dips and restricted geometry conditions (existing boreholes) several reflections observed in Borehole Üh-23 were imaged south of Borehole Üh-2 (Figure 7 and 8). Reflections **A** and **C** appear in the migrated section showing a steeper dip compared to the result of the modelling. Reflection **B** practically is the same by both processing. **D1** and **D2** reflectors are very close to one another and in accordance with the result of the interactive modelling they intersect each other. In the migrated section an interface of similar depth and dip can be seen at an almost identical depth, but by this method they cannot be separated unambiguously. In the migrated section reflections **F** and **E** do not show up as interpretable surfaces. Reflector **C** could be followed in either interpretation as far as the borehole location, therefore its depth is an extrapolated value. Compared to other reflections this is a relatively powerful one and cannot be tied to the change of the reflection coefficient in the borehole. Maybe it is broken close to the borehole. Reflections **A** and **B** can be tied unambiguously to the change of the reflection coefficient, but deeper reflections suffered interferences disturbing the depth picture of the section.

In the migration depth sections and in the interactive modelling, reflectors were approximated by planes and it can be recognised that in a northward direction the dip of certain reflections are gently decreasing.

The results of velocity tomography which is rather applicable for the separation of spatial blocks, and VSP results imaging reflection interfaces, can be compared within the common depth domain of the plane defined by Boreholes Üh-2 and Üh-4. While reflectors **B** and **C** in the vicinity of their "intersection point" can be tied to velocity changes, reflector **A** is not detectable in the velocity section (elements **D1** and **D2** are encountered deeper).

4. Summary

The resultant section processed by the curved ray SIRT algorithm of cross-hole velocity tomography between Boreholes Üh-3, Üh-2 and Üh-4, Üh-2 provides a reliable picture on the velocity relationships of longitudinal waves within the limit of resolution.

Different velocity domains are clearly separated and the macro range structural directions are clearly indicated. Low-velocity zones suggest higher fracturing in the block (low RQD) and suggest material or strain stress changes.

In our opinion a successful study was made by the VSP measurements to image the geological structure in the surroundings of Boreholes Üh-2 and Üh-23, despite all kinds of physical restrictions.

Reliable reflection arrivals were obtained because of the given source-receiver geometry, but not necessarily from the optimal direction.

Owing to the diversity of dips and azimuths, the study of each separated structure needs measurements with optimised parameters (MOOS 1984). In changeable geological conditions it is always problematic that three-dimensional structures are attempted to be mapped by two- or even one-dimensional studies. Similar complicated situations have not yet been presented in the literature. In spite of all the problems we encountered, the target geological structure was successfully mapped by the method.

References

- BLÜMING, P., and SATTELI, G., 1988: Tomographische Untersuchungen. — *Nagra Informiert* 10 (6), pp. 35-40.
- DEERE, D. U., 1963: Technical Description of Rock Cores for Engineering Purposes. — *Rock Mechanics and Engineering Geology* 1 (18), pp. 124-138.
- DUBINSKY, J., 1979: Zones of stress anomalies in the mine rock body determined by seismic methods. — *Prace Głównego Instytutu Górnictwa, Komunikat Nr. 705*, Katowice.
- DYER, B., WALLROTH, T., JACQUES, P., and JUPE, A., 1996: Seismic imaging of a fluid bearing fracture zone using reflection/transmission tomography. — *Extended Abstract of the 58th European Association of Geoscientists & Engineers Conference, Amsterdam*, E049.
- HARDAGE, B. A., 1992: Crosswell Seismology and Reverse VSP. — *Seismic Application Series 1*, Geophysical Press Ltd., London, 304 p.
- KÖRMENDI, A., BODOKY, T., HERMANN, L., DIANISKA, L., and KÁLMÁN, T., 1986: Seismic measurements for safety in mines. — *Geophysical Prospecting* 34 (7), pp. 1022-1037.
- LEE, M. W., 1984: Processing of Vertical Seismic Profile Data. — *Advances in Geophysical Data Processing* 1, pp. 129-160.
- MOOS, D., 1984: A Case Study of Vertical Seismic Profiling in Fractured Crystalline rock. — *Advances in Geophysical Data Processing* 1, pp. 9-37.
- PRÓNAY, Zs., HERMANN, L., and TÖRÖS, E., 1996: Szeizmikus vetőkutatás az Üveghuta-1. sz. mélyfúrásban és a fúrás környezetében (in Hungarian: Seismic survey for studying faults in Borehole Üveghuta-1 and its vicinity). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY, Zs., TÖRÖS, E., and HERMANN, L., 1998: Jelentés az Üh-2 fúrásban végzett VSP mérésekről (in Hungarian: Report on VSP survey in Borehole Üh-2). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY, Zs., TÖRÖS, E., and HERMANN, L., 1999: Jelentés az

- Üh-2 és Üh-23 fúrásban végzett VSP mérésekről (in Hungarian: Report on VSP survey in Borehole Üh-2 and Üh-23). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SEKL, I., and PRATT, R. G., 1996: Anisotropic full wave inversion in crystalline rock-images of lamprophyre dykes. – *Extended Abstracts of the 58th European Association of Geoscientists & Engineers Conference, Amsterdam*, C055
- VIDALE, J., 1988: Finite difference calculation of travel times. – *Bulletin of Seismological Society of America* 78 (6), pp. 2062-2076.
- WIGGINS, J. W., and LEVANDER, A. R., 1984: Migration of Multiple Offset Synthetic Vertical Seismic Profile Data in Complex Structures. – *Advances in Geophysical Data Processing 1*, pp. 269-290.
- WILLIAMSON, P. R., 1991: A guide to the limits of resolution imposed by scattering in ray tomography. – *Geophysics* 56 (2), pp. 202-207.
- WONG, J., BREGMAN, N., WEST, G., and HURRLEY, P., 1987: Cross-hole seismic scanning and tomography. – *Leading Edge* 6 (1), pp. 36-41.

LYUKKÖZI SZEIZMIKUS SEBESSÉGTOMOGRAFIA ÉS LYUK-FELSZÍNI MÉRÉSEK AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELYEN

PRÓRAY ZSOLT, HERMANN LÁSZLÓ, TÖRÖS ENDRE

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23

A gránittest belső szerkezetének kutatására nagyfelbontású, fúrólukákat felhasználó szeizmikus méréseket végeztünk. A nagyobb szerkezeti elemek térképezésére alkalmas sebességtomográfia eredményszelvényein az eltérő sebességű tartományok határozottan elkülönülnek. A VSP mérésekkel sikerült jó felbontással leképezni a töréses szerkezetet a fúrások környezetében.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére kutatott üveghutai telephelyen az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) a lemélyített fúrások felhasználásával szeizmikus méréseket végzett a szerkezeti viszonyok meghatározására.

A mélyfúrás-geofizikai mérések segítségével, bár nagy pontossággal és megbízhatósággal, de természetesen csak a fúrások közvetlen környezetének viszonyai tisztázhatók. A szerkezetkutató felszíni reflexiós mérések felbontóképeségét a vastag üledékes fedőréteg jelentősen korlátozta.

A nemzetközi gyakorlatban a radioaktív hulladék-tárolók földtani felépítésének, hidrológiai és közetmechanikai jellemzőinek térképezésére alkalmazott egyik fontos módszer a szeizmikus tomográfia, míg a VSP mérések a vonalas szerkezeti elemek – töréses zónák – detektálására és térképezésére alkalmasak.

A bemutatott mérések közös helyszínrajza az 1. ábrán látható. A két módszert egymás után ismertetjük, majd összefoglalást adunk.

2. Szeizmikus tomográfia

A szakirodalomban a nem kőolajkutatási témában megjelenő tomográfia tárgyú publikációk jelentős része radioaktív hulladék-tárolók vizsgálatának keretében végzett projektekből származik (BLÜMING, SATTELI 1988, WONG et al. 1987, SEKL, PRATT 1996 és DYER et al. 1996). A tomográfia alkalmazásával valamilyen fizikai mennyiség eloszlása egy tartomány belsejében meghatározható a kerületén végzett átvilágítás típusú mérések adataiból, ha a mért értékek a vizsgált fizikai mennyiség vonalintegráljai. A szeizmikában ilyen kapcsolat van a hullámterjedési idők és a sebesség reciproka (lassúság, slowness) között, így a vizsgált tartomány kerületén elhelyezett robbantópontok és geofonok között

nagy (elvileg végtelen) számú, egymást keresztező sugárúton megmérve a terjedési időket meghatározhatjuk a terület sebességszelvényét (HARDAGE 1992). Megbízható és minden irányban megfelelő felbontású eredményszelvényekhez nagyszámú sugárral, irány és sűrűség szerint egyenletes lefedettség szükséges. A terület teljes „körüljárhatósága” – az orvosi CT-vel szemben – a szeizmikus gyakorlatban általában nem valósítható meg.

Az alábbiakban először a mérést, ezután a feldolgozást, végül az eredményeket ismertetjük.

2.1. Mérés

A szeizmikus tomográf méréseket az Üh-2 és Üh-4, illetve az Üh-2 és Üh-3 lyukpárok között végeztük.

Mivel a fúrások kimélése miatt robbantani nem lehetett, és a rendelkezésünkre álló nagyfrekvenciás villanyágyú energiája kevésnek bizonyult, forrásként Bolt gyártmányú airgun-t használtunk. Ez a jelkeltő berendezés, amely sűrített gázt bocsát robbanásszerűen a fúrólukat kitöltő folyadékba, a jóval nagyobb kőolajkutatási dimenziókban bevált eszköz.

A nagyenergiájú forrás ellenére a más feladatokban nálunk is bevált Geosource gyártmányú falhoz szorított vevőszondával nem kaptunk a körülbelül 200 m-es fúrások közti távolságban értékelhető beérkezéseket. Végül saját készítésű, több párhuzamosan kötött hidrofont tartalmazó vevőberendezéssel, az ESS-03-24 számítógépvezérelt mérnökszeizmikus adatgyűjtővel sikerült jó jel/zaj viszonyú jeleket rögzíteni (2. ábra). A jelek domináns frekvenciája 350–450 Hz között volt.

A mérések során a tervezett adatgyűjtési rendszert nem tudtuk maradéktalanul megvalósítani. A forrás jeleit a jobb sugárfedettség elérése céljából megkíséreltük a felszínen is észlelni, de a vastag laza fedőréteg szűrő hatása a nagyfrekvenciás jeleket a detektálhatósági szint alá csillapította. Az Üh-3 és Üh-2 fúrás közötti mérés során használt elrendezésben a forrás az egyik, a vevő a másik lyukban volt, majd

a két eszközt megcseréltük, így sikerült mindkét fúrásban azonos, 3 m vevőközü adatsort kapnunk. Itt összesen 158 db 3 csatornás felvétel készült. Az Ūh-4 és Ūh-2 fúrás között a forrás mindvégig a biztonságosabbnak látszó Ūh-2 fúrásban maradt, míg a vevő szonda az Ūh-4-ben mozgott. Adó oldalon a lépésköz 10 m, vevő oldalon 3 m volt, így 287 db 3 csatornás felvétel készült. Az Ūh-2 fúrás a vevővel a lyukszájtól 304 m-es, a forrással 240 m-es, az Ūh-3 fúrás a vevővel 292 m-es, a forrással 180 m-es mélységig volt járható. Az Ūh-4 és Ūh-2 fúrás közötti második mérés során az Ūh-4-es fúrás a lyukszájtól 205 m-ig volt csak járható a fúrási szakemberek erőfeszítései ellenére. Az Ūh-2 fúrás 300 m-es mélységig volt használható.

2.2. Feldolgozás

A mérés geometriáját és a mért terjedési időket bemenő adatként használva elvégeztük a sebességmező tomográf rekonstrukcióját az ún. görbült sugárutas SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) algoritmussal, mely a kiinduló sebességmezőt a mért és a számított terjedési idők eltérése alapján több iterációs lépésben módosítja.

A pontos geometriához a fúrólukpárok távolságának változását a mélyfúrás geofizika lyukferdeségmérés-adataiból határoztuk meg. A kiinduló sebességeloszlást a szokásos módon a horizontális sugárutakból számított látszólagos – egyenes sugárutas terjedést feltételező – sebességek és a lyuk-felszíni mérések eredményeinek felhasználásával építettük fel.

A szeizmikus hullámterjedést az ún. „expanding time field” algoritmussal (VIDALE 1988) modelleztük, melyben a terjedési időket az adott robbantópontra kiszámított időmezőnek a geofonhelyeken felvett értékei adják, s a görbült sugárutak a geofonoktól kiindulva követhetők vissza a robbantópontra az időmező maximális negatív gradiense mentén.

A rekonstruált sebességmező elemi cellái 5×5 m-esek, az időmező rácsállandója ennek egyharmada volt. A számítást mindegyik mérési adatsoron 10 iterációs lépésig hajtottuk végre.

A mért időadatok felhasználásával a vízszintes sugárutakra meghatározott látszólagos sebességek (forrás-vevőtávolság/terjedési idő) hisztogramjai szerint a mérési időadatokban szignifikáns különbségek jelentkeznek, azaz a mérések leképezik a sebességmező szerkezetét.

A korlátozott mérési geometria következtében az eredménysszelvény felbontása bizonyos irányokban gyengébb lesz. A mérés sűrítésével a pontosság és a megbízhatóság tetszőlegesen növelhető, de a véges hullámhosszak miatt a felbontóképesség nem (WILLIAMSON 1991). A felbontás határa a nagyságrendben azonos sugárúthossztól lényegében függetlenül a hullámhossz fele, negyede, jelen esetben kb. 5 m a sugárutakkal megfelelően lefedett részen, míg a mezők alján, a csak közel párhuzamos sugarakkal lefedett területen irányfüggő, ezért meghatározhatatlan.

2.3. Eredmények

Az eredménysszelvényeket (3. ábra) a fizikai felbontásnak megfelelő sűrűségű rácsban (5×5 m) határoztuk meg, hogy a mérés teljes információtartalmát megőrizzük. Ez a rácsméret a vizsgált terület legnagyobb részén megfelelő sugárfedettséget (a rácsponatok által kijelölt elemi cellákban egymást keresztező sugárutak száma) biztosított. Az alábbiakban a két szelvényt külön tárgyaljuk.

2.3.1. Az Ūh-3 és Ūh-2 fúrás közötti mérés

A tomogram sebességhisztogramja viszonylag homogén, a sebességkülönbségek kicsik (3. ábra, a). A sebességtér alapvetően két eltérő részre oszlik. Az Ūh-3 fúrás környezetében a sebességek jellemzően alacsonyabbak, mint az Ūh-2 környékén. Egy nagyobb sebességű tartomány figyelhető meg a 60–150 m közötti távolságban és a 120–170 m közötti magasságban, amelyet egy kisebb sebességű zóna választ el az Ūh-2-ben észlelt nagy sebességű térrészről. Hasonló, de ellentétes dőlésű sebességanomáliák jelennek meg nagyobb mélységekben is.

A sebességsszelvényen a nagy kiterjedésű, eltérő sebességű tartományok határai jól definiáltak, ezeket kisebb, csökkent sebességű zónák tovább tagolják. A kis kiterjedésű (0,8–5 m vastag) inhomogenitások a felbontás korlátja miatt a tomográfiával közvetlenül nem mutathatók ki, ezért feltételezzük, hogy ezeknek a zónáknak a tágabb környezete is repedezettebb lehet, és ezek együttes hatása, már megjelenik a sebességsszelvényeken is.

Mivel a két fúrás között a kőzet anyagában nincs lényeges különbség, a sebességeltéréseket a repedezettség és/vagy a feszültségállapot eltérései okozhatják. Ezt alátámasztja a sebességeloszlásnak a 4. ábrán látható RQD (Rock Quality Designation, DEERE 1963) görbékkel, de főleg (a tomográfia kisebb felbontása miatt) a simított RQD görbékkel való hasonlósága. A szakirodalom (DUBINSKY 1979), és saját bányabeli tapasztalatunk (KÖRMENDI et al. 1986), alapján a feszültség növekedése akár 10% sebességnövekedéssel is járhat.

Ismételten fel kell hívni a figyelmet arra, hogy a tomogram alsó részén a horizontális felbontás gyengébb, így az Ūh-3 fúrásban a 20 és 50 m közötti magasságban található és a másik lyuk felé folytatódó sebességcsökkenés, bár önmagában mindkét fúrásban létezik, nem feltétlenül összetartozó jelenség.

2.3.2. Az Ūh-4 és Ūh-2 fúrás közötti mérés

Ebben a síkban (3. ábra, b) a sebességhisztogram szélesebb, mint az előző mérésben. A tomogramon szembevetendő, hogy a sebességek itt is az Ūh-2 környékén nagyobbak. Az Ūh-4 fúrásban 80 és 130 m közötti magasságban kis sebességű zóna jelentkezik, amely a lyuk környékére korlátozódik.

Ezen a szelvényen látható a két mérésben talált legmagasabb (>5800 m/s) sebességű térrész, amelyet az Ūh-2 fúrás előtt sebességcsökkenés határol, míg az Ūh-4-et 60 m körüli magasságban metszi. A jelenség sajnos a mérési tartomány legalján jelentkezik, így pontosabb behatárolása nem lehetséges. A fehéren hagyott területet az utolsó iterá-

ciós lépésben a sugárutak elkerülték. Figyelmet érdemel még az a sebességhatár, amely az Üh-2 fúrásból körülbelül 180 m körüli magasságban kiindulva az Üh-4 előtt 110 m-ben a már említett kis sebességű zónában véget ér. A nagyobb sebességű tartományban látható kisebb sebességváltozások a fent említett nagyobb szerkezeteknél rendre elhalnak, megszakadnak.

A sebességmodellek felállításánál figyeltünk föl arra, hogy az Üh-3 és Üh-4 fúrás sebességszerkezetében lényeges hasonlóság van. Mindkét esetben egy, körülbelül 20 m vastagságú, 4000 m/s-nél kisebb sebességű zóna található, amely a mélyfúrás-geofizikai szelvényeken is megjelenik. Tengerszint feletti magasságuk az Üh-3-ban 22–43 m, az Üh-4-ben 98–116 m. Ezek összekötésének vizsgálata a későbbiekben érdekes lehet.

3. Lyuk-felszíni szeizmikus mérések

Mint a bevezetésben említettük, a területen a felszíni vastag, laza üledék nagy frekvenciákat csillapító hatása jelentősen korlátozta a felszíni szeizmikus mérések alkalmazhatóságát a létesítmény szempontjából igen fontos törései, potenciálisan vízvezető zónák térképezésében. E viszonylag vékony, esetleg meredek dőlésű felületek kimutatására nagyfrekvenciás, több vevőlyukat és forráspontot alkalmazó VSP (Vertical Seismic Profiling) mérést végeztünk.

A VSP mérés a szeizmikus reflexiós mérések egyik változata, így azokhoz hasonlóan az akusztikus impedancia (a szeizmikus hullámsebesség és a sűrűség szorzata) változásával jelentkező felületekről visszaverődő hullámokat vizsgálja (PRÓNAY et al. 1998, 1999). Ennél a méréstípusnál a hagyományos reflexiós méréstől eltérően az érzékelőket fúrólyukban helyezük el, és azonos helyen jelet gerjesztve a vevőt valamilyen lépésközzel mozgatva mérjük végig a vizsgált mélységtartományt. A forrást jelen esetben szintén viszonylag mély fúrásban, a laza réteg alatt helyeztük el. Ennek előnye, hogy a reflektált hullám sem adó, sem vevő oldalon nem halad át a felszín közeli laza rétegen, így spektrumának nagyobb frekvenciás része jobban megőrződik. Több, különböző helyen lévő robbantópont felhasználásával a leképezés tovább javítható.

Az alábbiakban először a mérést, ezután a feldolgozást, az értékeléshez szükséges interaktív modellezést, végül az eredményeket ismertetjük.

3.1. Mérés

A több szakaszban végzett mérést elsődlegesen egy konkrét törései öv vizsgálatára terveztük, ezért paramétereit (a robbantópont távolságát és irányát) erre optimalizáltuk (Üh-2 és Rp-1, 1. ábra) Ezt a mérést kiegészítettük egy új robbantópontból (Rp-2), valamint ennek felhasználásával az Üh-23 fúrásban végzett méréssel. A VSP mérések síkjai jó közelítéssel azonos az Üh-2 és az Üh-4 között mért lyukközi tomográfia síkjával.

A rugalmas hullámokat külön erre a célra fűrt lyukakban,

65 m mélységben, 5 gyutacs egyidejű felrobbantásával keltettük. A vevő 3 komponenses, falhoz szorított Geosource T42-3D szonda volt. Az adatgyűjtésre ESS-03-24 digitális szeizmikus műszert használtunk. A mérések fő paramétereit az 1. táblázatban foglaltuk össze.

1. táblázat

Mérési paraméterek

Mérés	Forrás helye	Vevő helye	Felvételek száma (db)	Mélységtartomány (m)	Geofonköz (m)
1.	Rp-1	Üh-2	60	104-370	5,00
2.	Rp-2	Üh-2	41	170-370	5,00
3.	Rp-2	Üh-23	42	85-300	5,25

A jelek domináns frekvenciája a tomográf méréshez hasonlóan 400 Hz körüli volt. A laza réteg hatására jellemző, hogy a robbantólyuknál a felszínen elhelyezett geofon kb. 40 Hz-es jeleket rögzített.

A mélyfúrás-geofizikai méréssel meghatározott akusztikus sebesség és sűrűség adatok alapján az Üh-2 fúrás tengelyében kiszámított reflexiós együttható (az adott határfelületre beeső és a visszavert hullám amplitúdójának hányadosa) az 5. ábrán látható. Maximális értéke 0,08 körüli, így az egyéb veszteségektől eltekintve is a direkt hullám amplitúdójának maximum 8%-át észlelhetjük reflexióként.

3.2. Feldolgozás

A feldolgozásnak két szakaszát különböztetjük meg: előfeldolgozást és tulajdonképpeni feldolgozást. Az előfeldolgozás célja a jel/zaj viszony javítása, zajnak tekintve a reflexiós jeleken kívül minden egyéb hullámtípust. Az előfeldolgozás három lépésben történt.

A vevő szonda elfordulását kompenzáló, a két horizontális csatornára alkalmazott „forgatás” a VSP feldolgozás rutinszerű első lépése, mely során a mérés síkjában terjedő jeleket emeljük ki. Az így transzformált szeizmogramokon a forgatást a robbantópont irányába néző horizontális és a vertikális komponens felhasználásával függőleges síkban is elvégeztük, majd kiválasztottuk az adott reflexiót legjobban mutató forgatott felvételt. Mivel a reflektált hullámok beérkezési szöge a különböző mélységben rögzített csatornákon dőlt reflektáló felület esetén jelentősen változik, egy reflexió több, különbözőképpen forgatott felvételen is megjelenhet.

Második lépés a lefelé (direkt) és a felfelé (reflexió) haladó hullámok szétválasztása volt (HARDAGE 1992, LEE 1984) f-k szűrővel, amellyel a hullámokat a látszólagos sebességük alapján lehet elkülöníteni. Ahhoz, hogy a hasznos jeleket el ne veszítsük, a szűrést nagyon óvatosan kellett végrehajtanunk, ugyanis az erősen dőlő szerkezetről jövő reflexiók és az első beérkezések látszólagos sebessége a rutinszerű VSP mérésekben megszokott vízszintes reflektor esetével szemben közel lehet egymáshoz. A 6. ábrán egy 300 m mélységben lévő reflektorról származó beérkezéseket ábrázoltunk különböző dölések esetén. A vízszintes vonaldarabok az első beérkezéseken és a +60°-os dőlésű felü-

letről származó reflexiókon a fél hullámhosszat jelölik. Jól látható, hogy a megjelölt szakaszon a két hullámtípus nem, vagy csak nehezen választható szét.

Harmadik lépésként frekvencia szerinti szűrést alkalmaztunk mindkét hullámtípusra.

A tulajdonképpeni **feldolgozás** a közös mélységpontos összegzés előtti (prestack) mélységmigráció volt, módosított időmezős módszerrel (VIDALE 1988, WIGGINS, LEVANDER 1984, PRÓNAY et al. 1998), a felfelé haladó hullámokra. Ez a művelet elvileg bármilyen dőlést leképez, és egyúttal az időből a mélységtartományba transzformálja a szeizmogramokat, amelyeket összegezve kapjuk a mélységszelvényt. A migráció bemenő adatai az összes mérés előfeldolgozott felvételei voltak.

Egyes felületek enyhe görbületét (7. ábra), különösen a kisebb amplitúdójú helyeken, maga az eljárás okozza, mivel a migráció csak nagy fedésszám esetén képes a felületelem optimális leképezésére. Ezért csak a nagyobb amplitúdóval megjelenő szakaszokat vettük figyelembe az értelmezésnél.

3.3. Interaktív modellezés

A klasszikus VSP feldolgozáson kívül, azt segitendő, egy egyszerű, sugárutas modellezést végző program segítségével „kézi” kiértékelés is készült (PRÓNAY et al. 1996, 1998). Ennek során az előfeldolgozott (forgatott, f-k és frekvencia szerint szűrt) felvételekből kiválasztottuk azokat, amelyeken a vizsgált reflexiót a legjobban lehetett látni. A feltételezett reflektor mélységét és dőlésszögét változtatva megkerestük az adott beérkezésekre legjobban illeszkedő időket adó értékeket. Az egyes mérések során készített felvételeken talált jelenségeket a többi mérés (másik robbantólyuk, másik fúrás) adatain is igyekeztünk azonosítani, illetve követni. A vizsgálat során több tucat reflexiót elemeztünk. Az interaktív modellezés lehetővé tette a reflektáló sík paraméterei (mélység, dőlésszög) meghatározási pontosságának vizsgálatát is. A statisztikai vizsgálat alapján hét fő reflektort jelöltünk ki. A 8. ábrán ezeknek a mérések által leképezett szakaszait illusztráltuk, a mérés síkjába beforgatva. A megbízhatóságot a leképezett szakasz hosszának és a mélység- és szöghiba szorzatának hányadosából számított

2. táblázat

A reflektorok mélysége és dőlése a modellezés alapján az illesztés hibájának (szórásának) feltüntetésével

Reflektor jele	Mélység* [m]	Tszf. magasság [m]	Dőlésszög [°]	Független mérések száma [db]	Megbízhatóság mérőszáma [„m”]
A	215±11	65±11	38,4±12	3	2
B	255±5	25±5	28,7±7	3	1
C	316±7	-36±7	56,8±4	3	2
D1	352±6	-72±6	28,4±9	3	1
D2	361±6	-81±6	37,4±5	2	3
E	326±5	-46±5	-6,4±4	3	3
F	93±?	187±?	50±?	1	4

*Az Űh-2 fúrás döféspontja a reflektor síkjában.

és a független mérések számával súlyozott érték alapján osztottuk négy kategóriába (2. táblázat).

Az eredmények elemzése előtt célszerű megvizsgálnunk a VSP mérések leképezési tartományát, azaz azt, hogy dőlt reflektáló síkok esetén a fúrólyuk környezetének mely részébe eső felületet észlelhetjük egyáltalán a méréssel.

A leképezett térrész függ a mérési geometriától (a fúrás- és vevőhely térbeli helyzetétől) és a reflektor mélységétől, valamint dőlésétől. A 9. ábrán különböző dőlésű felületek esetén a valódi mérési geometria felhasználásával 100–400 m közötti mélységű reflektáló síkkal számított leképezési tartományok láthatók. Ezek határain belül van csak elvi lehetőség az adott dőlésű reflektort észlelni. Vizsgálataink szerint a leképezés elsősorban a fúrás helyétől és a rétegdőléstől függ, a robbantópont helyétől alig, így a vizsgálható térrészt a robbantópont megválasztásával csak kevésbé lehet befolyásolni. A vetősíkok dőlésirányának behatárolásában a több robbantópontot és/vagy fúrást használó mérési geometria segíthet. Ha a két mérésből modellezéssel meghatározott vetősíkszakaszok kb. egybeesnek, illetve ha a migrációnál a jelek jól összegeződnek, akkor a reflektor síkja jó közelítéssel merőleges a két fúrás által meghatározott síkra.

3.4. Eredmények

A kétféle feldolgozást – az interaktív modellezést és a migrációt – egymás megerősítésére és ellenőrzésére végeztük el, mivel a szerkezet bonyolultsága az elemzést jelentősen megnehezítette. Várható volt, hogy a migráció a valósághoz közelebbi képet ad, míg a modellezés különböző leképezési és statisztikai vizsgálatokat is lehetővé tett, bár eredménye egy végletekig leegyszerűsített kép.

A három mérés során a mérések síkjára közel merőleges szerkezetek a térben egy helyre képeződtek le, a migrációnál pedig jól összegeződtek. Az ezektől eltérő reflexiók eredete a mérés síkján kívül esik. Számításaink szerint a mérés síkja körül $\pm 15^\circ$ az a térszögtartomány, ahonnan a különböző mérésekből számított eredmények jó egyezése várható.

A nagy dölések és a kötött mérési geometria (meglévő fúrások) következtében több, az Űh-23 fúrásban észlelt reflektor is az Űh-2-től délre képeződött le (7. és 8. ábra). Az A és a C jelű reflektor a migrált mélységszelvényen is megjelenik, de nagyobb dőléssel, mint a modellezés eredményén. A B reflektor gyakorlatilag mindkét feldolgozásban megegyezik. A D1 és D2 jelű reflektor nagyon közel van egymáshoz, ráadásul az interaktív modellezésnél a kettő egymást metszi. A migrált szelvényen is több, hasonló mélységű és dőlésű felület látható közel azonos mélységben, de természetesen ezeket az alkalmazott módszerrel nem lehet egyértelműen elkülöníteni. Az F és az E reflektor a migrált képen nem adott értékelhető felületelemet. A C reflektor egyik feldolgozáson sem követhető a fúrásig, így mélysége extrapolált érték. Ez a többihez képest viszonylag erős reflektor a fúrásban sem követhető a reflexiók együttható változásához, így elképzelhető, hogy előtte megszakad. Az A és B reflektor egyértelműen reflexiók együttható változásához

köthető, a mélyebb reflexiók egymással interferálhatnak, megzavarva a mélységsvény képét.

Mind a migrált mélységsvényen, mind az interaktív modellezésnél, amelyben síkokkal közelítettük a reflektáló felületeket, felismerhető, hogy észak felé haladva a reflektorok dőlése enyhén csökken.

Az inkább a térbeli tömbök elkülönítésére alkalmas sebességtomográfia és a reflektáló felületeket leképező VSP mérések eredményei az Ũh-2 – Ũh-4 sik közös mélységtartományában vethetők össze. Míg a B és a C reflektor, legalábbis „metszéspontjuk” környezetében. sebességváltozáshoz köthető, az A jelű nem fedezhető fel a sebességsvényen (a D1 és D2 elem nagyobb mélységű).

4. Összefoglalás

Az Ũh-3, Ũh-2 és az Ũh-4, Ũh-2 fúrások között végzett sebességtomográfia görbült sugárutas SIRT algoritmus-sal meghatározott eredménysvénye a fizikai felbontóké-

pesség határáig megbízhatóan képezi le a longitudinális hullámok terjedési sebesség viszonyait. A svényeken az eltérő sebességű tartományok határozottan elkülönülnek, és a főbb szerkezeti irányok jól kijelölhetők. A kisebb sebességű zónák a közzettest nagyobb repedezettségére (kis RQD), az anyag- vagy feszültségállapot változására utalnak.

Úgy véljük, hogy a VSP méréssel minden fizikai korlát ellenére sikerült az eddigieknél jobban leképezni az Ũh-2 és az Ũh-23 fúrások környezetében a földtani szerkezetet. A kötött fúrólyuk-robantólyuk geometria miatt nem feltétlenül az optimális irányból, de további értékelésre alkalmas reflexiókat kaptunk.

A változatos dőlésszögek és csapásirányok miatt azonban minden egyes feltételezett szerkezet külön, arra optimalizált paraméterű mérést igényel (Moos 1984). Ilyen változékony földtani környezetben mindig gondot jelent, hogy háromdimenziós szerkezeteket próbálunk két-, de még inkább egydimenziós mérésekkel leképezni. Mindezek ellenére a módszer, elvi és gyakorlati korlátai ellenére, leképezte az adott földtani szerkezetet.

EVALUATION OF PLANAR FEATURES IN BOREHOLES ÜVEGHUTA Üh-22 AND Üh-23 WITH COREDUMP SOFTWARE

GYULA MAROS and KLÁRA PALOTÁS

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

Keywords: cores, fracture zones, granites, Hungary, image analysis, Mecsek Mountains, new methods, orientation, tectonics

To support the tectonic investigations concerning the final disposal site for low- and intermediate-level radioactive waste, we developed the ImaGeo Mobile Core scanner and the related CoreDump software, with which we scanned and evaluated the granitoid cores of Boreholes Üh-22 and 23. The evaluated planar phenomena (that is the objects drawn by the software) were orientated with the help of the acoustic borehole televiewer. We applied traditional (stereogram, pole-distribution diagram, *etc.*) and new (maximum-wandering diagram) methods to plot our data.

We distinguished 19 object types in our database, which covers 19 different geological phenomena. We analysed the spatial distribution of all object types, correlated them with each other as well as between the two boreholes. As a result of this we managed to divide Borehole Üh-23 into two parts.

We analysed the distribution of striae, determined dislocation zones and managed to reconstruct two old stress-fields which were the cause of two dislocation systems.

We analysed the tectonic structure of the rock body, recognised the rotation of the objects and introduced migration as a new phenomenon. We explain the origin of the two phenomena together, since we assume that the spreading of the deformation happened along a tilted multi-fan system in the granitoid body.

We also analysed the position of the larger fracture zones and determined different fracture-types and determined their tectonic features. Comparing Üh-2, -3, -4, -5, -22 and -23 we constructed a fracture model for the large fracture zones cutting more than one borehole.

1. Introduction

Tectonic studies play an important role in the research for the final disposal site for low- and intermediate-level radioactive waste when it comes to understanding and modelling the geological environment of the disposal site. In granitic rock bodies the radioactive waste can migrate only along paths such as fractures, cracks and joints formed by tectonic forces. Therefore tectonics has to answer questions about the density, location, permeability and quality of suitable pathways.

In the previous years we evaluated the cores of Boreholes Üh-2, -3, -4 and -5 with this method but in this paper we give details mainly about the results of the evaluation of Boreholes Üh-22 and Üh-23 drilled in 1998-99. Due to size constraints we present only the most important results and report only a summary of our conclusions. A more detailed description can be found in MAROS and PALOTÁS (1999) and MAROS *et al.* (1999).

We described the cores of Boreholes Üh-22 and Üh-23 visually and also scanned the cores for tectonic evaluation and now present the main results of analysing the planar phenomena.

2. Method

First we describe the Hungarian ImaGeo Mobile Core-scanning System and the working methods. Data is digitised and evaluated immediately on the spot of the drilling with the help of the core scanner and the computers installed in the equipment van. The core scanner transfers the raster image recorded in the optical range by a digital camera unit into the evaluating computer. We analyse the 254 dpi resolution images after setting, saving and archiving them with the help of the evaluating software modules. Since during scanning we digitise the surface of the whole core (maximum 80 cm long and 20π cm in diameter), the planar elements (such as fractures, veins, *etc.*) appear as sinuous lines. Approximately ~77% of the cores could be scanned. Comparing the scanning rate with the quantity of the information obtained we can conclude that the recorded number of data is suitable for the statistical evaluation of the cores.

The images obtained by scanning have been evaluated by CoreDump software. Initially the geological features were drawn in vectorial form onto the images: fractures, rock boundaries, carbonate veins, quartz veins, microgranite veins, shear zones, foliation, limonitic infillings, argilla-

ceous infillings, altered zones, *etc.* These evaluated elements will be called *objects* in the following. The individual object types were collected in a database. The software gives the dip, azimuth and depth of the evaluated object in relation to a chosen marker, such as a local co-ordinate system fixed to the core. In Boreholes Űh-22 5168 and Űh-23 2843 objects have been analysed.

The next stage of the evaluation is the re-orientation of the marker zones into the real co-ordinate system. For this the acoustic borehole televiewer image was used. This image can be visualised in CoreDump software as well as the evaluated objects.

Several statistical programme modules aiming at tectonic analysis can be run on the objects that have been re-oriented. These are stereogram, rose diagram, tadpole diagram, pole-distribution diagram and maximum-wandering diagram. Since the calculation of the pole-distribution diagram was done following new procedures, and the maximum-wandering diagram is a completely new method, we present them in more details.

The **pole-distribution diagram** is used for plotting the pole density of the stereogram. The pole distribution is a function that is interpreted on the hemisphere and defined by a plane or a pole set, that shows the number of poles falling in the vicinity of a given direction. The function is continuous since it comes from the sum of the "potential functions" of the poles belonging to the set in a given direction.

The pole-distribution diagram plots the function defined on the hemisphere in the stereogram, that is on the horizontal stereographic projection of the hemisphere. Different colours indicate different values in the diagram. The plotting is histogram balanced which means that the colours depend on the density of the values and so the diagram offers maximal visual information about the given pole distribution. The relationship is not necessarily linear between the colour scale and the function values. The scale drawn beside the diagram gives information about the frequency values.

The stereogram, the rose diagram and the pole-distribution diagram are made separately from different depth intervals of the borehole or from the entire log. That is why it is difficult to plot the depth-dependency of the distributions on them, and to plot a large number of diagrams after each other can be uninterpretable and confusing.

As a solution for this problem we developed the **maximum-wandering diagram** (Figure 1), which is azimuth and dip correct in a way similar to the pole-distribution diagram and the stereogram, and besides shows the depth-dependency of the density maxima. The pole distribution has one or more maxima in a given section of the borehole. If this section is shifted along the borehole the distribution as well as the maxima will change. The length of the section and the steps can be changed. The maximum points are plotted sequentially in the maximum-wandering diagram. The maximum points of the sections which follow each other are linked with a line when they fall close enough to one another, so expressing their connection. Maximum points de-

rived from one pole are not shown in the diagram. The diagram shows information about the depth with the help of colours. The colour of a dot refers to the depth where the pole distribution maximum is in that direction. Here the colour scale is linearly related to depth.

The different objects are separated in a database after evaluating the images so that it becomes possible to analyse their distribution separately. First the spatial differences of the objects are examined showing the nature of the distribution of the azimuths and dips, as well as in their change at depth. **Migration** (MAROS and PALOTÁS 1998) can be detected in the depth-dip angle relation, for example in the case of striae, fractures and carbonate veins. The point is that the dip angle of a phenomenon changes radically within a relatively short depth interval (for example the angle of the striae within a strike-slip zone decreases from 70° to 35° within one metre). This change can be systematic (*e.g.* the dip angle gets progressively steeper) or random. **Rotation** is just the opposite, in the sense that the azimuth of a phenomenon turns as much as 50–60° (rotation occurs most significantly with foliation and fractures, cracks) while it keeps its dip angle approximately constant. The migration is usually systematic, and can be clockwise or counter-clockwise. It is impossible to arrange the migrations in an accurate time or depth sequence. The different objects were stored in the database separately, and occupied their final position after rotating and moving them according to the borehole televiewer image. The different object types correspond to the properties of the rock so their uniform or chaotic distribution is characteristic of the history of the rock. As a result, the distribution of the main observed property types are shown and analysed in this paper.

The cores were the subject not only of core-scanning analysis, but also of visual tectonic description. During this

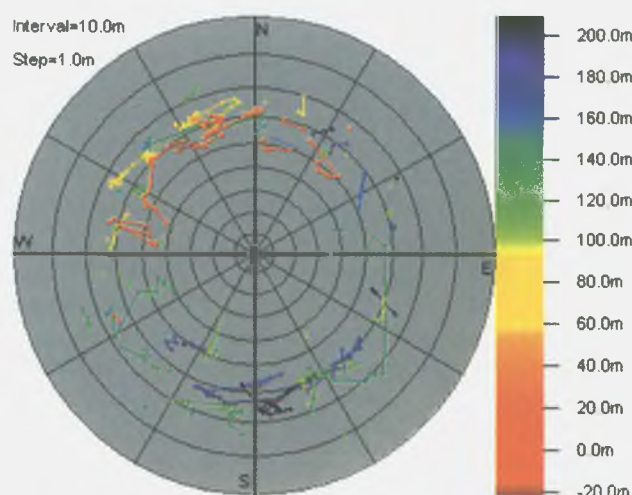


Figure 1. Maximum-wandering diagram, lower hemisphere projection

1. ábra. Maximumvándorlási diagram, alsó félgömb vetületben

we observed and recorded all tectonic elements and infillings, even in the non-scannable sections of the core. This proved to be a great help in evaluating the tectonic zones.

3. Observed and evaluated phenomena

In the following we present the planar phenomena that were found and evaluated in the scanned images. Only the definitions of the evaluated phenomena are given here, and the results are shown in *Table 1*.

Rock boundaries are defined as boundaries between separable rock types on the basis of colour, texture and rock quality. In most cases this boundary was planar. The genetics of the rock boundaries cannot be identified completely but they may reflect the variability of the rocks before granitisation.

The width of the **microgranite veins** varies between a few cm and a few m. Their relatively homogeneous distribution is surprising since these veins had been often thought of as lense-shaped or wedging, although persistently planar (although forking) veins can be observed in the relatively large Erdősmecke quarry.

The group of **quartz veins** in all probability comprises several types from a genetic point of view: quartz could precipitate from the residual magma, or be metamorphic quartz, or a hydrothermal quartz infilling. These are impossible to distinguish in the scanned images so the quartz veins are discussed as one group.

The **planes of red feldspars** indicate a category of planar phenomena along which red-coloured, usually cloudy feldspars are found, different in colour to the surrounding pink feldspars. The genesis of the planes of red feldspars has not been explained yet, though probably ferric staining causes the red colour. Fissures are not always visible to the naked eye along the planar elements but in thin sections micro-cracks can be noticed. The uniform distribution of the planes suggests identical formation and genesis whereas the phenomena turned out to be multi-phased in time (MAROS and PALOTÁS 2000) and even genetic variability cannot be excluded.

The dip angle and strength of **foliation** vary along both boreholes. At least two generations can be distinguished that are different from each other in terms of azimuth.

Fractures and **fine cracks** played an important role in our investigations from tectonic point of view. Some of the fractures resulted from the mechanical forces associated with drilling and recovery of the cores, while another part of the fractures result from stress release. These fractures were either not evaluated or filtered out from the statistics.

The evaluation of fractures investigated so far has proven difficult. There are a huge number of fractures when we look in detailed, so the borders between the different fracture groups merge or overlap, and it is difficult to separate them. However, during the evaluation of the scanned images it is impossible to class the objects into geometric groups without knowing the distribution trends.

Despite this we tried to distinguish somehow the fractures, so the tectonic phenomena of lesser importance were called "fine cracks", the ones of greater importance were called "fractures". Even this did not prove to be an effective distinction because slickenslides could often be found on the walls of fine cracks, so all statistical analyses were carried out on both groups together.

The **planes of altered feldspars** contain the planes along which the feldspars are partly altered. This usually means a loss of colour compared to the surrounding feldspars. They formed in all probability as a result of water circulating along the fractures. The phenomenon is usually restricted in extent in that it alters only a few mm of the feldspars, and its age is indeterminate.

The following infillings were found during scanning:

Carbonate infillings form the major part of the infillings in both boreholes. The most significant, more than 5 mm wide carbonate veins were also marked separately. The basis of separating the *thick carbonate veins* had been their size originally, but in several cases even time sequences could be determined between thin and thick carbonate veins (MAROS and PALOTÁS 2000). *Overgrowth calcites* probably represent the youngest generation of carbonate infillings. They usually form clear, small, mm-sized crystal crusts on the wall of the fractures. The carbonates in most cases had healed the fractures so that they could be scanned, while calcite crystals could only be noticed in small vugs. In these places the fractures are certainly open at depth. Naturally we have no data about the permeability of these fractures. Thin sections of these carbonate infillings suggest that genetically first the carbonates were dissolved from already existing carbonate veins and then re-precipitated from surface waters (SZABÓ 1999).

Chlorite also plays an important role among the infillings. Since chlorite most often forms a thin film on the walls of the fractures only the thicker chloritic infillings or chloritic zones were possible to identify in the scanned images. It is interesting that the distribution show only a weak similarity with the foliation, even though chloritisation of the phyllosilicates could have occurred. On the other and a definite similarity can be noticed with the distribution of fractures filled with different ferric minerals. This can probably be explained by the total or partial oxidation of the chloritic infillings. Their relationship is confirmed by a similar distribution at depth.

Two types of Fe-oxide/oxihydroxide infillings were found in the cores which could be easily divided into two groups on the basis of their colour; a rust-coloured (*yellow Fe-oxihydroxide*) and a dark brownish-red (*red Fe-oxide/oxihydroxide*) infilling group. Both cover the walls of the fractures as thin coatings, so they are rarely seen in the scanned images. The distribution of the yellow Fe-oxihydroxides strongly resembles that of the carbonate veins so the formation of the two are probably close to each other. The strike distribution of the red Fe-oxide/oxihydroxide infillings nicely follows the distribution of the fractures, the carbonate veins and the yellow Fe-oxihydroxides, which may indicate that

Table 1

The main distribution directions of the phenomena, and the major trends of their change with depth in Boreholes Ūh-22 and Ūh-23

Phenomenon	Borehole	Number of data	Main strike1 [°]	Main strike2 [°]	Secondary strike [°]	Main azimuth/dip1 [°]	Main azimuth/dip2 [°]	Secondary azimuth/dip [°]	Max. pole number	Max. %
Rock boundary	Ūh-22	39	75-255	110-290		165/63			5.7	14.6
	There are not enough data to determine their trend with depth.									
	Ūh-23	80				345/30			7.1	8.9
No particular trend with depth can be observed.										
Microgranite	Ūh-22	188	30-210	60-240		105/30	345/40		16.4	8.7
	Their number increases below -65 m.									
	Ūh-23	128	60-240			340/70			16	12.5
Their number suddenly increases below 100 m. The data show slight migration.										
Quartz	Ūh-22	88	90-270	45-225		10/65			6.5	7.4
	Ūh-23	17							2.2	12.9
Planes of red feldspars	Ūh-22	102	130-310	45-225		40/72			13.1	12.8
	They are present all along the borehole but they are absent between (-60)-125 m. The data show rotation and slight migration.									
	Ūh-23	135	140-320			50/70			21.4	15.9
They are present all along the borehole except between 75-40 m. The data show rotation and migration.										
Planes of altered feldspars	Ūh-22	124				120/20			13	10.5
	They first appear at 80 m, grow denser between 80-(-125) m but practically disappear below -125 m.									
	Ūh-23	217				245/71			16.3	7.5
They first appear at 155 m, most of them can be found between 155-0 m and can be traced down to the bottom.										
Foliation	Ūh-22	194	70-250			160/65	330/70	90/65	21.3	11.0
	The NW azimuth is present all along the borehole. The data show strong rotation.									
	Ūh-23	321	70-250			150/60			51.4	16.0
Below 90 m almost only the SE dipping foliation planes appear. The data show strong rotation.										
Fractures and fine cracks	Ūh-22	2421	45-225	150-330		340/40			162.4	6.7
	The maximum points group in the 0-30° and in the 50-70° dip-range. The data show rotation and migration.									
	Ūh-23	1339	30-210	135-315		180/30			120.5	9.0
Two separate maximum-fields stand out in the diagram: 285/15° and 30/13° (principally near the surface). The main, southward dipping maximum is characteristic of the whole drill core. The data show rotation and migration.										
Fine cracks	Ūh-22	929	60-240			140/50	340/50	SW	89.2	9.6
	Their trend with depth shows no difference from the trends combined with the fractures.									
	Ūh-23	829				185/38	295/45	30/70	70.5	8.5
Their trend with depth shows no difference from the trends combined with the fractures.										
Fractures	Ūh-22	1492				280/28	330/40	340/50	90.2	6.0
	Their trend with depth shows no difference from the trends combined with the fine cracks.									
	Ūh-23	510				165/40	260/60	330/50	51.8	10.2
Their trend with depth shows no difference from the trends combined with the fine cracks.										
Dislocations	sinistral	Ūh-22	324	75-255	140-320	5-185				
	dextral			15-195	75-255	145-325				
	normal			75-255	120-300		210/50	170/65		
	inverse			60-240	135-315		150/50	220/55		
		Almost uniform in all depths but above 0 m the average number of the striae is about one and a half times larger than below 0 m. This increase is especially true of the inverse striae, where the number is five times larger. The data show migration. The distribution of displacement types with depth and the analysis of the paleostress field are given in the text.								
sinistral	Ūh-23	102	NW-SE	N-S						
dextral			NW-SE	ENE-WSW						
normal			NE-SW							
inverse			ESE-WNW							
The data show migration. Above 95 m the number of the striae increases five times as below 95 m. The distribution of displacement types with depth and the analysis of the paleostress field are given in the text.										

Table 1 continuation

Phenomenon	Borehole	Number of data	Main strike1 [°]	Main strike2 [°]	Secondary strike [°]	Main azimuth/dip1 [°]	Main azimuth/dip2 [°]	Secondary azimuth/dip [°]	Max. pole number	Max. %	
Carbonate veins	Üh-22	1331	NW-SE	NE-SW		NNE/60-70			76.9	5.8	
	The maximum wandering is fairly similar to the fractures. The number of data is 6251 from visual description, but there are fewer carbonate veins with a uniform distribution above 150 m and more carbonate veins with similarly uniform distribution below 150 m.										
	Üh-23	446	NW-SE	NE-SW		200-160/30-40	245/65	50/68	27.1	6.1	
They group in the middle and lower part of the borehole, most of them below 120-100 m. There are 1770 data from visual description, their number increases suddenly between 85-90 m.											
Thick carbonate veins	Üh-22	65	100-280			20/75			8.8	13.5	
	No particular trend with depth can be observed.										
	Üh-23	22				180/65	225/55	W/70	4.1	18.6	
There are not enough data to determine their trend with depth.											
Overgrowth calcite	Üh-22	28	115-295			195/60			4.1	14.6	
	There are not enough data to determine their trend with depth.										
Chlorite	Üh-22	75	NW-SE		NE-SW	40/80	160/75		7.5	10.0	
	No particular trend with depth can be observed. There are about 3200 data from visual description, there are numerous data between 135-85 m, their number decreases between 80-(-5) m, then increases again until (-175) m, and then down to the bottom they are less common.										
	Üh-23	45	NW-SE			210/65			7.4	16.4	
There are not enough data to determine their trend with depth. There are about 750 data from visual description, the distribution of data is uniform, their number increases between 85-90 m.											
Yellow Fe-oxihydroxide	Üh-22	56				N-NNE/60-70			7.9	14.1	
	No particular trend with depth can be observed. There are about 1000 data from visual description, their number decreases downward.										
	Üh-23	21	NW-SE			255/65	45/70-80		3.4	16.2	
There are not enough data to determine their trend with depth. There are about 1000 data from visual description, there are only a few data below 85 m.											
Red Fe-oxide/oxihydroxide	Üh-22	131	ESE-WNW	NW-SE		15/75	55/75		15.4	11.8	
	No particular trend with depth can be observed. There are about 1500 data from visual description, the distribution is fairly uniform but their number grows downwards.										
	Üh-23	17	ESE-WNW	NW-SE		15/75	205/30		4.1	24.1	
There are not enough data to determine their trend with depth. There are about 200 data from visual description, the number of data increases at the bottom of the borehole.											

The maximum pole number column indicates the number of poles falling into the maximum places of the diagram, the Max. % column indicates the ratio between this number and the number of all the poles plotted in the diagram in percent. The trend of data with depth is given on the basis of the maximum-wandering diagrams and the visual tectonic description. The trends with depth are given with text below the numerical data of the distributions, the numbers in the text come from the visual description.

the planes of an infilling group later re-juvenated and the ferric minerals were altered. The planes of red feldspars show a very similar picture that might indicate a connection between the two phenomena, and that the feldspars are stained along planar zones by ferric minerals migrating along the micro-cracks or the borders of minerals.

4. Planes bearing striae

For scanning the striae that indicate displacements, a new and efficient method was introduced making it possible to evaluate striae otherwise invisible for the core scanner. During the tectonic description we marked the striae on the core-surface. After scanning, the exact orientation of the striae could be determined. The striae can be of nor-

mal, inverse, sinistral and dextral nature depending on the relative direction of the movement. We also distinguished transitional groups (e.g. sinistral-inverse, dextral-normal), but these occur in relatively small number so they cannot be analysed statistically. Here we deal only with the four major types. The striae were used in three ways during the evaluation: (1) we determined fault zones on the basis of striae of the same character occurring over a distinct depth interval; (2) we qualified the tectonic zones determined on the strength of the visual tectonic and geological descriptions, and the geophysical methods with the help of the striae found in the zones; (3) we tried to distinguish old stress fields by analysing the distribution of striae.

The two boreholes were rather different considering the number of striae. Borehole Üh-22 contained far more striae (324 pcs) than Borehole Üh-23 (102 pcs), and in the

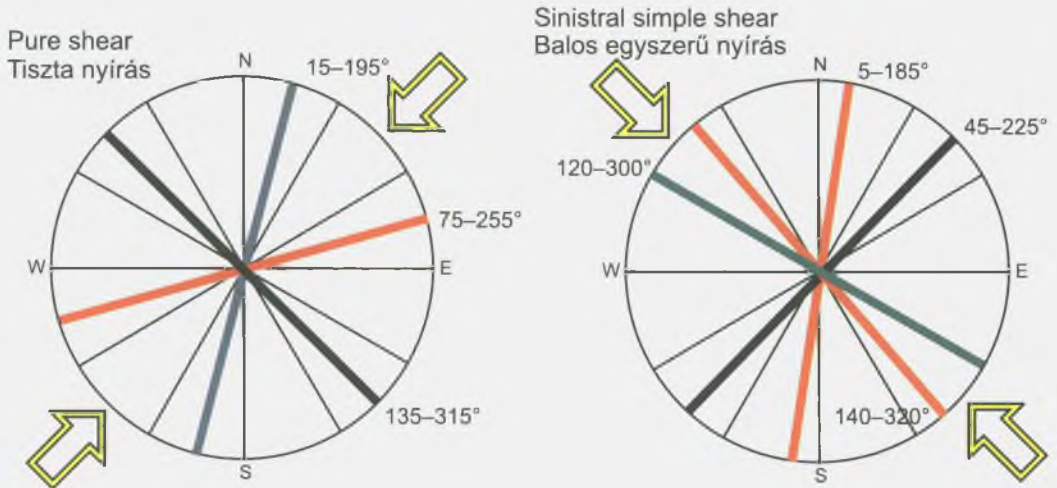


Figure 2. Stress fields on the basis of striae in Boreholes Üh-22 and Üh-23

Blue line = dextral, red line = sinistral, green line = normal, black line = inverse

2. ábra. Elkülöníthető erőterendszerek vetőkarcok alapján az Üh-22, -23 fúrásban

Kék vonal = jobbos, piros vonal = balos, zöld vonal = normál, fekete vonal = inverz

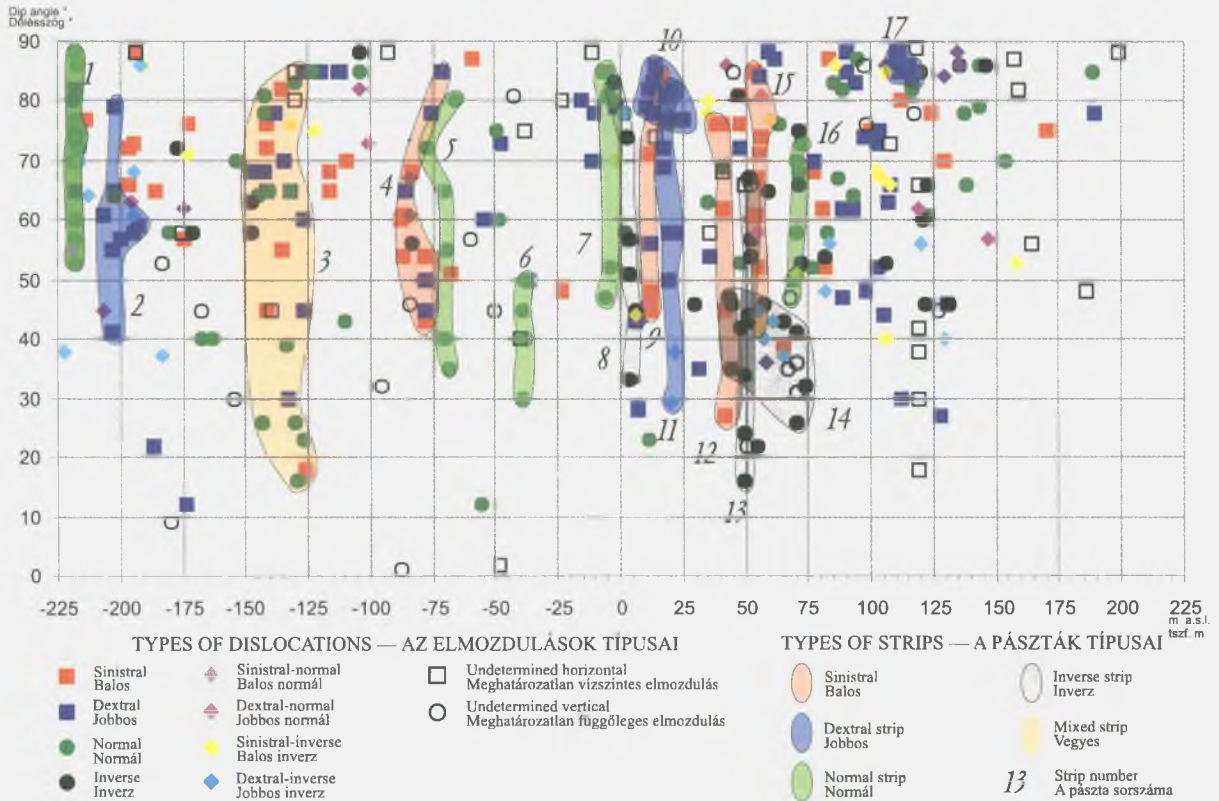


Figure 3. Distribution of dip of fractures bearing striae in Borehole Üh-22 plotted against depth

The striae have different colours and symbols, the dislocation strips are separated with colours

3. ábra. Az Üh-22 fúrásban észlelt vetőkarcokat hordozó síkok dőlésszöge a mélység függvényében

A vetőkarcok értelmük szerint színezésükben és jelükben, a megállapított elmozdulási pászták színükben különböznek egymástól

Displacement strips in Boreholes Üh-22 és Üh-23

Table 1

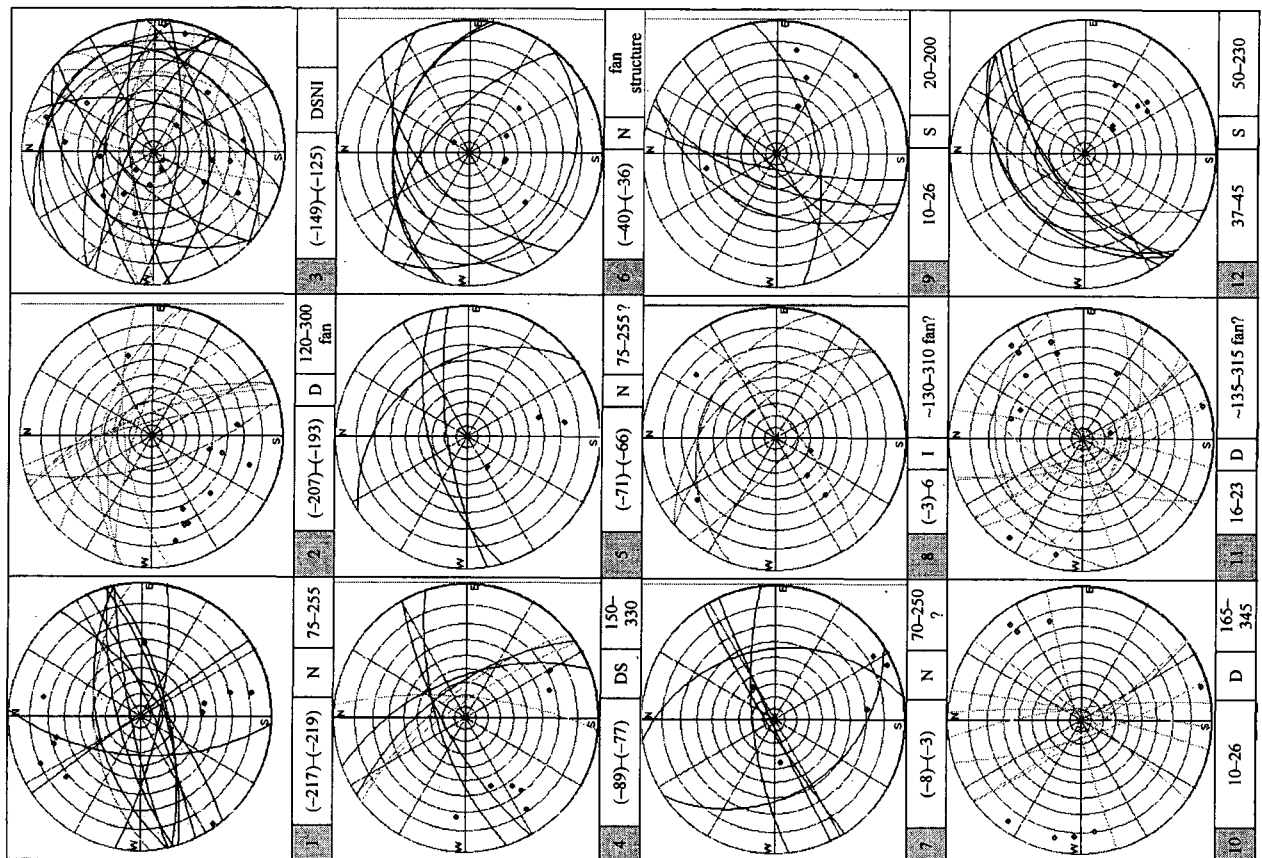
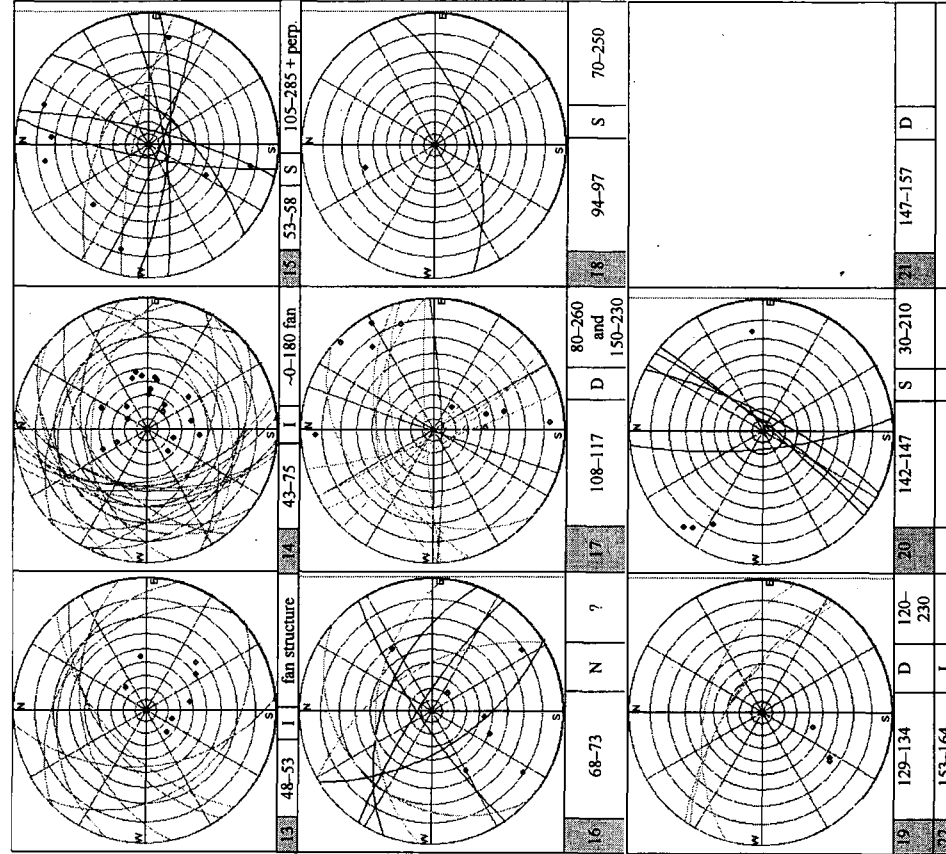


Table 1 continuation



Fields 1-17. refer to Borehole Üh-22, fields 18-22 refer to Borehole Üh-23. The data fields below the stereograms are the following: serial number, depth [m above sea level], type of dislocation (S = sinistral, D = dextral, N = normal, I = inverse), strike. The slickensides are not scanned in Borehole Üh-23 between 145-225 m, so they have no stereogram and strike.

latter 18 were of uncertain character. So we relied mainly on Borehole Üh-22 for stress field analysis. In this borehole several unambiguous observations were possible concerning the time sequences (MAROS and PALOTÁS 2000).

The data structure of the two boreholes seems to be similar in spite differences in the number of data. We analysed the statistics for both pure shear and simple shear (CSONTOS 1998) and managed to distinguish two relatively clear systems (*Figure 2*). One is a Mohr system with a dextral component of 15–195°, a sinistral component of 75–255° and an inverse component of 135–315° strike. The main stress axis (σ_1) is NE–SW. The other one is a simple-shear, sinistral system of which the two sinistral components (P and R fracture) are 5–185° and 140–320°, the dilatation direction is 120–300°, while the strike of the inverse striae group is 45–225°. The main stress axis (σ_1) of this system is NW–SE.

From the distribution of all measured strikes (*Table 1*) it can be found that the planes with lateral dislocation run in similar directions. This makes it fairly probable that the strike slips were reactivated in the geological past – the old dextral systems reactivated as sinistral ones follows the same main directions. The strike directions used by the lateral movements might, for example, have been inherited from foliation.

The distribution of striae with depth indicates dislocation zones of different tectonic character. Here we show a graph for Borehole Üh-22 (*Figure 3*), while in the case of Borehole Üh-23 we give only the data (*Table 2*). We note that in *Figure 3* the separation of zones happened on a more detailed scale. We plotted the striae of the different zones in stereograms and assigned azimuth and dip to the zones where it was possible (*Table 2*). *Figure 3* shows a phenomenon also characteristic for other data. The planes belonging to the same zone scatter in dip angle but not with depth (migration).

5. Correlation of phenomena between the boreholes and each other

In what follows we compare the main phenomena of the two boreholes with the help of *Table 1* and *Figure 4*. Depending on distribution, either both a main strike and a main azimuth, or only one of them could be determined. Some of the phenomena have such dispersion that three azimuths or dips could be identified. In these cases the maxima were organised in series on the basis of the number of data. The last two columns of *Table 1* indicate the certainty of the determination of the distribution maxima. The first column shows the number of poles falling into the maximum point(s), while the second column shows the ratio of this number to all the poles plotted in the diagram in percentage.

The depth dependency of the data was examined on the basis of the maximum-wandering diagrams and the visual tectonic description. This is summarised in *Table 1* in the

lower row of the descriptions of the phenomena. Where the visual tectonic description was also used, the number of data that helped our conclusions can be different from the number of scanned data. This number is also indicated in these rows of the table.

The **rock boundaries** do not correlate in the two boreholes.

The **microgranite veins** formed in at least two time phases. Their strikes are similar in both boreholes: NE–SW. The difference lies in the azimuths, since in Borehole Üh-23 the veins dip mostly towards NW while in Borehole Üh-22 both azimuths occur. Below 100 m asl. the number of veins increases.

The **quartz veins** do not correlate in the boreholes, which might be because of too few data. Several phases can be distinguished in time, which is obviously due to the fact that the quartz can form in numerous ways: it can precipitate from the residual microgranite magma, but it can also be mobilised under the influence of pressure and dynamo-metamorphism, and can precipitate as quartz veins and lenses. On the scale of scanned data these two groups cannot be subdivided.

The planes of **red feldspars** were formed in several time phases, resulting from two possibilities for their genesis, and so the group is not homogeneous from a database-handling point of view. Some of the feldspars can be connected to fractures and fine cracks and are stained by ferric minerals, and another part belongs to later Fe-stained red K-feldspars. Their distribution is fairly homogeneous and is very similar in both boreholes (NW–SE strike, mainly NE azimuth) so their formation was probably controlled by tectonic processes.

The planes of **altered feldspars** cannot be correlated in the two boreholes. They occur very rarely below –125 m asl., but this can be caused by the petrological changes in the rock, namely that below this level contains only minor feldspars.

The strike of the **foliation** is the same characteristic ENE–WSW direction in both boreholes, so the feature is homogeneous and correlates well. The strike distribution hides two characteristic azimuths. Beside these, a third, NE azimuth also occurs less prominently, but it might originate from the original petrological inhomogeneities of the parent rock. In time several phases can be distinguished (MAROS and PALOTÁS 2000) but only a few observations are available for the geometrical classification. The distribution shows an interesting change in Borehole Üh-23, on the basis of which the borehole can be divided into two parts. Strong migration (MAROS and PALOTÁS 1998) is characteristic of both boreholes in the maximum-wandering diagrams.

As for the **fractures** the two boreholes are significantly different. In Borehole Üh-22 the fractures and fine cracks contain different, probably overlapping, plane groups. The main azimuth is NNW with its pair at SSE, as well as a less prominent SW direction. The fractures and the fine cracks differ less in Borehole Üh-23. It has a one-pole southward

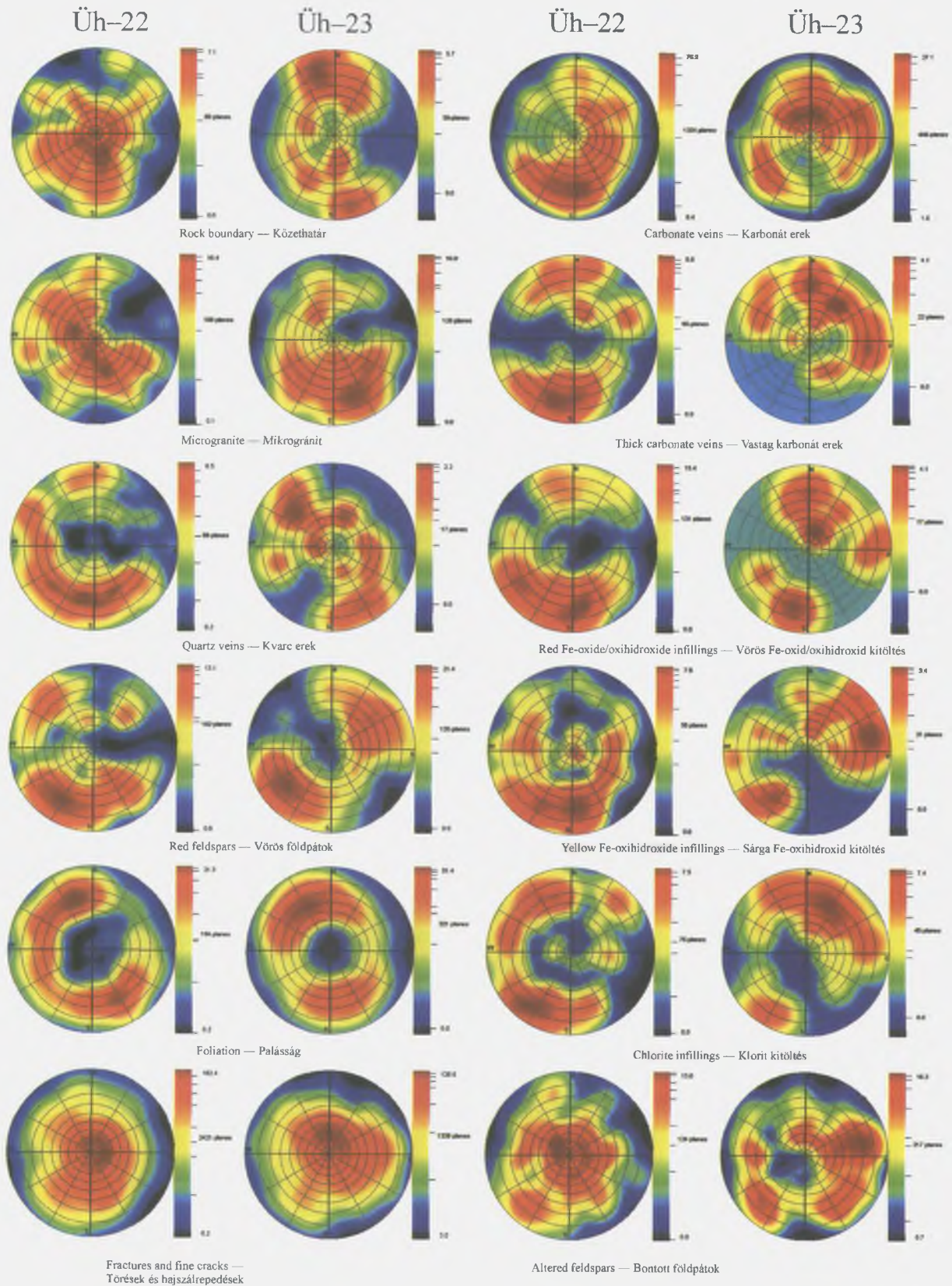


Figure 4. Pole-distribution diagrams of the planar elements of Boreholes Üh-22 and Üh-23, lower hemisphere projection

4. ábra. Az Üh-22 és Üh-23 fúrásban elkülönített síkszerű jelenségek póluselozlási diagramjai, alsó félgömb vetületben

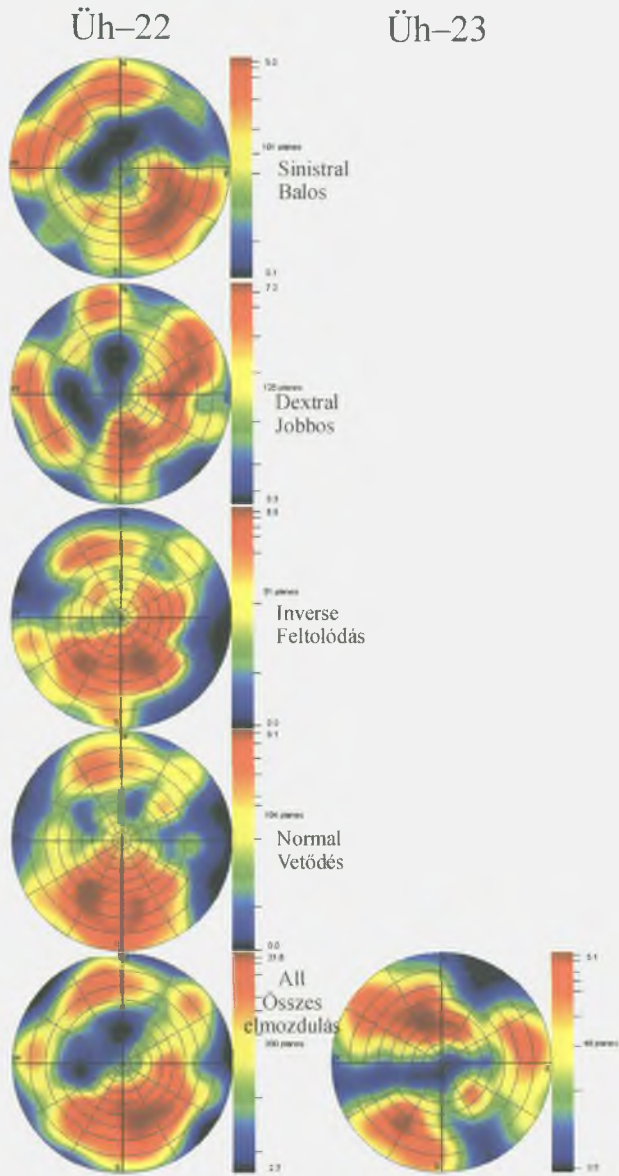


Figure 5. Pole-distribution diagrams of the planes bearing striae of different type in Boreholes Üh-22 and Üh-23, lower hemisphere projection

5. ábra. Az Üh-22 és Üh-23 fúrás különböző értelmű vetőkarcokat hordozó síkjainak póluselozslási diagramjai, alsó félgömb vetületben

dipping plane system. We observed several phases among the fractures and fine cracks (MAROS and PALOTÁS 2000).

The number of **dislocation** data is rather different in the two boreholes, but they can be correlated. Similarities in strikes make the possibility of multiple rejuvenation probable. Data of both boreholes show migration (MAROS and PALOTÁS 1998). Their change with depth is similar to foliation changes in the sense that the number of data in Borehole Üh-23 below 80 m asl. dramatically decreases and the distribution changes. The trends observed in the two boreholes for all striae with the same characteristics are emphasised because

of the correlation (Figure 5). This allows interesting deductions to be made about the spatial orientation of the striae with different characteristics. More reliable deductions can be drawn from Borehole Üh-22 again. The faults using mostly NNW dipping planes show a good correlation with one foliation group and the microgranite veins. Interestingly they show a correlation with the less important foliation direction. Of course if we consider separately the distribution of the different striae the image is more complicated. It turns out that the above mentioned correlation is best shown by the inverse and the sinistral faults, and to a lesser extent by the normal faults. This latter and the inverse faults are related to the distribution of the planes of red feldspars. The distribution of the dextral faults rather scatters and groups in zones. An interesting correlation can be noticed between the azimuths of the inverse and the normal faults. Their distributions are diffuse, which may be the result of migration (MAROS and PALOTÁS 1998).

Carbonate veins are the most frequent and thickest infillings, but they represent only 0.7% of the granitic rock body. Naturally their distribution follows that of the larger fracture zones, and since the distribution of the fracture zones varies considerably in the two boreholes, this is reflected by the distribution of the carbonate veins. It is interesting to note that the azimuths correlate with the fractures, but the carbonate veins are steeper than the fractures. A SE-NW and a less significant NE-SW strike is apparent in both boreholes. However in Borehole Üh-22 the carbonate veins mostly dip steeply NNE at 60–70° but in Borehole Üh-23 some of the carbonate veins dip south at 30–40°, as well as form a group of NW-SE striking steep planes. The stereographic image of the *thick carbonate veins* does not correlate in the two boreholes, but similarities can be found. The main maxima show a steep dip so we connect them to lateral movements and shear tectonics that caused significant deformation. The youngest generation of the carbonate veins are the *overgrowth calcites*. Despite the few data their distribution is homogeneous and resembles that of the carbonate veins. Probably these carbonates first dissolved from already existing carbonate veins and later re-precipitated

The **chlorite** infillings are found along SE-NW and less importantly along NE-SW striking, usually steep (60–85°) planes in both boreholes, and more distinctly dip towards SW in Borehole Üh-23. It is interesting to note that the distribution shows little similarity with the foliation, whereas a definite similarity can be seen with the distribution of the fractures filled with different ferric minerals. A genetic connection can be assumed with the red Fe-oxide/oxihydroxide infillings, which were probably formed when the chlorite was oxidised. At depth there is a relationship with the carbonates and the different Fe-oxide/oxihydroxide infillings.

The distribution of the **yellow Fe-oxihydroxides** does not correlate in the two boreholes. Since there are only very few data, similarities with other objects cannot be confirmed, either.

The distribution of the **red Fe-oxide/oxihydroxides** shows some similarities between the two boreholes, but more

important is their correlation with other phenomena. In Borehole Üh-22 their distribution follows the distribution of the fractures, carbonate veins and chlorite infillings. Moreover, the planes of red feldspars show a very similar picture, as we expected, which confirms their genetic relationship. In Borehole Üh-23 the red Fe-oxide/oxihydroxides show a relationship with the chlorite infillings and the red feldspars. At depth they correlate with the carbonates and the chlorites.

6. Dividing Borehole Üh-23 into two parts

One interesting tectonic result was the division of Borehole Üh-23 into two blocks between 78–93 m asl., on the basis of consequent changes in derived properties and correlation of the objects (MAROS and PALOTÁS 1999, MAROS *et al.* 1999).

The determination of the border zone is naturally dependent on the variation of data density for the different objects, while the presence of some of the objects (for example the planes of altered feldspars) depends on the

petrological environment. The most significant carbonate, chlorite and red Fe-oxide/oxihydroxide peak is between 80–90 m asl. In the case of the microgranite veins there is a change in the number of data at about 97 m asl. from where the density of veins increases downwards. The planes of red feldspars also change between 78–85 m asl. The foliation shows a drastic change in azimuth as well as in number of data at 90 m asl., while above this level both azimuths mentioned above occur, but the NW azimuth dominates. There is a decrease in number of fracture data below 75–80 m asl. The carbonate infillings show a temporary decrease in number of data below 80 m asl. but we do not consider this diagram very significant because the change is small. However the en-echelon carbonate veins change radically below 93 m asl. Related to this there is a significant change in the striae from 90 m asl. downwards starting from a sinistral strike slip. We include this zone among the large fracture zones at 92.2–93.2 m asl. with about 250–270° azimuth and 80° dip (Tables 3 and 4). On the basis of this evidence, we conclude that Borehole Üh-23 is divided by a tectonic fracture zone between 78–93 m asl. The zone probably consists of two parts, one

Table 3

Fracture zones and water influxes in Borehole Üh-22

Serial number	Depth [m]		Altitude [m asl.]		Orientation		Striae		Description	Striae ratio numbers of the dislocations
	top	bottom	top	bottom	azimuth [°]	dip [°]	pitch [°]	character		
1	90.0	91.3	191.2	189.9	–	–	–	–	fracture zone	–
2	94.2	99.5	187.0	181.7	–	–	–	–	fracture zone	–
3	115.8	118.7	165.4	162.5	–	–	–	–	fracture zone	–
4	132.6	133.5	148.6	147.7	40–50?	80	80	n	dislocation zone	2/1/0
5	138.1	140.0	143.1	141.2	115–120?	70	80	n	dislocation section	4/3/1
6	156.6	168.8	124.6	112.4	30, 225?	80, 60	45–50	d-dn	fracture zone + dislocation zone	20/11/9
7	170.8	173.6	110.4	107.6	340–355?	62	15	d	dislocation section	3/2/2
8	178.4	187.0	102.8	94.2	350, 285?	75	15	d	fracture zone + dislocation zone	9/5/4
9	203.5	212.0	77.7	69.2	160–190?, 10–20	48	80	i, n	dislocation zone	18/8/7
10	215.0	215.6	66.2	65.6	35, 205?	80	–	–	tectonic zone	–
11	220.5	223.5	60.7	57.7	350, 10?	65	20	s	dislocation zone	14/8/7
12	226.1	234.5	55.1	46.7	SE?, NW?	50	70	i	fracture zone + dislocation zone	16/8/5
13	238.8	245.4	42.4	35.8	12	70	–	–	fracture zone	–
	238.8	245.4	42.4	35.8	18	44	–	–	fracture zone	–
14	256.7	264.7	24.5	16.5	240?	78	20	d	dislocation zone + fracture zone	18/8/8
15	276.0	278.5	5.2	2.7	140?	65	55	i	fracture zone + dislocation section	1/1/1
16	281.5	282.5	–	0.3–1.3	355, 175?	70	70	n	dislocation section	3/2/2
17	290.5	301.3	–9.3	–20.1	?	70	35	d	large fracture zone	–
18	305.7	308.3	–24.5	–27.1	–	–	–	–	fracture zone	–
19	364.0	365.0	–82.8	–83.8	?	58	36	s	water influx	1/1/1
20	369.0	370.0	–87.8	–88.8	–	–	–	–	water influx	–
21	374.4	374.7	–93.2	–93.5	–	–	–	–	water influx fracture zone + dislocation section	3/2/?
	381.4	386.9	–100.2	–105.7	150–200?	78?	52?	sn	tectonic zone + dislocation zone	–
22	493.5	496.2	–212.3	–215.0	345, 165	70	–	n	tectonic zone + dislocation zone	15/9/8

? = uncertainty of data, – lack of data; s = sinistral, d = dextral, n = normal, i = inverse, si = sinistral inverse, sn = sinistral normal, dn = dextral normal, di = dextral inverse. *Striae ratio numbers of the dislocations*: The first number indicates the total number of striae found in the zone, the second number indicates the striae parallel to the plane of the same azimuth as the zone and the third number indicates the striae parallel to the zone and of the same character as the zone.

Fracture zones and water influxes in Borehole Üh-23

Table 4

Serial number	Depth [m]		Altitude [m asl.]		Orientation		Striae		Description	Striae ratio numbers of the dislocations
	top	bottom	top	bottom	azimuth [°]	dip [°]	pitch [°]	character		
23	96.8	97.7	180.4	179.5	90?, 265?	80	30	di	dislocation zone	—
24	109.3	112.9	167.9	164.3	282	61	50	di	fracture zone + dislocation zone	—
25	117.0	118.5	160.2	158.7	—	—	—	—	fracture zone	—
26	123.0	125.0	154.2	152.2	145-155?	70	65	di	fracture zone + dislocation zone	—
	123.0	125.0	154.2	152.2	145-155?	70	8	d	fracture zone + dislocation zone	—
27	131.2	138.5	146.0	138.7	250, 120?	80	15	s	dislocation zone + tectonic zone	4/3/3
28	146.3	150.9	130.9	126.3	30?	70	10	d	dislocation zone	4/3/3
29	158.0	159.4	119.2	117.8	?	75	38	si	dislocation zone	3/3/1
30	164.1	165.6	112.7	111.6	—	—	—	—	water influx	—
	169.3	170.3	107.9	106.9	235-257?	70	20	d	fracture zone + dislocation zone	4/2/2
31	184.0	185.0	93.2	92.2	250-270?	80	23	s	dislocation section	—
32	222.5	223.2	54.7	54.0	350, 10?	65	20	-	water influx	—

? = uncertainty of data, - lack of data; s = sinistral, d = dextral, n = normal, i = inverse, si = sinistral inverse, sn = sinistral normal, dn = dextral normal, di = dextral inverse. *Striae ratio numbers of the dislocations*: The first number indicates the total number of striae found in the zone, the second number indicates the striae parallel to the plane of the same azimuth as the zone and the third number indicates the striae parallel to the zone and of the same character as the zone

between 78–85 m asl. and an upper part between 92–93 m asl. We think the lower part less important as a tectonic border because a thick microgranite vein renders the interpretation less certain. The microgranite vein can cause fracturing and infilling peaks because its brittle nature. This lower zone can probably be considered as the accompanying zone of the main fracture zone between 92–93 m asl.

Naturally the question arises whether Borehole Üh-22 is situated below or above this zone, on the basis of its distributions, and whether it supports the supposed strike direction. Unfortunately this question cannot be answered on the basis of the foliation, while the distribution of fractures and carbonate veins is so different in the two boreholes that they cannot be compared. However the number and distribution of the striae above the zone show similarities with what we see in Borehole Üh-22. So we suppose that Borehole Üh-22 is situated – probably with the contributions of other tectonic elements – above the zone. Consequently the azimuths of 270° and 330° can be excluded so the other extreme value remains, namely the azimuth of the fracture zone would be 250° and its dip 70–80°. The age and amplitude of the fracture zone cannot be determined from the data available.

7. Tectonic pattern

A model is proposed for the migration and rotation, which at the same time characterises the inner inhomogeneities of the whole granitoid rock body.

Due to stress, deformation spreads in the rock characteristically following the stress field. The spreading of the deformation (propagation) depends on the rock quality as well as the stress field. Our starting point is that the migration and the rotation is reflected as textural changes in the granitoid body, resulting from the inhomogeneous spreading of the deformation. Apparently deformation cannot be

homogeneous all over the same rock body even if the stress field is regionally homogeneous. We can assume that geometrically the deformation spreads in the granitoid rock along a number of dipping fans (*Figure 6*). These are actually truncated cones starting from each other and are shifted at depth and alongside one another. Their diameter or chord can be of metre order, while their dip is determined by the geometry of the stress field. The development of a truncated cone starts from their tighter part and continues towards the wider part from where new fans start, just like the spreading of cracks in a plume structure (CSONTOS 1998; RAMSAY and HUBER 1987). These shifted fans can result vertically in migration and horizontally in rotation. Another alternative can be that the stress field forming

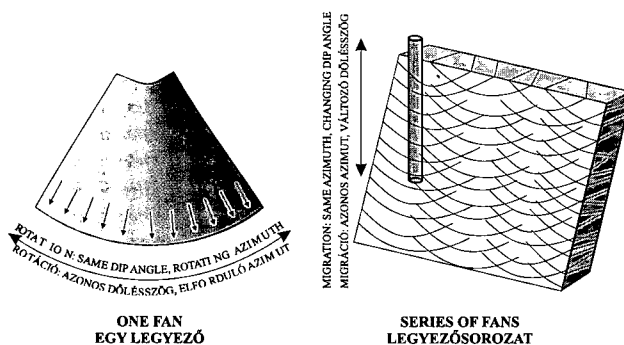


Figure 6. Fan-structure model as an explanation for migration and rotation

The fan to the left can explain rotation, the number of fans to the right may explain migration

6. ábra. Legyező szerkezet modellje a migráció és a rotáció magyarázatára

A bal oldali rajz egy legyezőt ábrázol, ami a rotációra adhat magyarázatot, a jobb oldali rajzon legyezők sokasága látható, ami a migráció egy lehetséges magyarázata

these planes changed its strike at depth so the deformed rock body twisted and suffered a ductile rotation, then the subsequent brittle fractures used these previously formed planes.

8. Evaluation of the larger fractures

During the tectonic analysis of the drill cores we studied the spatial position of the larger fracture zones but this can be determined only partly from the evaluation of the scanned images. The visual tectonic and geological description, as well as the geophysical methods contribute greatly to the solution. Summarising, we give the data of the identified fracture zones for both Borehole Üh-22 and Üh-23, but the model of the larger correlatable tectonic zones (Figure 7) was constructed with the help of Boreholes Üh-2 to -5. The comparison of geological data with geophysical data was carried out by DUDKO and BALLA (1999).

On the basis of the methods mentioned above we prepared a table of the fracture zones and the water influxes (Tables 3 and 4). In this the fracture zones thicker than 1 m, determined by DUDKO and BALLA 1999 and the important tectonic and dislocation zones from the tectonic-geological database are involved.

In the description column the fracture zones are classified by size and main characteristic features. There are a few depth intervals that are indicated because they show water influxes. The water enters along fractures and cracks, and since the water influxes are important for evaluating the boreholes we considered these points as important fracture zones.

We distinguished *large fracture zones* from *fracture zones*. These were registered by most or all of the methods. Their exact location is taken from DUDKO and BALLA

(1999) and MAROS and PALOTÁS (1999). Wherever we had striae data in the tectonic description and the scanned images we complemented the data of the fracture zones. The estimation of their azimuth was nearly always done using the borehole televiewer image (MAROS and PALOTÁS 1999).

In the determination of *tectonic zones* the geological and tectonic descriptions were decisive. These are mainly zones with carbonate and chlorite-clay matrix, and contain granite debris that is termed “crushed”, “brecciated”, “tectonic” and “fault zone” in the geological and tectonic descriptions. Naturally in these cases individual fractures or more fractured intervals could be found in the borehole televiewer image, but it usually did not help the orientation. That is why the azimuth of these zones is usually uncertain or missing.

The determination of “*dislocation zones*” and “*sections*” was done in two ways. If a fractured section was not significant enough to be considered as a fracture zone, but in it, or in its surroundings numerous striae could be found, and it showed traces of tectonic effects, we classified it as a dislocation zone or section, on the basis of the striae described in the zone. Its exact location and azimuth was usually read from the borehole televiewer image (for example between 110.4–107.6 m asl. in Borehole Üh-22). We could not always determine the orientation even with the help of the borehole televiewer image, and in such cases only the character of the dislocation is indicated (for example between (-6.8)–(-18.2) m asl. in Borehole Üh-22).

In other cases the dislocation zone did not appear as a fractured zone, but in the tectonic description a large number of striae of the same character were noticed (for example between 77.7–69.2 m asl. in Borehole Üh-22). In these cases we determined the orientation with the help of the scanned striae and the borehole televiewer image. The reliability of the classification of the zones into dislocation zones, fracture zones and tectonic zones is indicated in the last column of Tables 3 and 4 which contain three numbers separated with slashes. The first number indicates the total number of striae found in the zone, the second number indicates the striae parallel to the plane of the same azimuth as the zone, and the third number indicates the striae parallel to the zone and of the same character as the zone. The second and third numbers are given because a few striae are always of uncertain character. In these cases we can only decide whether the striae indicate a strike-slip or a vertical movement. These striae support the existence of a zone but they do not say anything about its character.

Summarising, we conclude that Tables 3 and 4 contain a large number of zones. As the question marks indicate, the determination of the orientations of the large fracture zones is not perfect yet despite the help of the geophysical methods. About the dislocation zones we know only that they exist, but the determination of their amplitude and exact movement is very difficult. Their importance from a hydrodynamic point of view is only suspected. The zones of large water influx are also shown in Tables 3 and 4. All

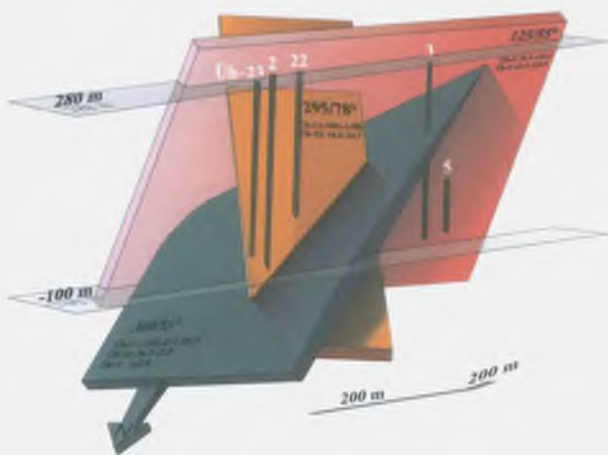


Figure 7. Correlated fracture zones with all boreholes drilled in the research area

7. ábra. Az összeköthető törések modellje a területen mélyült összes fúrással

possible, important zones are shown, so that after clarifying their hydrodynamic features we can select the final, hydrodynamically important fracture zones for the deterministic model.

We tried to complete our older model of the larger, correlatable fracture zones constructed from the data obtained from Boreholes Űh-2, -3, -4 and -5 with the data coming from Boreholes Űh- and Űh-23. The result is shown in Figure 7.

Three main fracture zones could be drawn: 360/55°, 295/78° and 125/55°. The figure shows the thickness of the zones and their intersection with the (-100)-200 m asl. levels. The sections of the fractures zones with the boreholes are as follows. Plane 360/55° intersects Borehole Űh-2 between (-101.2)-(-58.7) m asl., Borehole Űh-22 between 36.7-41.8 m asl., Borehole Űh-3 between 163.8-163.9 m asl. Plane 295/78° intersects Borehole

Űh-2 between (-100)-(-58) m asl., Borehole Űh-22 between 16.5-34.7 m asl. Plane 125/55° intersects Borehole Űh-4 between 76.9-123.1 m asl., Borehole Űh-5 between 66.3-112.8 m asl.

9. Summary and acknowledgements

The diversity of the methods applied here, the detailed methods and the vast amount of data obtained have given us an insight into the properties and history of the rock body which was not previously possible. This is only the start of a complex understanding. We had to learn that the diversity of our results reflects this scale of knowledge. We would like to thank the investigators who took part in the research so far, for the thinking together, learning together, and for their ideas and constructive criticism.

References

- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARSI, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Űveghuta 1997-1998. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARSI, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CSONTOS, L., 1998: *Szerkezeti földtan* (in Hungarian: Structural geology). — Eötvös Kiadó, Budapest, 208 p.
- DUDKO, A., and BALLA, Z., 1999: Törései övek (in Hungarian: Fracture zones). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1998: Telephely-tektonika (in Hungarian: Site tectonics). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1999: Fűrőmagok tektonikai vizsgálata (in Hungarian: Tectonic investigation of drill cores). In: BALLA 1999: Volume 2. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 2000b: Evaluation of the relative time series of the events observed in Boreholes Űh-22 and Űh-23 near Űveghuta with CoreTime software (Az Űveghuta, Űh-22 és Űh-23 fúrásokban észlelt jelenségek relatív idősorrendjének értékelése CoreTime szoftverrel). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MAROS, GY., PALOTÁS, K., DUDKO, A., and KOVÁCS-PÁLFFY, P., 1999: Az Űveghuta Űh-22 és Űh-23 fúrások tektonikai vizsgálata (in Hungarian: Tectonic investigation of Boreholes Űh-22 and Űh-23 near Űveghuta), Volume I-III. — *Manuscript* Geological Institute of Hungary, Budapest.
- RAMSAY, J. G., and HUBER, M. I., 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1, Strain Analyses, and Volume 2, Folds and Fractures*. — Academic Press, London, 700 p.
- SZABÓ, Cs., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Űveghuta körzetében. Karbonátos repedéskitöltés vizsgálatok Űveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein (in Hungarian: Final disposal of low and intermediate level radioactive waste. Site exploration in the vicinity of Űveghuta. Analysis of carbonate infillings in granitoid cores drilled near Űveghuta). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

AZ ÜVEGHUTAI Űh-22 ÉS Űh-23 FŰRÁSBAN ÉSZLELT SÍKSZERŰ JELENSÉGEK ÉRTÉKELÉSE COREDUMP SZOFTVERREL

MAROS GYULA, PALOTÁS KLÁRA

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

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok telephelyének kutatása keretében a tektonikai vizsgálatok támogatására kifejlesztettük az ImaGeo Mobil Magszkennert és a hozzá kapcsolódó CoreDump szoftvermodult, amellyel szkenneltük és értékeltük a granitoid maganyagot. Az értékelt síkszerű jelenségeket (azaz a szoftver segítségével rajzolt objektumokat) az akusztikus lyukfaltelevízió képének segítségével eredeti térbeli helyzetükbe forgattuk vissza. Az adatok megjelenítésére hagyományos (sztereogram, pólussűrűségi diagram stb.) és új formákat alkalmaztunk (maximumvándorlási diagram).

Az adatbázisban elkülönítettünk 19 objektumtípust, ami ugyanennyi földtani jelenségtípust takar. Elemeztük az összes objektumtípusba tartozó objektumok térbeli eloszlását, korreláltuk őket egymással és a fúrások között is. Ennek eredményeként például sikerült az Űh-23-as fúrás maganyagát tektonikai szempontból két részre bontani.

Elemeztük az elmozdulásokat jelző vetőkarcok térbeli eloszlását is, elmozdulási pásztákat állapítottunk meg a fúrásokban, ezenkívül két elmozdulásrendszert sikerült ősi erők működésének eredményeként rekonstruálnunk.

Elemeztük a kőzet tektonikai mintázatát, felismertük az objektumok rotációját és bevezettük a migráció fogalmát. A két jelenséget együtt magyaráztuk, mivel azt feltételeztük, hogy a deformáció terjedése a granitoid testben döntött legyező alakú téridomok sokaságán keresztül ment végbe.

Elemeztük a fúrásokat ért nagyobb töréses övek térbeli helyzetét, tipizáltuk őket és meghatároztuk főbb tektonikai jellemzőiket. Az Űh-2, -3, -4, -5, -22 és -23 fúrás figyelembe vételével törésmoddellt szerkesztettünk a több fúráson át összeköthető töréses övekre.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok telephelyének kutatásában a tektonikai vizsgálatok az alkalmasság szempontjából igen fontos láncszemet alkotnak a telephely geológiai környezetének komplex megértése és működésének modellezése szempontjából. Gránitos közettömbben a radioaktív szennyeződés ugyanis a vándorlása során azokon az útvonalakon terjedhet csak, amelyeket a tektonikai erőhatásokra létrejött törések, repedések, hézagok jelentenek. A tektonikának kell tehát választ adni az igénybevehető útvonalak sűrűségéről, térbeli elhelyezkedéséről, járhatóságáról, állapotáról.

A korábbi években kiértékeltek az Űh-2, -3, -4 és -5 fúrás maganyagát ezzel a módszerrel, ebben a közleményben azonban jobbra az 1998–1999-ben mélyült Űh-22 és Űh-23 fúrás maganyagáról kapott eredményeket részletezzük. Terjedelmi okok miatt ezek közül is csak a fontosabbakat emeljük ki, következtetéseink levezetését is rövidítve közöljük. Bővebb leírás MAROS, PALOTÁS (1999) és MAROS et al. (1999) jelentésében olvasható.

Az Űh-22 és Űh-23 mélyfúrás maganyagán vizuális és magszkenneres tektonikai értékelést végeztünk, amelyekből most a síkszerű elemek vizsgálatából nyert főbb eredményeket mutatjuk be.

2. Módszer

Mindenekelőtt ejtsünk néhány szót a saját fejlesztésű ImaGeo Magszkennér Állomásról és a segítségével végzett munka módszereiről. A műszerkocsiba szerelt magszkennér és értékelő számítógépek segítségével közvetlenül a fúrás helyszínén kezdtük meg az adatok digitalizálását és feldolgozását. A magszkennér a digitális kamera által az optikai tartományban rögzített, raszteres digitális képet az értékelő számítógépbe tölti át. A 254 dpi felbontású, maximum 80 cm hosszú és 20π cm széles képet beállítások, mentés és archiválás után az értékelő szoftvermodulok segítségével dolgoztuk fel. Mivel a szkennelés során az egész mag hengerpalástja digitalizálódik, ezért a síkszerű elemek (törések, telérek stb.) szinuszoid alakot öltenek. A lefűrt magmennyiség ~77%-a volt szkennelhető. Ezt az arányt összevetve a keletkezett információmennyiséggel arra a következtetésre juthatunk, hogy a rögzített adatmennyiség alkalmas a fúrások egészének statisztikai elemzésére.

A szkennelés során nyert képeket saját fejlesztésű CoreDump szoftverrel értékeltük. Az értékelés első fázisaként a képeken vektoros formában rögzítettük a földtani jellegzetességeket: töréseket, követhatárokat, karbonátos ereket, kvarc- és mikrogránitteléreteket, nyírási zónákat, paláságot, limonitos és agyagos repedéskitöltéseket, mállott zónákat stb. Az értékelt elemeket a továbbiakban *objektumoknak* nevezzük. Az egyes objektumtípusokat, amelyek a föld-

tani jelenségeket fedik, adatbázisban különítettük el. A szoftver egy választott markervonalhoz, a maghoz rögzített helyi koordináta-rendszer origójához képest megadja az értékelt objektumok dőlését, azimutját, mélységét. Az Űh-22 fúrásban 5168, az Űh-23 fúrásban 2843 objektumot értékeltünk.

Az értékelés következő fázisa, hogy az egyes markerzónákat a valós koordináta-rendszerbe forgatjuk vissza. Ehhez az akusztikus lyukfal-televízió képét használjuk. Ez a kép a CoreDump szoftverben megjeleníthető, és az értékelt objektumok a képre tehetők.

Az eredeti pozíciójukat visszanyert objektumokon néhány tektonikai célú statisztikai elemzési-ábrázolási programmodult lehet lefuttatni sztereogram, valamint rózsas-, tadpole-, póluseloslási és maximumvándorlási diagram elkészítéséhez. A póluseloslási diagramról és az általunk bevezetett, teljesen új megjelenítési módszerről, a maximumvándorlási diagramról a továbbiakban részletesebben szólnunk.

A **póluseloslási diagramot** az elkészült sztereogram pólus-sűrűsödéseinek ábrázolására használjuk. A póluseloslás a félgömbön értelmezett, egy adott sík- vagy pólushalmaz által definiált függvény, amely azt érzékelteti, hogy egy adott irány közelében hány pólus van a halmazból. A függvény folytonos, mert egy adott irányban a halmazba tartozó pólusok „potenciálfüggvényei”-nek összegéből képződik.

A póluseloslási diagram a félgömbön értelmezett függvényt sztereogramon, azaz a félgömb sztereografikus síkvetületén ábrázolja. A diagramon a függvény különböző értékeit különböző színek jelölik. Az ábrázolás hisztogramkiegénylített, azaz a színek kiosztása az egyes értékek populánságától függ, és az ábra így az adott póluseloslásról maximális vizuális információt nyújt. A színskála és a függvényértékek között nem feltétlenül lineáris a kapcsolat, a gyakorisági értékekről a diagramok mellé rajzolt skála ad tájékoztatást.

A sztereogramot, a rózsadiagramot és a póluseloslási diagramot a fúrás mélységtartományának egy-egy részére vagy összesítve az egészre szerkesztjük. Ezért az eloszlások mélységfüggését nehezen lehet velük ábrázolni, a túl sok diagram egymás után pedig értelmezhetetlen, áttekinthetetlen lehet. Ennek kiküszöbölésére fejlesztettük ki a **maximumvándorlási diagramot** (1. ábra), amely azimut- és dőlésszög-helyes, akár a póluseloslási diagram vagy a sztereogram, és ábrázolja a sűrűsödési maximumok mélységfüggését is. A fúróluk egy adott szakaszára kiszámolt póluseloslásnak egy vagy több maximumpontja létezik. Ha ezt a szakaszt a fúróluk mélységében léptetjük, akkor változik az eloszlás, és változnak a maximumpontok is. A szakasz és a lépésköz nagysága szabályozható. A maximumvándorlási diagramon egymás után ábrázoltuk a maximumpontokat. Az egymást követő szakaszok maximumpontjait össze is kötöttük egy vonallal, ha elég közel estek egymáshoz, kifejezve ezáltal az összetartozásukat. Nem szerepelnek a diagramon azok a maximumpontok, amelyeket egyetlen póluspont kelt. A mélységinformációt a diagram színekkel fejezi ki. A pontok színe megfelel annak a mélységnek,

amelynél a póluseloslás maximuma az ábrázolt irányban van. A színskála itt lineáris kapcsolatban van a mélységgel.

A különböző objektumokat a képek értékelése során adatbázisban különítettük el, így mód nyílt arra, hogy egyenként elemezzük megoszlásukat. Először vizsgáltuk az objektumok térbeli eltéréseit, amely a dőlésirány és a dőlésszög eloszlásának tulajdonságaiban, valamint ezeknek a fúrás mélységével való változásában is megmutatkozik. „Migrációt” (MAROS, PALOTÁS 1998) a dőlésszög-mélység összefüggésben lehet kimutatni, például a vetőkarcok, a törések és a karbonátterek mélységeloszlásában. Lényege, hogy egy-egy objektum dőlésszöge a mélységgel rövid távon igen jelentősen változik (például egyazon eltolódási zónán belül a karcok dőlésszöge 1 méteren belül 70°-ról 35°-ra csökken). Ez a változás lehet rendszeres, pl. a dőlésszög lefelé egyre meredekebb, vagy rendszertelen. A „rotáció” ennek ellentéte, abban az értelemben, hogy az adott objektumok (legpregnansabban a palásság és a törések, hajszálrepedések) dőlésiránya fordul el akár 50-60°-ot is, miközben dőlésszögüket 10°-os hibahatáron belül megtartják. Ez a jelenség inkább rendszeres, lehet óramutatóval megegyező járású, és azzal ellentétes. Ezek között azonban nem lehet határozott időbeli vagy mélységbeli rendet tenni. Az egyes objektumok egymástól függetlenül kerültek az adatbázisba, majd végső helyzetüket a lyuktelevíziós képhez képest történt forgatással nyerték el. Az egyes objektumtípusok a kőzet különböző tulajdonságait fedik, ezek egységes vagy kaotikus eloszlása a kőzet élettörténetére jellemző. Ezért közülük és elemezzük a főbb észlelt tulajdonságtípusok térbeli eloszlását.

A fúrások maganyagát a magszkenneres vizsgálat mellett vizuális tektonikai leírásnak is alávetettük. Ennek során minden tektonikai elemet és kitöltést rögzítettünk a nem szkennelhető szakaszokon is. Ez nagy segítséget jelentett a töréses övek vizsgálatában.

3. Észlelt és értékelt jelenségek

A következőkben nagyjából keletkezési időrendi sorrendben sorra vesszük azokat a síkszerű jelenségeket, amelyeket a szkennelt képeken elkülönítettünk és kiértékelünk. Terjedelmi okok miatt a leírás szűkszavú és csak az értékelt jelenség definíciójára szorítkozik, az eredményeket az 1. táblázat tartalmazza. A különböző statisztikai diagramokon időnként egyenrangú maximumok jelentkeztek az adatok eloszlásában. Ezért ezekben az esetekben két főcsoportot és két fődőlést adunk meg.

Közethatárként a szkennelt képeken a szín, szövet és közetminőség alapján elkülöníthető összletek határát definiáltuk. Ez az esetek túlnyomó többségében síkszerű volt. A közethatárok genetikája nem tisztázható egyértelműen, de lehet, hogy a gránitképződés előtti kőzetek változékonyságát tükrözik.

A **mikrogránittelérek** néhány cm és néhány m vastagságúak. Meglepő a viszonylag homogén irányeloszlásuk, hiszen ezeket a teléreket gyakorta lencse alakúaknak, kiékelő-

Az egyes jelenségek eloszlásának fő irányai, valamint mélységfüggésük főbb trendjei az Üh-22 és Üh-23 fúrásokban

Jelenség	Fúrás	Adatszám	Főcsapás1 [°]	Főcsapás2 [°]	Mellécsapás [°]	Földdőlés1 [°]	Földdőlés2 [°]	Mellékdőlés [°]	Max. pólusszám	Max. %	
Közethatár	Üh-22	39	75-255	110-290		165/63			5,7	14,6	
	A mélységfüggőség megállapításához kevés az adat.										
	Üh-23	80				345/30			7,1	8,9	
Mélységrendek nem mutatkoznak.											
Mikrogránit	Üh-22	188	30-210	60-240		105/30	345/40		16,4	8,7	
	-65 m alatt az adatszám erősen megnő.										
	Üh-23	128	60-240			340/70			16	12,5	
100 m alatt az adatszám erősen megnő. Az adatok enyhe migrációt mutatnak.											
Kvarc	Üh-22	88	90-270	45-225		10/65			6,5	7,4	
	Üh-23	17							2,2	12,9	
Vörös földpátos sík	Üh-22	102	130-310	45-225		40/72			13,1	12,8	
	Végig folyamatosan jelentkeznek, de a (-60)-125 m közötti szakaszban kimaradnak. Az adatok rotációt és enyhe migrációt mutatnak.										
	Üh-23	135	140-320			50/70			21,4	15,9	
Végig folyamatosan jelentkeznek, kivéve a 75-40 m közötti szakaszt. Az adatok rotációt és migrációt mutatnak.											
Bontott földpátos sík	Üh-22	124				120/20			13	10,5	
	Első megjelenés 80 méternél, 80-(-125) m között sűrűsödnek, de -125 m alatt gyakorlatilag eltűnnek.										
	Üh-23	217				245/71			16,3	7,5	
Első megjelenés 155 méternél, 155-0 m között található a legtöbb ilyen sík és talpig nyomozhatóak.											
Palásság	Üh-22	194	70-250			160/65	330/70	90/65	21,3	11,0	
	Végig nyomon követhető az ÉNy-i dőlésirány. Az adatok erős rotációt mutatnak.										
	Üh-23	321	70-250			150/60			51,4	16,0	
90 m alatt szinte csak DK felé dőlő palásság jelentkezik. Az adatok erős rotációt mutatnak.											
Törések és hajszálrepedések	Üh-22	2421	45-225	150-330		340/40			162,4	6,7	
	A maximumpontok a 0-30°, majd az 50-70°-os dőlésszögtartományban csoportosulnak. Az adatok rotációt és migrációt mutatnak.										
	Üh-23	1339	30-210	135-315		180/30			120,5	9,0	
Két, a diagram belső területein elhelyezkedő, elkülönült maximummező rajzolódik ki: 285/15° és 30/13° (elsősorban felszinközelenben). A fő, déli dőlés maximum az egész fúrásban jellemző. Az adatok rotációt és migrációt mutatnak.											
Hajszálrepedések	Üh-22	929	60-240			140/50	340/50	DNy	89,2	9,6	
	A mélységfüggőség nem mutat eltérést a törésekkel való együttes tárgyaláshoz képest.										
	Üh-23	829				185/38	295/45	30/70	70,5	8,5	
A mélységfüggőség nem mutat eltérést a törésekkel való együttes tárgyaláshoz képest.											
Törések	Üh-22	1492				280/28	330/40	340/50	90,2	6,0	
	A mélységfüggőség nem mutat eltérést a hajszálrepedésekkel való együttes tárgyaláshoz képest.										
	Üh-23	510				165/40	260/60	330/50	51,8	10,2	
A mélységfüggőség nem mutat eltérést a hajszálrepedésekkel való együttes tárgyaláshoz képest.											
Elmozdulások	balos	Üh-22	324	75-255	140-320	5-185					
	jobbos			15-195	75-255	145-325					
	normál			75-255	120-300		210/50	170/65			
	inverz			60-240	135-315		150/50	220/55			
	Az adatszám nagyjából egyenletes minden mélységszakaszban, de 0 méter fölött a karcok darabszáma átlagban másfélszerese a 0 m alattiaknak. Ez a növekedés különösen az inverz karcokra feltűnő, ahol a növekedés ötszörös. Az adatok migrációt mutatnak. Az egyes elmozdulástípusok mélységbeli eloszlását és a paleoerőtér elemzését l. a szövegben.										
balos	Üh-23	102	ÉNy-DK	É-D							
jobbos			ÉNy-DK	KÉK-NyDNy							
normál			ÉK-DNy								
inverz			KDK-NyÉNy								
Az adatok migrációt mutatnak. 95 m fölött a karcok száma a 95 m alatti szám ötszörösére emelkedik. Az egyes elmozdulástípusok mélységbeli eloszlását és a paleoerőtér elemzését lásd a szövegben.											

1. táblázat folytatása

Jelenség	Fúrás	Adat- szám	Főcsapás1 [°]	Főcsapás2 [°]	Mellék- csapás [°]	Fődőlés1 [°]	Fődőlés2 [°]	Mellék- dőlés [°]	Max. pólus- szám	Max. %
Karbonáterek	Üh-22	1331	ÉNy-DK	ÉK-DNy		É-ÉK/60-70			76,9	5,8
	A maximumvándorlás nagyban hasonlít a törésekéhez. 6251 vizuális leírásból származó adat, 150 méterig kevesebb és egyenletes eloszlásban, 150 m alatt szintén egyenletes eloszlásban de nagyobb számban jelentkeznek.									
	Üh-23	446	ÉNy-DK	ÉK-DNy		200-160/30-40	245/65	50/68	27,1	6,1
Az adatok a fúrás középső és alsó szakaszában tömörülnek, a legtöbb tszf. 120-100 m alatt van. 1770 vizuális leírásból származó adat, 85-90 m között a számuk megugrik.										
Vastag karbonáterek	Üh-22	65	100-280			20/75			8,8	13,5
	Egyértelmű mélységfüggőség nem mutatkozik.									
	Üh-23	22				180/65	225/55	Ny/70	4,1	18,6
A mélységfüggőség megállapításához kevés az adat.										
Fennőtt kalcit	Üh-22	28	115-295			195/60			4,1	14,6
	A mélységfüggőség megállapításához kevés az adat.									
Klorit	Üh-22	75	ÉNy-DK		ÉK-DNy	40/80	160/75		7,5	10,0
	Egyértelmű mélységfüggőség nem mutatkozik. 3200 vizuális leírásból származó adat, 135-85 m között gyakoriak 80-(-5) m között számuk lecsökken, (-175) m-ig ismét nő, majd talpig kevésbé gyakoriak.									
	Üh-23	45	ÉNy-DK			210/65			7,4	16,4
A mélységfüggőség megállapításához kevés az adat. ~750 vizuális leírásból származó adat, eloszlása egyenletes, 85-90 m között dúsulás tapasztalható.										
Sárga Fe-oxihidroxid	Üh-22	56				É-ÉÉK/60-70			7,9	14,1
	Egyértelmű mélységfüggőség nem mutatkozik. ~1000 vizuális leírásból származó adat, a mélység felé a számuk csökken.									
	Üh-23	21	ÉNy-DK			255/65	45/70-80		3,4	16,2
A mélységfüggőség megállapításához kevés az adat. ~1000 vizuális leírásból származó adat, 85 méter alatt alig néhány darab van belőlük.										
Vörös Fe-oxid/oxihidroxid	Üh-22	131	KDK-NyÉNy	ÉNy-DK		15/75	55/75		15,4	11,8
	Egyértelmű mélységfüggőség nem mutatkozik. ~1500 vizuális leírásból származó adat, viszonylag egyenletes eloszlás, de a mélység felé növekszik a gyakoriságuk.									
	Üh-23	17	KDK-NyÉNy	ÉNy-DK		15/75	205/30		4,1	24,1
A mélységfüggőség megállapításához kevés az adat. ~200 vizuális leírásból származó adat, a mennyisége inkább a talpnál növekszik.										

A Max. pólusszám oszlopban a diagramok maximumjaira eső póluspontok számát, a Max. % oszlopban ennek a számnak a diagramon ábrázolt összes pólusponthoz viszonyított arányát adtuk meg százalékban. Az adatok mélységfüggését a maximumvándorlási diagramok és a vizuális tektonikai leírás alapján közöljük. A mélységtrendeket szöveggel jellemezzük az eloszlások számszerű adatai alatt, az ebben szereplő adatszám a vizuális tektonikai leírásból származik.

dőeknek tartották annak ellenére, hogy a viszonylag nagy erdősmeceki bányában kitartóan sikszerű, bár szétseprződő teléreket figyeltünk meg.

A **kvartcelérek** csoportja genetikai értelemben minden bizonnyal több részcsoportot rejt: maradékolvadékból kivált kvarc, metamorf kvarcit és hidrotermás kvarc repedéskitöltés. Ezeket azonban a szkennelt képeken nem lehetett elkülöníteni, ezért összevontan tárgyaljuk.

A **vörös földpátos síkok** kategóriájába azokat a sikszerű elemeket soroltuk, amelyeket a környezetükben található hússzínű földpátoktól eltérő vörös színű, általában foltos földpátok jelölnek ki. A vörös földpátok színe valószínűleg vasásványok jelenlétére vezethető vissza, amelyek genetikája még nem tisztázott. A vörös földpátos síkok keletkezésének kérdése még további vizsgálatokat igényel. A sikszerű elemek mentén nem mindig fedezhető fel szabad szemmel hajszálpredés, vékonycsiszolatban azonban mikrorepedés

ismerhető fel. A síkok homogén eloszlása azonos keletkezési időt és genetikát sugall, ezzel szemben a jelenség időben többfázisúnak mutatkozott (MAROS, PALOTÁS 2000), és a genetikai változatosság sem zárható ki.

A **palásság, sávosság** mindkét fúrás hosszában váltakozó mértékű és dőlésszögű. Legalább két generáció ismerhető fel, amelyek településükben különböznek egymástól.

A **törések és hajszálpredések** tektonikai szempontból fontos helyet foglaltak el a vizsgálatok során. A törések egy része a mag fúrása és felhozatala során elszenvedett mechanikai befolyások, egy másik része a mélybeli feszültség feloldódásának eredménye. Ezen utóbbiakat a korábbi fúrások értékelése alapján vagy nem is értékeltük, vagy a statisztikákból kiszűrtük.

Eddigi törésértékeléseink azt mutatták, hogy vizsgálataink részletes méretaránya következtében az adatok igen nagy száma miatt a töréscsaládok határai összemósódhat-

nak, elkülönítésük nehéz. A képek értékelése során azonban az egyes objektumokat nem lehet geometriai csoportokba, családokba sorolni az eloszlási trendek ismerete nélkül. Valamilyen fontossági sorrendet megpróbáltunk tenni az észlelt repedések között, ezért a kisebb jelentőségűnek vélt tektonikus jelenségeket „hajszálrepedéseknek”, a nagyobb, komolyabb elemeket „töréseknek” neveztük. Ez sem elég eredményes megkülönböztetés azonban, mivel gyakran észleltünk elmozdulási nyomokat az egyébként hajszálrepedésként is értékelhető síkokon, ezért a statisztikai elemzést a két csoporton együtt is elvégeztük.

A **bontott földpátos síkok** csoportjába azok a síkok kerültek, amelyek mentén a földpátok részben átalakultak. Ez legtöbbször a környezetéhez képest kifakult színben jelentkezik. A bontás minden bizonnyal a törések mentén áramló víz hatására ment végbe. A jelenség általában igen csekély kiterjedésű, mindössze néhány milliméteres vastagságban érinti a földpáttartalmú kőzetet, és kora nem állapítható meg.

Ezek után a különböző szkennelt kitöltéseket ismertetjük.

A **karbonát** anyagú repedéskitöltések alkotják a kitöltések legjelentősebb hányadát mindkét fúrásban. A legjelentősebb, kb. 5 mm-nél vastagabb karbonáttereket külön is megjelöltük. A *vastag karbonátterek* elkülönítésének alapja eredetileg a méret volt, de több esetben még időbeli egymásutánosság is megállapítható volt egyes vastag és vékony karbonátterek között (MAROS, PALOTÁS 2000). A *fennőtt kalcitok* képviselik minden bizonnyal a karbonátos kitöltések legfiatalabb generációját. Általában víztiszta, apró, milliméteres kristálykákból álló bevonatot képeznek a törések falán. A karbonát legtöbbször összeforrasztotta a töréseket, csak az apró lyukakban mutatkoztak kristályok. Ezeken a helyeken a törések bizonyosan nyitottak a mélyben is. Arról természetesen nincsenek adataink, hogy a nyitottság egyben átjárhatóságot is jelent-e. Az ezekből a kitöltésekből készült vékonycsiszolatokból azt a genetikai következtetés sejlik, hogy a karbonátok először kioldódtak a meglévő karbonátterekből, majd felszíni vizekből újra kicsapódtak (SZABÓ 1999).

A **klorittal** kitöltött repedések fontos helyet foglalnak el a kitöltések között. Mivel a klorit leggyakrabban vékony filmet alkot a repedések falán, csak a vastagabb kloritos kitöltéseket vagy kloritos zónákat tudtuk jelölni. Érdekes, hogy az eloszlások kevés hasonlóságot mutatnak a palásággal, annak ellenére, hogy a paláság síkjaiban koncentráció rétegszilikátok kloritosodása elképzelhető lenne. Ezzel szemben határozott rokonság figyelhető meg a különböző vasásványokkal kitöltött törések eloszlásával. Ez valószínűleg a kloritos kitöltések teljes vagy részleges oxidálódása miatt lehetséges. Kapcsolatukat támasztja alá a mélységeloszlásuk hasonlósága is.

Kétféle **Fe-oxid/oxihidroxidos kitöltést** figyeltünk meg a fűrómagokban, amelyek szín alapján jól elkülöníthetők egymástól egy rozsdaszínű (sárga Fe-oxihidroxid) és egy sötét barnászörös (vörös Fe-oxid/oxihidroxid) kitöltéscsoportra. Mindkettőre jellemző, hogy a legtöbb esetben filmszerűen vonják be a repedések falát, így a szkennelt képeken csak ritkán látszanak. A *sárga Fe-oxihidroxidok* eloszlása erősen

hasonlít a karbonátterekére, ezért a kétféle kitöltés keletkezése ásványtanilag és időben is valószínűleg közel jár egymáshoz. A *vörös Fe-oxid/oxihidroxidos kitöltések* csapás-eloszlása jól követi a törések, karbonátterek és sárga Fe-oxihidroxidok eloszlását, ami arra utalhat, hogy egy kitöltéscsoport hordozó törési síkjai későbbi felújuláson és a vasásványok későbbi átalakuláson mentek keresztül. A vörös földpátos síkok szintén nagyon hasonló képet mutatnak, ami arra utal, hogy a kétféle jelenség között kapcsolat lehet, és a földpátokat mikrorepedéseken vagy szemcsehatárokon migráló vasásványok is elszínezhetik síkszerű zónákhoz kötődően.

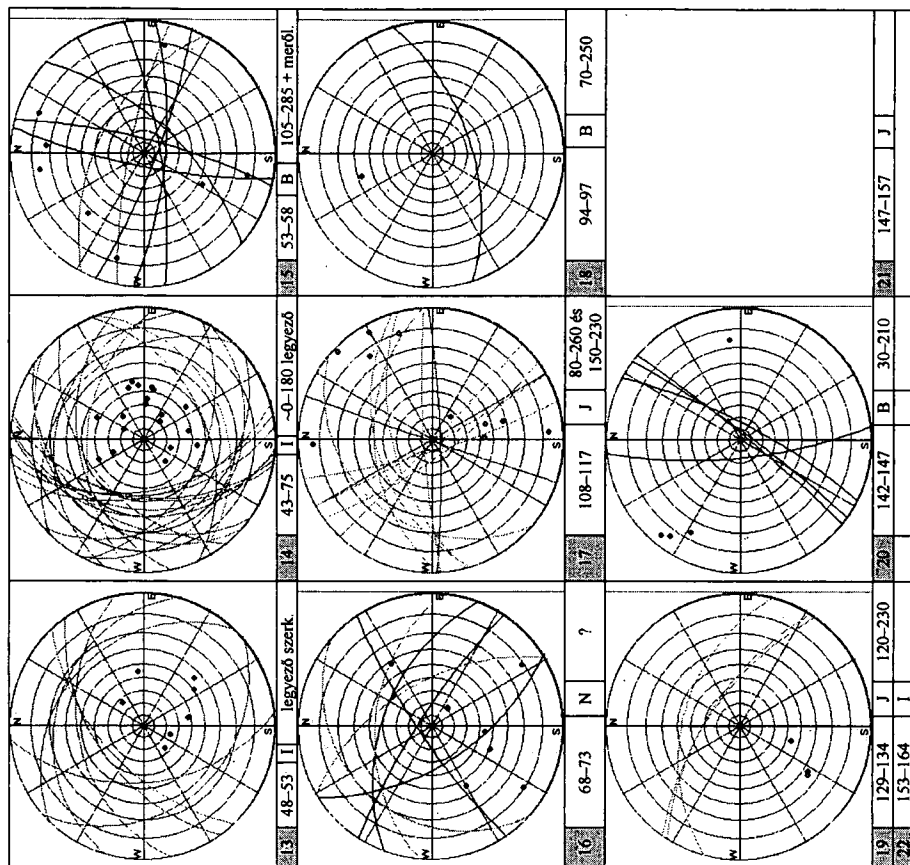
4. Vetőkarcokat hordozó síkok

Az **elmozdulásokat** jelző vetőkarcok szkennelésére új és hatékony módszert vezettünk be, amely értékelhetővé teszi a magszkenner számára egyébként láthatatlan karcokat. A tektonikai leírás során a mag felületén azonosítóval láttuk el a vetőkarcokat. A beszkennelt azonosítók alapján a karcok pontos térbeli adatai visszakéreshetők voltak. A vetőkarcok az elmozdulás relatív iránya szerint normál, inverz, balos és jobbos értelműek lehetnek. Megkülönböztettünk átmeneti (pl. balos-inverz, jobbos-normál) csoportokat is, ezek azonban viszonylag kis számban fordultak elő, így statisztikusan nem voltak jellemezhetőek. A továbbiakban csak a fő típusokkal foglalkozunk. A vetőkarcokat háromféleképpen használtuk fel az elemzésben: 1. egyes mélységintervallumokban tömörülő azonos értelmű vetőkarcok alapján elmozdulási pásztákat jelöltünk ki; 2. a vizuális tektonikai és földtani leírás alapján, valamint geofizikai módszerek segítségével rögzített töréses öveket minősítettük a bennük, közelükben előforduló vetőkarcok alapján; 3. eloszlásuk vizsgálatával megpróbáltunk ősi erőtereket elkülöníteni. Tárgyalásukat ez utóbbival kezdjük.

A két fúrás igen eltérő volt a vetőkarcok számát illetően. Az Űh-22 fúrás karcokban igen gazdagnak (324 db) bizonyult az Űh-23-hoz (102 db) viszonyítva, utóbbiban ráadásul 18 db bizonytalan értelmű volt. Ezért az erőterelemzésben elsősorban az Űh-22 fúrára támaszkodtunk. Ebben egyébként több, időbeli sorrendiségre utaló egyértelmű megfigyelést is tehattunk (MAROS, PALOTÁS 2000).

A két fúrás adatainak statisztikai jellegzetességei az eltérő adatszám ellenére hasonlóknak látszanak. Elemeztük a statisztikákat mind a tiszta deformáció, mind az egyszerű nyírás alapeseteire (CSONTOS 1998), és két viszonylag megbízható rendszert sikerült elkülönítenünk (2. ábra). Az egyik egy Mohr-féle rendszer, jobbos komponense 15–195°, balos komponense 75–255°, és megtalálható a torlódást jelző 135–315° inverz irány is. Ennek a rendszernek a fő feszültség tengelye (σ_1) ÉK-DNy-i. A másik egy egyszerű nyírásos, balos rendszer, amelynek két balos komponense (P és R törés) 5–185°, illetve 140–320°, dilatációs iránya 120–300°, míg kompressziós inverz karcai a 45–225° csapásba tömörülnek. Ennek a rendszernek fő feszültségi iránya (σ_1) ÉNy-DK-i.

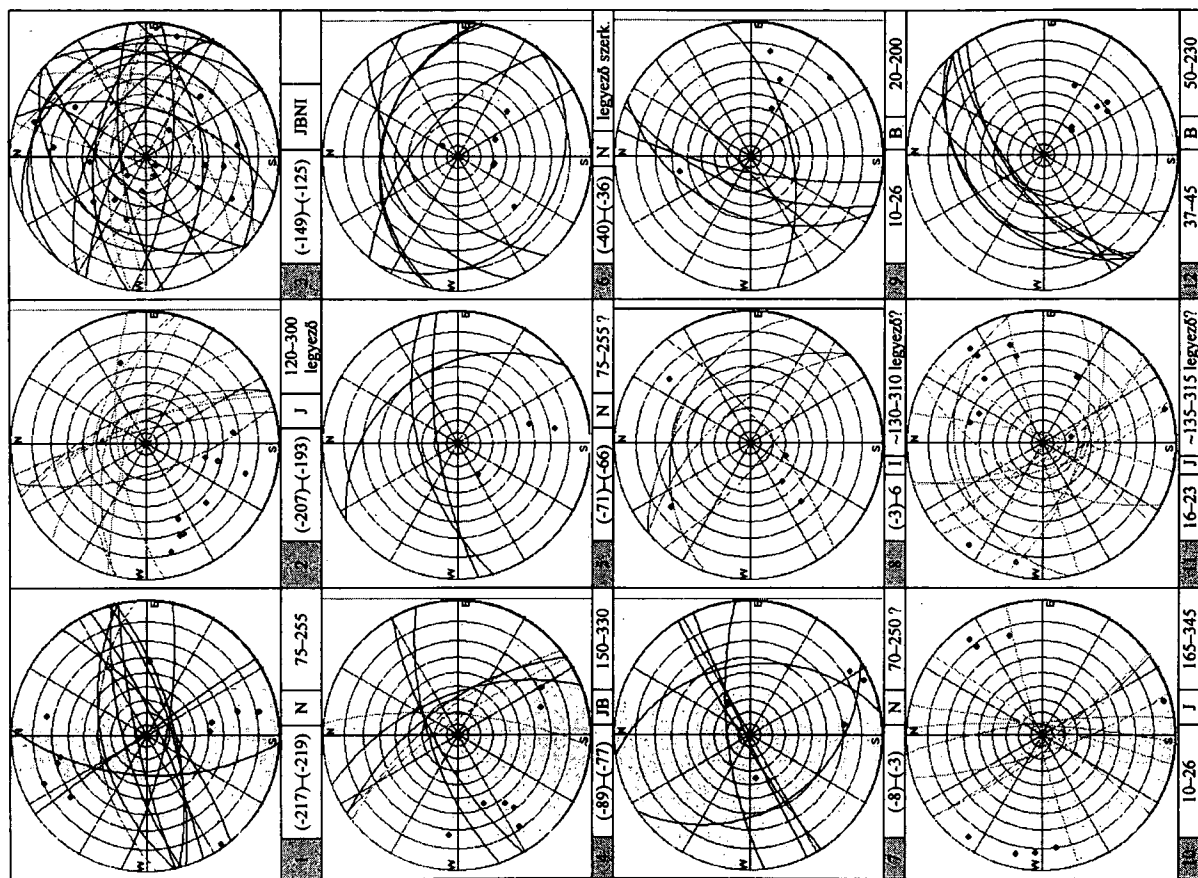
2. táblázat folytatása



Az 1-17. mező az Üh-22 fúrásra, a 18-22. mező az Üh-23 fúrásra vonatkozik. A sztereogramok alatti adatmező egysegei a következők: sorszám, magasság (tszf. m), az elmozdulás értelme (B = balos, J = jobbos, N = normál, I = inverz), leolvasott csapás. Az Üh-23 fúrásban a 145-225 m közötti karcok nincsenek beszékelve, ezért sztereogramjuk, csapásuk nincs.

2. táblázat

Elmozdulási pászták az Üh-22 és Üh-23 fúrásban



Az összes előforduló csapásirány megoszlásából látható (1. táblázat), hogy az eltolódási síkok mindkét rendszerben hasonló irányúak. Ez igen valószínűvé teszi a felújulást a földtörténeti múltban – jobbos rendszerek, balosként felújulva, ugyanazokat a fő irányokat részesítik előnyben. Lehetséges, hogy az elmozdulási síkok csapásirányai is már átöröklöttek voltak, például a palássági irányokból.

A vetőkarcok mélységbeli eloszlása jelöli ki a különböző tektonikai értelmű elmozdulási pásztákat. Terjedelmi okok miatt az Ũh-22 fúrásra adjuk meg a pásztákat grafikusán (3. ábra), az Ũh-23 fúrás esetében csak a térbeli helyzetükre vonatkozó adatokat közöljük (2. táblázat). A 3. ábra esetében megjegyezzük, hogy a pásztákat nem ebben a méretarányban különítettük el. A pásztákhoz tartozó karcok adatait sztereogramokon ábrázoltuk, és a pásztákhoz, ahol lehetett, dőlésadatot rendeltünk (2. táblázat). A 3. ábrán egy több adattípusra is jellemző jelenség látható. Az egy pásztába tartozó síkok dőlésszögük szerint nagyon, mélységben kevésbé szórnak (migráció).

5. A jelenségek korrelációja a fúrások és egymás között

Az alábbiakban a főbb jelenségeket hasonlítjuk össze a két fúrásban az 1. táblázat és a 4. ábra alapján. Az eloszlásoktól függően vagy fő csapásirányt és fő dőlésirányt is, vagy csak az egyiket lehetett meghatározni. Némely jelenség objektumai olyan mértékű szórással rendelkeznek, hogy három csapásirányt vagy dőlést is ki lehetett jelölni. Ezekben az esetekben a maximumokat az adatszámától függően sorrendbe állítottuk. A táblázat utolsó két oszlopa az eloszlási maximumok megállapításának biztonságát jelzik. Az elsőben a maximum(ok)ra eső póluspontok számát, a másodikban ennek a számnak a diagramon ábrázolt összes póluspontozhoz viszonyított arányát adtuk meg százalékban.

Az adatok mélységfüggőségét a maximumvándorlási diagramok és a vizuális tektonikai leírás alapján vizsgáltuk. Az ezekből leszűrt tapasztalatok rövid megfogalmazását szintén az 1. táblázatban adjuk meg, az egyes jelenségeket fúrásonként ismertető blokkok alsó sorában. Ahol a vizuális tektonikai leírást is használtuk, a következtetések alapján szolgáló adatszám eltérő lehet a szkenneres adatmennyiségtől. Ezt a számot is ezekben a táblázati sorokban tüntettük fel.

A **közethatárok** a két fúrásban nem korrelálnak.

A **mikrogránitellérek** időben legalább két fázisban képződtek. Csapásuk hasonló mindkét fúrásban: ÉK-DNy-i. A különbség a dőlésirányban van, mivel az Ũh-23 fúrásban inkább ÉNy felé dőlnek, míg az Ũh-22-ben mindkét dőlésirány képviselve van. A tengerszint feletti 100 méteres szint alatt a számuk megnő.

A **kvarcellérek** nem korrelálnak a fúrásokban, lehet hogy a kis adatszám miatt. Időben több fázisuk különböztethető meg, ami nyilván annak köszönhető, hogy a kvarc többféle eredetű lehet: kiválhat a pluton végleges konszolidálódása előtt a mikrogránithez hasonló összetételű maradványolvadékból, valamint mobilizálódhat nyomás, di-

namometamorfózis hatására, majd kvarcittelérek, -lencsék formájában válhat ki és végül kiválhat hidrotermálisan is. A szkennelés méretarányában azonban ez a csoport nem bontható tovább ezek szerint a szempontok szerint.

A **vörös földpátos síkok** időben több fázisra tagolódnak, ami annak is köszönhető, hogy genetikájukra vonatkozóan két változat is valószínű, tehát a csoport adatbázis-kezelési értelemben nem homogén. Egyrészt törések, repedések mentén síkba rendeződő, vasásványokkal szennyezett földpátokról, másrészt utólagosan vassal szennyezett vörös színű káliföldpátokról van szó. Megoszlásuk igen homogén és igen hasonló a két fúrásban (ÉNy-DK-i csapás, elsősorban ÉK-i dőlés), ezért valószínű, hogy képződésüket ugyanazon tektonikai folyamatok kontrollálták.

A **bontott földpátos síkok** a fúrások között nem korrelálható jelenség. A tszf. -125 méteres szint alatt igen ritkák, ezt azonban okozhatja a maganyag közettani változása is, ti. hogy ez alatt a szint alatt kevés a földpát.

A **palásság** csapásiránya mindkét fúrásban ugyanaz a jellegzetes KÉK-NyDny-i, tehát az objektumok homogének és jól korrelálhatók. A csapás kétféle, markánsan megjelenő dőlésirányt takar. Ezen kívül jelen van még egy alárendelt ÉK-i dőlésirány is. Időben több csoportra oszlik (MAROS, PALOTÁS 2000), ezek geometriai elkülönítéséhez azonban kevés megfigyelés állt rendelkezésünkre. Az eloszlás érdekes törést mutat az Ũh-23 fúrásban, amelyet részben ez alapján két részre bontunk. Mindkét fúrára jellemző továbbá az erős rotáció (MAROS, PALOTÁS 1998) a maximumvándorlási görbékben.

A **törések** képében a két fúrás alapvetően különbözik egymástól. Az Ũh-22 fúrásban a hajszálrepedések és a törések egymástól különböző síkcsaládokat is tartalmaznak, valószínűleg átfedéssel. A fő dőlésirány ÉÉNy-i, DDK-i párjának meglétével, de alárendelten Dny-i is. Az Ũh-23 fúrás hajszálrepedései és törései kevésbé különülnek el egymástól, dőlésrendszere inkább egypólusúnak nevezhető, déli dominanciával. Több esetben időrendi egymásutánt állapítottunk meg az egyes törések között (MAROS, PALOTÁS 2000).

Az **elmozdulások** adatszámában a két fúrás igen eltérő, de az adott lehetőségeken belül korrelálható. Csapásbeli átfedések alapján többszöri felújulás valószínű. Mindkét fúrás adatai mutatják a migráció (MAROS, PALOTÁS 1998) jelenségét. Mélységbeli eloszlásuk abban az értelemben hasonló a palásságéhoz, hogy az Ũh-23 fúrásban 80 m tengerszint feletti magasság alatt drasztikus adatszámcsökkenés és eloszláskép-változás van. Ha valamennyi azonos értelmű karcot összesítjük, akkor az egyes fúrásokban tapasztalható trendek felerősítik egymást a korreláció miatt (5. ábra). Ez érdekes következtetéseket enged meg a különböző értelmű elmozdulások térbeli helyzetéről. Megbízható következtetéseket itt is inkább az Ũh-22 fúrából vonhatunk le. Azok a jobbára ÉÉNy-ra dőlő síkok, amelyek elmozdulások játszódtak le, összességükben jó korrelációt mutatnak a palássági síkok egyik csoportjával és a mikrogránitellérekkel. Érdekes, hogy a palássági irányok közül inkább az alárendelttel (ÉÉNy) mutatnak rokonságot. Termé-

Az Üh-22 fúrásban megállapított töréses övek és beáramlási helyek

Azonosító	Mélység [m]		Magasság [m tszf.]		Dőlés-		Karc-		Megnevezés	Elmozdulások karc-szám-arányai
	tető	talp	tető	talp	irány [°]	szög [°]	szög [°]	jelleg		
1	90,0	91,3	191,2	189,9	—	—	—	—	töredezett zóna	—
2	94,2	99,5	187,0	181,7	—	—	—	—	töredezett zóna	—
3	115,8	118,7	165,4	162,5	—	—	—	—	töredezett zóna	—
4	132,6	133,5	148,6	147,7	40-50?	80	80	n	elmozdulási zóna	2/1/0
5	138,1	140,0	143,1	141,2	115-120?	70	80	n	elmozdulási szakasz	4/3/1
6	156,6	168,8	124,6	112,4	30, 225?	80, 60	45-50	j-jn	töredezett zóna+elmozdulási zóna	20/11/9
7	170,8	173,6	110,4	107,6	340-355?	62	15	j	elmozdulási szakasz	3/2/2
8	178,4	187,0	102,8	94,2	350, 285?	75	15	j	töredezett zóna+elmozdulási zóna	9/5/4
9	203,5	212,0	77,7	69,2	160-190?, 10-20	48	80	i, n	elmozdulási zóna	18/8/7
10	215,0	215,6	66,2	65,6	35, 205?	80	—	—	tektonikus zóna	—
11	220,5	223,5	60,7	57,7	350, 10?	65	20	b	elmozdulási zóna	14/8/7
12	226,1	234,5	55,1	46,7	DK?, ÉNy?	50	70	i	töredezett zóna+elmozdulási zóna	16/8/5
13	238,8	245,4	42,4	35,8	12	70	—	—	töredezett zóna	—
	238,8	245,4	42,4	35,8	18	44	—	—	töredezett zóna	—
14	256,7	264,7	24,5	16,5	240?	78	20	j	elmozdulási zóna+töredezett zóna	18/8/8
15	276,0	278,5	5,2	2,7	140?	65	55	i	töredezett zóna+elmozdulási szakasz	1/1/1
16	281,5	282,5	-0,3	-1,3	355, 175?	70	70	n	elmozdulási szakasz	3/2/2
17	290,5	301,3	-9,3	-20,1	?	70	35	j	nagy töredezett zóna	—
18	305,7	308,3	-24,5	-27,1	—	—	—	—	töredezett zóna	—
19	364,0	365,0	-82,8	-83,8	?	58	36	b	vízbeáramlási szakasz	1/1/1
20	369,0	370,0	-87,8	-88,8	—	—	—	—	vízbeáramlási szakasz	—
21	374,4	374,7	-93,2	-93,5	—	—	—	—	vízbeáramlási szakasz, töredezett zóna+elmozdulási szakasz	3/2/?
	381,4	386,9	-100,2	-105,7	150-200?	78?	52?	bn	tektonikus zóna+elmozdulási zóna	—
22	493,5	496,2	-212,3	-215,0	345, 165	70	—	n	tektonikus zóna+elmozdulási zóna	15/9/8

? = az adatok bizonytalansága, — az adatok hiánya; b = balos, j = jobbos, n = normál, i = inverz, bi = balos inverz, bn = balos normál, jn = jobbos normál, ji = jobbos inverz. *Elmozdulások karc-szám-arányai*: első szám - a szakaszban vagy zónában mért vetőkarcok összes száma, második szám - a megállapított dőlésiránnyal párhuzamos vagy közel párhuzamos karcok száma, harmadik szám - az ezek közül a megállapított elmozdulási jelleggel is egyező karcok száma.

Az Üh-23 fúrásban megállapított töréses övek és beáramlási helyek

Azonosító	Mélység [m]		Magasság [m tszf.]		Dőlés-		Karc-		Megnevezés	Elmozdulások karc-szám-arányai
	tető	talp	tető	talp	irány [°]	szög [°]	szög [°]	jelleg		
23	96,8	97,7	180,4	179,5	90?, 265?	80	30	ji	elmozdulási zóna	—
24	109,3	112,9	167,9	164,3	282	61	50	ji	töredezett zóna+elmozdulási zóna	—
25	117,0	118,5	160,2	158,7	—	—	—	—	töredezett zóna	—
26	123,0	125,0	154,2	152,2	145-155?	70	65	ji	töredezett zóna+elmozdulási zóna	—
	123,0	125,0	154,2	152,2	145-155?	70	8	j	töredezett zóna+elmozdulási zóna	—
27	131,2	138,5	146,0	138,7	250, 120?	80	15	b	elmozdulási zóna+tektonikus zóna	4/3/3
28	146,3	150,9	130,9	126,3	30?	70	10	j	elmozdulási zóna	4/3/3
29	158,0	159,4	119,2	117,8	?	75	38	bi	elmozdulási zóna	3/3/1
30	164,1	165,6	112,7	111,6	—	—	—	—	vízbeáramlási szakasz	—
	169,3	170,3	107,9	106,9	235-257?	70	20	j	töredezett zóna+elmozdulási zóna	4/2/2
31	184,0	185,0	93,2	92,2	250-270?	80	23	b	elmozdulási szakasz	—
32	222,5	223,2	54,7	54,0	—	—	—	—	vízbeáramlási szakasz	—

Jelmagyarázat a 3. táblázat alatt

szetesen, ha a különböző értelmű karcok eloszlását nézzük, bonyolultabb a kép. Kiderül, hogy az előzőekben említett korrelációt legjobban az inverz és a balos, kisebb mértékben pedig a normál karcok vetősíkjai hordozzák. Ez utóbbi-

ak és az inverz karcok síkjai rokoníthatók a vörös földpátos síkok eloszlásával. A jobbos karcos síkok eléggé szórnak, és pásztaiba tömörülnek. A dőlésirányt tekintve érdekes korreláció mutatkozik az inverz és a normál karcos síkok kö-

zött. Megfigyelhető, hogy az eloszlások diffúz foltokat alkotnak, ami migráció és rotáció eredménye lehet (MAROS, PALOTÁS 1998), amik magyarázatára később térünk vissza.

A **karbonátterek** a legnagyobb gyakoriságban és volumenben előforduló kitöltések. Átlagban a gránitos köztömeg 0,7%-át képviselik. Természetesen eloszlásuk nagyban kötődik a törések eloszlásához, és mivel abban markáns különbségek vannak a két fúrás között, ezek jelentkeznek a karbonátterek eloszlásában is. Érdekes módon inkább a dél-északi irány korrelál a törésekkel, a karbonátterek meredekebbek a töréseknél. Hasonlóság, hogy mindkét fúrásban megjelenik egy DK-ÉNy-i, és halványabban egy ÉK-DNy-i csapásirány. Ezzel szemben az Ũh-22 fúrásban döntően ÉÉK felé dőlnek a karbonátterek, és meredek, túlnyomórészt 60–70°-os szög alatt, míg az Ũh-23 fúrásban egyrészt 30–40°-os szög alatt dőlnek kb. D-i irányban, másrészt szintén meredek, ÉNy-DK-i tengely mentén csoportosulnak. A *vastag karbonátterek* vetületi képe nem korrelál a két fúrásban, de mutat hasonlóságokat. A főbb maximumok meredek dőlésűek, ezért ezeket az ereket eltolódásokhoz, illetve nyírásos tektonikához kapcsoljuk, amely jelentősebb deformációt okozott. A karbonátkitöltések minden bizonnyal legfiatalabb generációját a *fennőtt kalcitok* képviselik. A kevés adat ellenére az eloszlás viszonylag homogén, és hasonlít az összes karbonátér eloszlására. Valószínűleg a karbonátok először kioldódtak a meglévő karbonátterekből, majd újra kicsapódtak.

A **klorit** a mindkét fúrásra jellemző DK-ÉNy-i és szerényebb ÉK-DNy-i csapást követő, jellemzően meredek (60–85°) síkok mentén tömörül, az Ũh-23 fúrásban egyértelműbb, DNy-i dőlést mutatva. Érdekes, hogy az eloszlások kevésbé hasonlóak a palásságéhoz, ezzel szemben határozott rokonság figyelhető meg a különböző vasásványokkal kitöltött törések eloszlásával. Elképzelhető genetikai kapcsolat a vörös Fe-oxid/oxihidroxidokkal, amelyek valószínűleg a kloritos kitöltések oxidatív körülmények közé kerülésével keletkeztek. Mélységben korreláció van a karbonátokkal és a különböző Fe-oxid/oxihidroxidokkal.

A **sárga Fe-oxid/oxihidroxid** eloszlásában a két fúrás nem korrelál egymással, a kevés adat miatt az egyéb objektumokhoz hasonlítás sem lehet egyértelmű.

A **vörös Fe-oxid/oxihidroxid** eloszlásában a két fúrás között is mutatkoznak hasonlóságok, de lényegesebb az egyéb jelenségekhez csatlakozó korreláció. Az Ũh-22 fúrásban az eloszlás jól követi a törések, valamint a karbonát- és kloriterek eloszlását. Sőt, ahogy előzetesen vártuk is, a vörös földpátos síkok is nagyon hasonló képet mutatnak, ami megerősíti a genetikai kapcsolatot közöttük. Az Ũh-23 fúrásban a vörös Fe-oxid/oxihidroxid a klorittal és a vörös földpátokkal mutat rokonságot. Mélységben korreláció van a karbonátokkal és a klorittal.

6. Az Ũh-23 fúrás két részre bontása

A fúrásokban nem direkt tektonikai megfigyelések, hanem levezetett tulajdonságok és az objektumok korrelációja szerint egy olyan tektonikai eredmény volt levezethető,

amely az adattömeg összességéből következett. Ez pedig az, hogy az Ũh-23 fúrást tektonikus eredetű határral, egy töréses övvel két fő részre (blokkra) lehet osztani a 78–93 méteres tengerszint feletti magasság között, ahol szinte az összes objektum mutat valamiféle változást (MAROS, PALOTÁS 1999, MAROS et al. 1999).

A határ megvonásánál természetesen figyelembe kell venni, hogy az adattömeg más és más sűrűségű az egyes objektumokra, némelyik objektum (mint például a fakult földpátos síkok) még a kőzetkörnyezettől is függ. A hatás a következő objektumokban mutatkozik. A tszf. 80 és 90 méter között van a legnagyobb karbonát, klorit és vörös vasoxid/oxihidroxid csúcs. Az mikrogránitokban tszf. 97 méter körül adatszámváltozás van, a mélység felé megnövekszik a telérek sűrűsége. A vörös földpátos síkok is mutatnak változást tszf. 78–85 méter között. A palásság dőlésirányban és darabszámában is drasztikusan változásik tszf. 90 méternél, a zóna fölött mindkettő előfordul, de az ÉNy-i dőlés túlsúlyra jut. A törésekben némi adatszámcsökkenés jelentkezik tszf. 75–80 métertől. A karbonátkitöltéseknél átmeneti adatszámcsökkenés észlelhető tszf. 80 méter alatt, de ezt a diagramot nem tartjuk döntőnek, mert a változás kis mértékű. A kulisszas kalciterek viszont markáns változást mutatnak kb. tszf. 93 méter alatt. Ezzel szoros összefüggésben tszf. 90 méternél egy balos vízszintes elmozdulásnál határozott váltás van a vetőkarcokban is, ezt a zónát a nagy törések közé is bevettük (3., 4. táblázat) (tszf. 92,2–93,2 méternél kb. 250–270°-os dőlésiránnyal, 80° dőlésszöggel), a tektonikai leírásban is számos helyen tektonikus hatást tükröző megnevezést alkalmaztunk. Mindezek alapján az Ũh-23 fúrást 78 és 93 m között egy töréses övvel választjuk el. Az öv valószínűleg két részre tagolódik, tszf. kb. 78–85 m-es alsó és tszf. kb. 92–93 m-es felső szakaszra. Az alsó szakaszt tartjuk kevésbé döntőnek a tektonikus határ kialakulásában, itt az értelmezés biztonságát csökkenti a vastag mikrogránittel jelenléte, amely ridegsége miatt okozhat töredezettségi és kitöltésgyakorisági csúcsokat. Ez a szakasz talán a tszf. 92–93 méter közötti fő töréses öv kísérő töréses szakasza.

Természetesen felvetődik a kérdés, hogy az Ũh-22 fúrás e zóna fölött vagy alatt helyezkedik el az eloszlásai alapján, támogatja-e a feltételezett csapásirányt. Nos, a palásság alapján erre nem lehet válaszolni, a törések és a karbonátterek eloszlása pedig olyannyira más az Ũh-22 fúrásban, hogy egyik csoporthoz sem hasonlít. A vetőkarcok száma és eloszlása az öv fölött viszont hasonlóságokat mutat az Ũh-22 fúrásban tapasztaltakkal. Feltételezzük tehát, hogy az Ũh-22 fúrás – valószínűleg egyéb tektonikai elemek közbeiktatásával, de – az öv fölött helyezkedik el. Ebből következően a 270°-os és 330°-os dőlésirányok kizárhatók, marad tehát az előzőekben valószínűnek tekintett másik szélső érték, így a feltételezett zóna dőlésiránya 250°, dőlésszöge 70–80°. A töréses öv kora és amplitúdója a rendelkezésre álló adatokból nem határozható meg.

7. Tektonikai mintázat

A továbbiakban megkísérelünk néhány, az adatok eloszlásában korábban felismert jelenséget (migráció, rotáció) közös keletkezési mechanizmusra visszavezetni, amely egyúttal az egész granitoid test belső inhomogenitásmintázatát is jellemezheti.

Feszültség hatására a deformáció az erőterre jellemző módon terjed a kőzetben. A deformáció terjedése függ a kőzet minőségétől is. Feltételezzük, hogy a migráció és a rotáció tulajdonképpen a deformáció inhomogén terjedése következtében kialakult mintázat a granitoid testben. Nyilvánvaló, hogy a deformáció nem lehet mindenütt homogén ugyanabban a kőzettérben, még ha a feszültségtér regionálisan homogén is. Egyrészt azt tételezhetjük fel, hogy a deformáció terjedése a granitoid testben döntött legyező alakú téridomok sokaságán keresztül ment végbe (6. ábra). Ezek a tulajdonképpen csonkakúp-palástdarabok, amelyek mélységben és egymás mellett is eltoltan, egymásra rakódva, egymásból kiindulva keletkeztek. Átmérőjük vagy húrhosszúságuk méteres nagyságrendű lehet, dőlésüket az erőter geometriája szabja meg. Egy-egy legyező kialakulása a szűkebb végétől a tágabb felé tart, amelyből újabb legyezők alakulnak ki, hasonlóan a hajszálrepedések terjedéséhez a tollszerkezetben (CSONTOS 1998, RAMSAY, HUBER 1987). Ezek az egymás alatti eltoló legyezők okozhatják mélységben a migrációt, oldalirányban pedig a rotációt. Másik megoldás lehet, hogy az ezeket a síkokat létrehozó erőter a mélységgel változó csapású lehetett, aminek következtében a deformálódó kőzettest elcsavarodott, képlékeny rotációt szenvedett, majd a későbbi rideg tektonikai jelenségek az ily módon preformált síkok mentén léptek fel.

8. A nagyobb törések elemzése

A fúrások tektonikai célú elemzése során vizsgáltuk a nagyobb töréses övek térbeli elhelyezkedését is, amely azonban csak részben adható meg a szkennelt képek elemzéséből. A megoldáshoz nagyban hozzájárul a földtani és tektonikai vizuális leírás, valamint a különböző geofizikai módszerek. Ezek eredményeit kíséreljük meg összefoglalni. A megállapított töréses övek adatait az Üh-22 és Üh-23 fúrásokra közöljük, a területen összeköthető nagyobb töréses övek modelljét (7. ábra) viszont az Üh-2, -5 fúrások figyelembevételével is szerkesztettük. A földtani adatok geofizikai adatokkal való összevetését DUDKO, BALLA (1999) végezte el.

A fent említett módszerek alapján elkészítettük a töréses övek és beáramlási helyek táblázatait (3., 4. táblázat). Ebbe egyrészt a DUDKO, BALLA (1999) által kijelölt töredezt zónák közül az 1 méternél vastagabbakat vettük be, másrészt a tektonikai szempontból fontos és pregnánsan csak a tektonikai-földtani adathalmazban megjelenő tektonikus és elmozdulási zónák valamint a vízbeáramlási helyek kerültek bele.

A megnevezés rovatban kiterjedésük és főbb jellemzőik szerint minősítettük a töréses öveket. Vannak mélységinter-

vallumok, amelyeket csak a vízbeáramlás szempontjából kiemeltetett voltok miatt szerepeltettünk. A beáramlás a törések, repedések mentén történik, és a vízáramlás döntő a fúrások értékelése szempontjából, ezért ezeket a helyeket is a fontos töréses övek közé soroltuk.

Megkülönböztettünk főképp vastagságuk alapján *nagy töredezt zónákat és töredezt zónákat*. Ezeket a legtöbb módszer vagy minden módszer regisztrálta. Pontos elhelyezkedésüket DUDKO, BALLA (1999) és MAROS, PALOTÁS (1999) nyomán adjuk meg. Amennyiben a tektonikai leírásban és a szkennelt képekben vetőkarcadatunk volt, kiegészítettük ezekkel a zóna adatait. Dőlésirányuk becslése szinte kivétel nélkül a lyuktelevízió segítségével történt (MAROS, PALOTÁS 1999).

A *tektonikus zónák* kimutatásában a földtani és tektonikai leírások voltak a döntőek. Uralkodóan karbonát és kloritos-agyagos kötőanyagú, szigmoidális vagy zúzott breccsát tartalmazó zónák, amelyeket a földtani és tektonikai leírás a töredezt zónákon kívüli helyzetben „zúzott”, „breccsásodott”, „tektonikus zóna”, „vetőzóna” megnevezésekkel illet. Természetesen itt is lehetett egyes töréseket, sűrűbben összetört szakaszokat találni a lyuktelevíziós képen, de a térbeli orientálást ez legtöbbször nem segítette. Ezért ezeknek a zónáknak legtöbbször bizonytalan a dőlésadata vagy nincs is ilyen.

Az *elmozdulási zónák és szakaszok* meghatározása kétféle módon történt. Ha egy bizonyos fúrási mélységközben töredezt szakaszt találtunk, amely azonban méreténél fogva nem érte el a töredezt zóna minősítést, és/vagy benne, vagy a közvetlen környékén sok vetőkarc volt, valamint tektonikus megviseltség nyomait is mutatta, akkor a zónában leírt karcok alapján elmozdulási zónának vagy szakasznak minősítettük. Helyét és dőlésirányát legtöbbször a lyuktelevízióról olvastuk le (pl. Üh-22, tszf. 110,4-107,6 m). Előfordult, hogy a lyuktelevízió adatai sem segítettek az orientálásban, ilyenkor az előfordult karcok uralkodó jellegét jelöltük csak meg (pl. Üh-22, tszf. (-6,8)-(-18,2) m). A másik eset az volt, amikor az elmozdulási zóna nem jelentkezett ugyan összetört szakaszokban vagy töréssűrűsödésben, viszont a tektonikai leírásban azonos jellegű karcok sűrűsödését figyeltük meg (Üh-22, tszf. 77,7-69,2). Itt az orientáció kiválasztásában a szkennelt karcok eloszlását vettük alapul, kiegészítve a lyuktelevíziós adatokkal.

Az *töredezt zónák, tektonikus zónák és elmozdulási zónák* nevezéktani besorolásának megbízhatóságára és az elmozdulási zónák-szakaszok táblázatba kerülésének indoklására utal a 3. és 4. táblázat utolsó oszlopa, amely három, / jellel elválasztott számból áll. Ezek közül az első a szakaszban vagy zónában mért vetőkarcok összes számát, a második a megállapított dőlésiránnyal párhuzamos vagy közel párhuzamos karcok számát, a harmadik az ezek közül a megállapított elmozdulási jelleggel is egyező karcok számát adja. A második és harmadik szám külön megadását az indokolja, hogy a karcok közül néhány mindig bizonytalan elmozdulási jellegű. Ezekről jó esetben az dönthető el, hogy a vízszintes elmozdulás volt a nagyobb összetevő, vagy a függőleges. Ezek tehát egy-egy zónában az

adatszámokban támogatják a szakasz vagy zóna meglétét, de az elmozdulás jellegét se nem cáfolják, se nem bizonyítják.

Összességében elmondható, hogy a 3. és 4. táblázat sok zónát tartalmaz. Ahogy a kérdőjelek is jelzik, a nagy töréses övek települése néhol bizonytalan, az alkalmazott geofizikai módszerek ellenére is. Problematikusak az elmozdulási zónák is, amelyek megléte nem kétséges, amplitúdójuk és pontos térbeli helyzetük azonban igen. Egyelőre hidrodinamikai fontosságukat is csak sejtjük. Azokat a zónákat, amelyekben relatíve nagy beáramlásokat mértek, szintén feltüntettük a 3. és 4. táblázatban. Tehát összességében azt a koncepciót követtük, hogy a táblázatokban is minél több töréses övet tüntessünk fel. A különböző töréses övek hidrodinamikai tulajdonságainak tisztázása után lehet a végleges, hidrodinamikailag determinisztikus törésmodell kialakítani.

Az Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5 fúrások adataiból korábban szerkesztett, összeköthető, nagyobb töréses öveket ábrázoló törésmodellt megpróbáltuk kiegészíteni az Üh-22 és Üh-23 fúrások adataival. Ennek eredményét ábrázoltuk a 7. ábrán.

Ezen három fő vetőzónát lehetett ábrázolni: $360/55^\circ$, $295/78^\circ$, $125/55^\circ$. Az ábra a töréses övek vastagságait, a

tszf. (-100)-200 m-es szintekkel történő metszeteik vetületét mutatja. A töréses övek fúrasharántolási zónái a következők: A $360/55^\circ$ -os sík az Üh-2 fúrást (-101,2)-(-58,7) tszf. méterig, az Üh-22 fúrást 36,7-41,8 tszf. méterig, az Üh-3 fúrást 163,8-163,9 tszf. méterig harántolja. A $295/78^\circ$ -os sík az Üh-2 fúrást (-100)-(-58) tszf. méterig, az Üh-22 fúrást 16,5-34,7 tszf. méterig harántolja. A $125/55^\circ$ -os sík az Üh-4 fúrásban 76,9-123,1 tszf. méterig, az Üh-5 fúrásban 66,3-112,8 tszf. méterig jelentkezik.

9. Összefoglalás és köszönetnyilvánítás

Ez a kutatás érdekes tanulságokkal szolgált. Az alkalmazott módszerek sokrétűsége, az új módszerek részletessége és a képződött adattömeg olyan közeli bepillantást enged egy kőzet tulajdonságaiba és történetébe, amilyenre eddig nemigen adódott mód. Ez a részletesség és komplexitás folyamatosan tárul fel előttünk. Meg kellett tanulnunk, hogy eredményeink sokrétűsége is tükrözi ezt a megismerési méretarányt. Köszönetünket fejezzük ki az eddigi kutatási munkában részt vett kutatóknak az együtt gondolkodásért, együtt tanulásért, ötleteikért és irányadó kritikáikért.

EVALUATION OF THE RELATIVE TIME SERIES OF EVENTS OBSERVED IN BOREHOLES Üh-22 AND Üh-23 NEAR ÜVEGHUTA WITH CORETIME SOFTWARE

GYULA MAROS and KLÁRA PALOTÁS

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

Keywords: cores, granites, Hungary, image analysis, Mecsek Mountains, new methods, time series analysis

The core samples recovered by drilling Boreholes Üh-22 and Üh-23 near Üveghuta during the site selection for the repository of low- and intermediate-level radioactive waste were scanned with the ImaGeo corescanner (MAROS and PALOTÁS 2000) and the relative time series of the evaluated objects was determined with the help of the CoreTime program module. The events that had affected the rock body were separated into 6 broader time groups, then divided into 16 detailed magmatic, metamorphic, tectonic and hydrothermal sub-groups. 430 objects were determined on the basis of the time relations within these 39 individual events. The events were calibrated by the results of radiometric age and other laboratory analyses.

1. Introduction

The core samples recovered by drilling Boreholes Üh-22 and Üh-23 near Üveghuta (Bátaapáti area, Tolna county) during the site selection for the repository of low- and intermediate-level radioactive waste were scanned with the ImaGeo corescanner (MAROS and PALOTÁS 2000) and a complex geological evaluation was carried out in the scanned pictures. First vectorial objects were drawn on the raster pictures with the help of the CoreDump software, and then the objects were separated in a database on the basis of their geological meaning (MAROS and PALOTÁS 2000). The objects contain information about their real position in space as well as their geological meaning and genesis but the determination of their time series is not possible in the database. That is why we developed the CoreTime program module which completes this task. In the following we introduce the method and the results (time series) achieved.

2. Method and evaluation

During the evaluation of the objects (MAROS and PALOTÁS 2000) the time series of the individual objects was fixed with the help of the CoreTime program module in those cases where it was possible to determine such series in the scanned pictures (*Figure 1*). This was done on the basis of geological considerations. Some examples of this process are: an object is younger than another if it changes the spatial position of the other in any way (moves it along a fault, changes it in a ductile way), if its texture overprints the other's or if the object has a sharp boundary and is situated closer to the middle line of the fracture. The time ranking

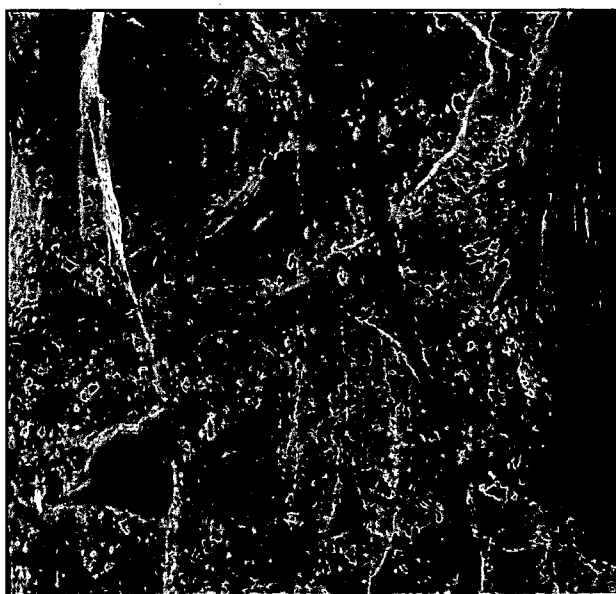


Figure 1. An example of the time series of objects

The nearly horizontal fault filled with carbonate dislocates the microgranite vein and the quartz vein that itself cuts the microgranite vein and two carbonate veins. The open fracture is the youngest

1. ábra. Példa az objektumok időbeli egymásutánosságára

A közel vízszintes karbonáttal kitöltött vetősík elveti a mikrogránittelért, az azt metsző kvarceret és két karbonáteret. Mindezeknél fiatalabb a nyitott töréses síkobjektum

always applies to two objects at a time and the relative ranking can be "younger", "older" or "simultaneous". The software ranks the objects of identical type into time sets of the same name. The age classification can be direct, which is deter-

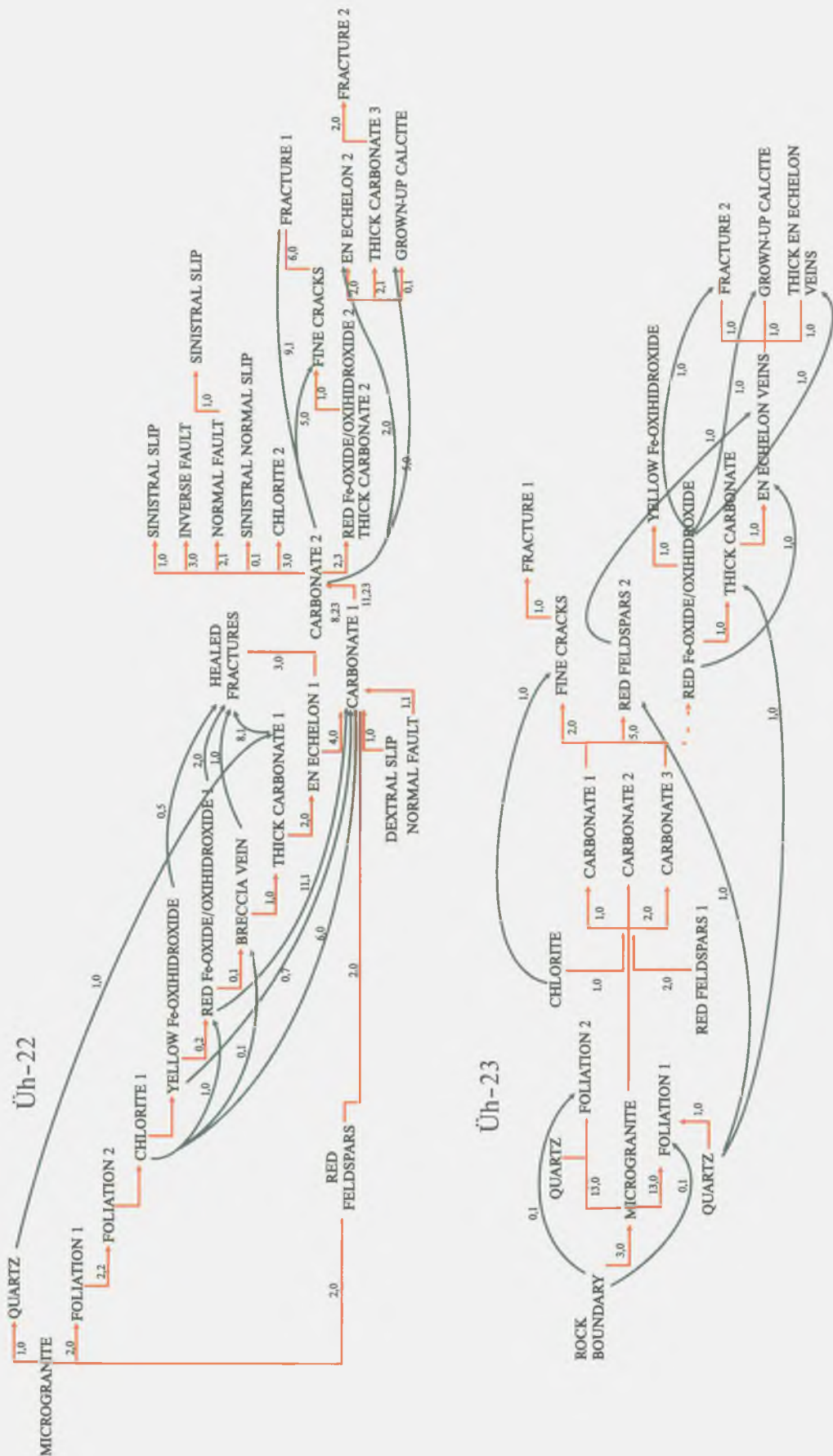


Figure 2. The time-set series in Boreholes Üh-22 and Üh-23

The red arrows indicate the direct time series, the green arrows indicate the time series between more distant events. The numbers separated by comma indicate the direct and the indirect time relations between the time sets

2. ábra. Az időcsoportok egymásutánosságának grafja az Üh-22 és Üh-23 fúrásokban

A piros nyílak idősorrendet, a zöld nyílak egymásutánosságot mutatnak. A vesszővel elválasztott számok a direkt és indirekt időkapcsolatok számát mutatják az egyes időcsoportok között

mined by the user on the basis of his/her direct observations or indirect, which is generated automatically by the software. The principle of the latter can be demonstrated by the following example: if my father is older than me and my grandfather is older than my father, thence my grandfather is older than me.

At the end of the evaluation the user prepares a contradiction free age classification among the time sets with the help of the automatically generated contradiction free time relations of the objects. The principle of this is as follows. If within a time set a number of objects occur, which are "younger" or "older" than other objects of the same time set, the time set is divided into at least two parts (this is why for example chlorite 1 and chlorite 2 exist – see below). By this means we also get a contradiction free picture on the level of the time sets.

When ranking the time sets, naturally the time relationships of the objects they contain are decisive. In our case the 430 objects of 29 time sets (MAROS *et al.* 1999) would allow an enormous number of permutations at the ranking. This is why we thought of seeking out the simplest possible solution besides general geological considerations, even if more difficult series could be justifiable or even more realistic. The succession of events obtained was complemented and supported by the succession of event resulting from the tectonic and geological descriptions as well as the laboratory analyses.

Figure 2 shows the series of time sets for both boreholes. It can be seen that the succession of the different time sets could not be given with the same degree of certainty due to the accuracy or luck of our observations. Nevertheless we consider the confirmation of a series based only on one object-object relation equally important, since that particular observation in the given place represents the observed truth. The similarity between the two parts of the figure – the time-set series of the two boreholes – is striking, which means that the age classification can be considered reliable, but of course both series contain the same conceptual mistakes (subjective geological reasoning).

In Figure 2 the time series of individual time groups can be seen, the number of which is just enough to make a contradiction free series. The different arrows point from the older time group towards the younger one. Near them the numbers refer to the number of time relationships that were determined in the scanned pictures between the objects. The first number is the number of direct relationships, *e.g.* in the case of Borehole Üh-22 it means that there are two foliation objects that are younger than two other foliation objects. The second number after the comma indicates the number of indirect relationships, *e.g.* in the case of Borehole Üh-23 there is a rock boundary object (1 of 3) which is older than a microgranite object (1 of 13), but this microgranite object is older than a foliation 1 or foliation 2 object (the number of time relationships between the microgranite and the foliations can be 13–13). So there is a foliation object which is in an indirect way certainly younger than the given rock boundary object. The time groups following each other are connected with angu-

lar, red arrows. The green arrows span longer time intervals and indicate only that there is no contradiction in the great grandchild–great grandfather relation, *i.e.* there is no situation where the great-grandchild is the older, so in this manner they strengthen the relation system of the red arrows. Naturally we do not know the length of the arrows, namely the time passed either in the connection chains or in the case of the individually joining time groups. This can be illustrated as follows: the dextral strike-slip time group of Borehole Üh-22 could have been placed much more to the left of the carbonate but since we do not know how much to the left, we just indicate that it is older than the carbonate.

3. Succession of events

On the basis of these and other tectonic considerations we summarise the events which affected the rock body on the basis of our new research approach. According to our method first we combined the series of the tectonic and infilling events for the two boreholes and then we compared the final series with the succession of the infilling types derived from the different laboratory analyses (these are shown with Roman numerals in Figure 3, after KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 1999) and finally we added the results of the K/Ar radiometric-age determinations (Figure 3).

The main event groups (except for K-metasomatism, whose tectonic influence is unclear) having affected the rock formation are the followings:

- Granitoid melt formed by partial melting of the continental crust (JANTSKY 1979; BUDA 1975, 1985) in the Variscan orogenic belt (VADÁSZ 1935; WEIN 1967; GHANEM and RAVASZ-BARANYAI 1969).
- Pegmatite, microgranite and quartz veins coming from the residual magma cut through the pluton.
- Dynamo-metamorphism affected the granitoid rock body, resulting in multiphase foliation, material mobilisation, and rearrangement. Since mylonitisation affected the microgranite veins too, we cannot speak about the inheritance of metamorphic foliation from before granitization (GHANEM and RAVASZ-BARANYAI 1969; SZEDERKÉNYI 1974). The age of the dynamo-metamorphism is probably Variscan, partly because of the necessary pressure needed for the metamorphism and partly because no hydrothermal infillings could be found that were overprinted by the foliation while there were several that cut the foliation.
- Hydrothermal phases resulted in different infillings (quartz, Fe-oxide/oxihydroxide, Fe-oxihydroxide, chlorite, carbonate, clay). The age of the hydrothermal events is unknown yet.
- The granitoid rock is uplifted to a level that can be characterized by brittle deformation and fractures form, and a new generation of infilling forms after a new fluid mobilisation. This hydrothermal event is of Cretaceous age according to the K/Ar age data coming from illite, and the infillings consist of car-

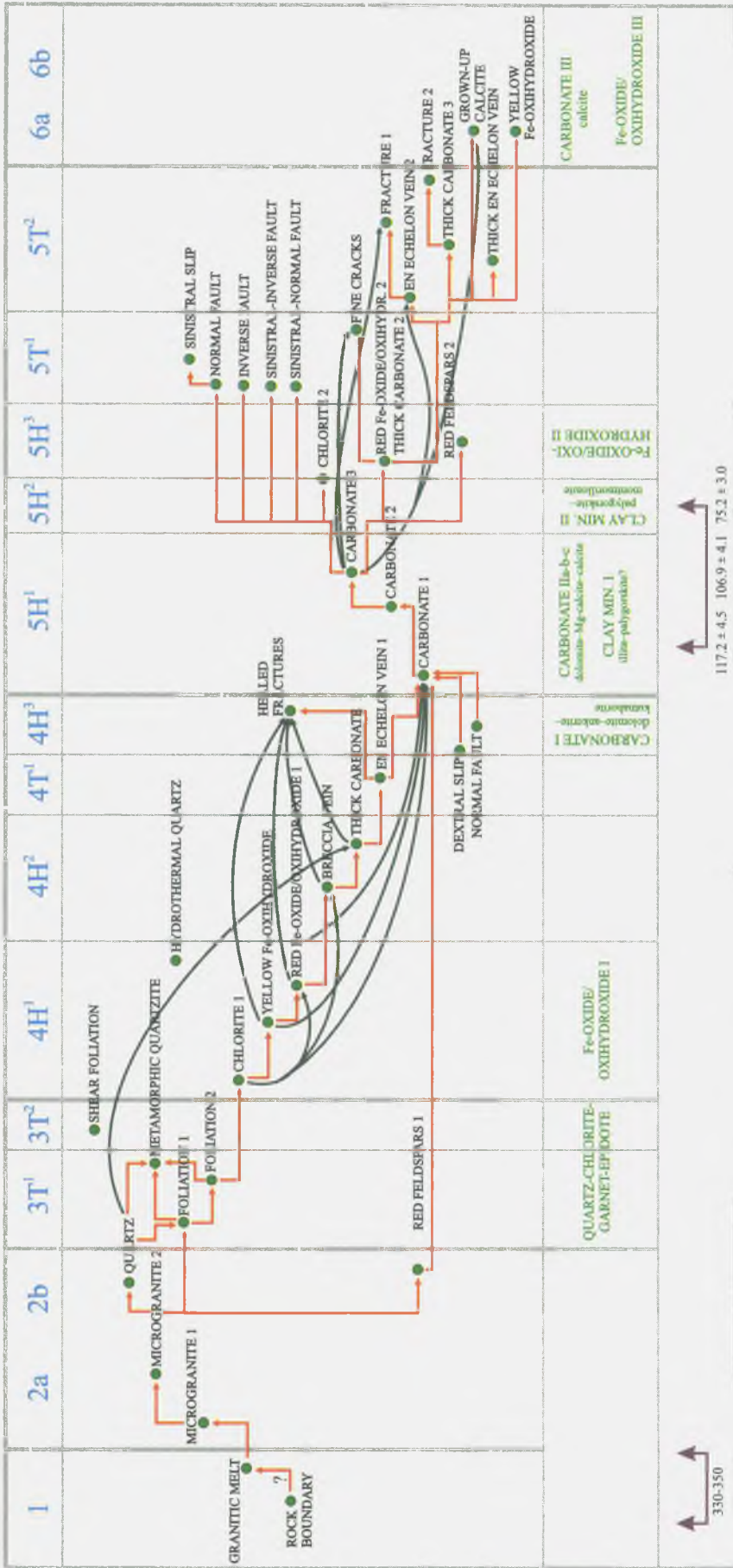


Figure 3. Combined time relations in Boreholes Üh-22 and Üh-23

The red arrows indicate the direct time series, the green arrows indicate the time series between more distant events. The numbers separated by comma indicate the direct and the indirect time relations between the time sets. The blue text indicates the separate event groups, the green text indicates the mineral group types determined by laboratory analysis, with which the time groups were calibrated (KOVACS-PALFFY *et al.* 1999). The purple arrows show the K/Ar radiometric ages

3. ábra. Egyesített időkapcsolat graf az Üh-22 és Üh-23 fúrásokra

A piros nyilak egymás utáni idősorrendet, a zöld nyilak távolabbi időbeli egymásutániságot mutatnak. A vesszővel elválasztott számok a direkt és indirekt időkapcsolatok számát mutatják az egyes időcsoportok között. A vastag zöld nyilak azokat az anyagvizsgálatokból levezetett ásványcsoport típusokat jelentik, amelyekkel az egyes időcsoportokat kalibráltuk (KOVACS-PALFFY *et al.* 1999). A lila nyilak a K/Ar korok helyét mutatják



Figure 4. Planes with red feldspars

4. ábra. Vörös földpátos síkok

bonate, red Fe-oxide/oxihydroxide and different clay minerals (MAROS *et al.* 1999; KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 1999).

- In the supergene phase goethite, manganese and overgrowth calcite crystals as well as fractures develop by the gravitational break-up of the rock, re-juvenating of old fractures and the decreasing of the lithostatic pressure.

We have no reliable data about the age of the K-metasomatism at present. Although the phenomenon is characteristic for the granite it can occur in more than one appearances and phase. It is connected partly to the formation of feldspar megacrysts (BUDA 1968, 1994; HÁDEN 1997), it partly affects the matrix of the granitoid rock and it is partly connected to planes in several phases (MAROS and PALOTÁS 1998). This latter phenomenon is complicated by a subsequent hydrothermal ferric staining which can even enter the crystal structure, provably through fractures and microfractures. These red-stained zones are probably involved in the “red feldspar 2” time set while the “red feldspar 1” time set contains the generations of metasomatic feldspars that are connected to tectonic stress fields (Figure 4). As for their age we know only that they are younger than the microgranite generation. This problem needs further investigation.

We summarise the details about the event groups in the following (Figure 3, after MAROS and PALOTÁS 1998; MAROS and PALOTÁS 1999; KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 1999, SZABÓ 1999; SZABÓ *et al.* 1998). H indicates hydrothermal events, T indicates tectonic events, the numbering refers to

the numbering of the event groups. “a” and “b” indicate probably related events of different character within an event group, while the numbers in upper case separate events of the same character within one event group.

- 1 melt of granitic composition develops from the mother rock;
- 2a microgranite veins are derived from the melt in at least two phases. They are connected to different stress fields since they cut each other;
- 2b the first generation of quartz veins appears after precipitation from late stage fluids; this is followed by red feldspar generations connected to planes (the connection of the two phenomena is a working hypothesis at the moment);
- 3T¹ foliation forms in at least two phases, in Figure 4 we put them immediately after each other although naturally they can be farther from each other in time, but since we do not know the exact age of their formation we cannot insert other events between them; quartz lenses form as a result of dynamo-metamorphism;
- 3T² after the foliation a shear event affects the rock body, and because of this and the large depth ultramylonitic foliation of shear origin develops;
- 4H¹ different solutions penetrate the Fe-Mg-Ca silicates of the granitoid rocks and from these Fe-oxide/oxihydroxide (Fe-oxide/oxihydroxide I), quartz, chlorite and carbonate minerals precipitate;
- 4H² granitoid debris gets into the material of the infillings because of fault movement in several phases;
- 4T¹ the first faults form which can be characterised by striae of dextral and normal nature; in other strike-slip zones *en-echelon* carbonate veins form;
- 4H³ carbonate and sulphide precipitation occurs in several stages, at different thickness and temperatures; at greater depths the reducing solutions dissolve the metals (Mn, Fe) or carry them in solution (Ni, Co, Cu, Zn *etc.*) and these at higher temperature form sulphides, Fe-Mn (and maybe rare-earth-element) carbonates (carbonate I) *etc.*;
- 5H¹ carbonates of low Fe-Mn, but higher Mg-content (carbonate IIa, b, c) and argillaceous minerals (clay minerals I) develop at lower temperature; the separation into a, b, c parts is the consequence of the evaluation of the scanned pictures;
- 5H² argillaceous infillings are frequent: illite, palygorskite and vermiculite-like montmorillonite form and the Mg enters partly into the lattice of these minerals;
- 5H³ in the younger carbonate infillings it is common that a crust containing Fe-oxide/oxihydroxide (Fe-oxide/oxihydroxides II) and argillaceous minerals divides the different generations from each other; chlorite infillings also occur during this period although their time relation to the Fe-oxide/oxihydroxides is unclear; red feldspars form in the same period and occur as ferric contamination zones;

- 5T¹ faults (sinistral, inverse, normal then again sinistral), fractures and cracks without striae form; it does not mean that previously no such faults were active, but it can be said that there are fractures and fine cracks that formed after the carbonate II and the Fe-oxide/oxihydroxide II and the micro-deformations of the carbonates can be linked with them;
- 5T² thick and thin *en-echelon* carbonate infillings form connected to strike-slips; after this another thick carbonate generation and another fracture phase appear;
- 6a new carbonate precipitation occurs at low temperature; fractures form and a few overgrowth calcite crystals appear as infillings on the walls of the fractures (carbonate III);
- 6b the last phase is represented by Fe-oxides/oxihydroxides having formed in oxidising conditions and fill in mainly vertical fractures; these are dominantly yellow Fe-oxihydroxides and red Fe-oxides/oxihydroxides and manganese minerals (Fe-oxide/oxihydroxide III).

4. Summary

The exceptionally detailed scale of observation which can be achieved with this technique makes it possible to determine a very detailed event series compared to the previous investigations. However this event series raises further questions, for example the spatial arrangement of the different events and therefore the need of further divisions or reductions of the events. For the moment it is not possible to assign orientation to each event because there are too few objects that can be lined up in time. This can only be done, and the event succession specified when we carry out the same analysis retrospectively on Boreholes Űh-2 to 5. Since we initially approached the problem from a tectonic point of view, a more precise specification of the event series can be expected from further laboratory analyses and a more detailed analysis of the petrological evolution.

We would like to thank Zoltán Balla for his help in our analysis.

References

- BUDA, GY., 1968: A mecseki és velencei-hegységi granitoid kőzetek földpátjainak optikai és röntgen vizsgálata. Doktori értekezés (in Hungarian: Optical and X-ray analysis of feldspars of the granitoid rocks in the Mecsek Mts and the Velence Mts Doctoral). — *Manuscript*, Eötvös Loránd University, Faculty of Natural Sciences, Library of the Department of Mineralogy and Department of Petrogy and Geochemistry, Budapest.
- BUDA, GY., 1975: Classification of the Hungarian granitoid rocks on the basis of feldspar investigation. — *Proceedings of the Xth congress Carpatho-Balkan Geological Association, Ser. III. Tectonics*, pp. 5–57.
- BUDA, GY., 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh (Bohémiai)-masszívum granitoidjainak példáin. Kandidátusi értekezés (in Hungarian: Formation of collision granitoids of Variscian age on the example of granitoids from Hungary, the West Carpathians and the Bohemian Massif. Doctoral). — *Manuscript*, Eötvös Loránd University, Faculty of Natural Sciences, Library of the Department of Mineralogy and Department of Petrogy and Geochemistry, Budapest.
- BUDA, GY., 1994: The genesis and tectonic settings of the Hungarian Variscan granitoids correlated with some other surrounding occurrences — *International Mineralogical Association 16th General Meeting, 4–9 September 1994, Pisa, Italy*, Abstracts, pp. 89–90.
- GHANEM, M. A. E. A., and RAVASZ-BARANYAI, L., 1969: Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica 13*, pp. 191–219.
- HÁDEN, S., 1997: A fazekasboda-mórággyi-röghegységi granitoidok káliföldpátjainak ásványtani vizsgálata. Szakdolgozat (in Hungarian: Mineralogical analysis of K-feldspars of the granitoids in the Fazekasboda-Mórággy Mts. Thesis). — *Manuscript*, Eötvös Loránd University, Faculty of Natural Sciences, Library of the Department of Mineralogy and Department of Petrogy and Geochemistry, Budapest.
- JANTSKY, B., 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana (Géologie du socle cristallin granitidé de la montagne Mecsek). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve LX*, 385 p.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., Földvári, M., Rálich-Felgenhauer, E., and BARÁTH-SENYEI, K., 1999: A Mórággyi Komplexum granitoid képződésének repedéskitöltés-vizsgálata (in Hungarian: Analysis of fracture infillings of the granitoid rocks of the Mórággy Complex). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1998: Telephely-tektonika (in Hungarian: Site tectonics). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1999: Fúrómagok tektonikai vizsgálata (in Hungarian: Tectonic investigation of drill cores). In: BALLA 1999: Volume 2. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 2000: Evaluation of planar features in Boreholes Űveghuta Űh-22 and Űh-23 with CoreDump software (Az Űveghutai Űh-22 és Űh-23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MAROS, GY., PALOTÁS, K., DUDKO, A., and KOVÁCS-PÁLFFY, P., 1999: Az Űveghuta Űh-22 és Űh-23 fúrások tektonikai vizsgálata I–III. kötet (in Hungarian: Tectonic investigation of Boreholes Űh-22 and Űh-23 near Űveghuta, Volume I–III). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZABÓ, Cs., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Űveghuta körzetében. Karbonátos repedéskitöltés vizsgálatok Űveghuta környékén mélyített fúrások granitoid közeiben (in Hungarian: Final disposal of low and intermediate level radioactive waste. Site exploration in the vicinity of Űveghuta. Analysis of carbonate infillings in granitoid cores

- drilled near Üveghuta). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZABÓ, CS., GÁL-SÓLYMOS K., and SZABÓ-BALOG, A., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. Karbonátos repedéskitöltés vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid közetében (in Hungarian: Final disposal of low and intermediate level radioactive waste. Site exploration in the vicinity of Üveghuta. Analysis of carbonate infillings in granitoid cores drilled near Üveghuta). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZEDERKÉNYI, T., 1974: Paleozoic magmatism and tectogenesis in southeast Transdanubia — *Acta Geologica Hungarica* 18 (3-4), pp. 305-313.
- VADÁSZ, E., 1935: A Mecsekhegység (in Hungarian: The Mecsek Mountains). — *Magyar Tájak Földtani Leírása I.*, Stádium Sajtóvállalat Részvénytársaság, Budapest, 180 p.
- WEIN, GY., 1967: Délkelet-Dunántúl hegység szerkezeti egységeinek összefüggései az Oalpi ciklusban (in Hungarian: Relations among the structural units in southeast Transdanubia in the Palealpine cycle). — *Földtani Közöny* 97 (3), pp. 286-293.

AZ ÜVEGHUTAI Üh-22 ÉS Üh-23 FÚRÁSBAN ÉSZLELT ESEMÉNYEK IDŐSORRENDJÉNEK ÉRTÉKELÉSE CORETIME SZOFTVERREL

MAROS GYULA, PALOTÁS KLÁRA

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

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok Üveghutánál kijelölt telephelyének kutatása során lemélyített Üh-22 és Üh-23 fúrás maganyagát az ImaGeo magszkennerrel (MAROS, PALOTÁS 2000) beszkenneztük, majd a CoreTime programmodullal rögzítettük az objektumok relatív időbeli sorrendjét. A kőzetet ért eseményeket 6 tágabb időcsoportra osztottuk, amelyeket 16 részletezett magmás, metamorf, tektonikai, hidrotermás részcsoportha bontottunk. Ezekben belül 39 egyedi eseményt különítettünk el, amelynek alapjául 430 objektum időkapcsolata szolgált. Eseményeinket abszolút kor és egyéb anyagvizsgálati eredményekkel kalibráltuk.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok Üveghutánál (a Tolna megyei Bátaapáti területén) kijelölt telephely kutatása során lemélyített Üh-22 és Üh-23 fúrás maganyagát az ImaGeo magszkennerrel (MAROS, PALOTÁS 2000) beszkenneztük, és a képeken komplex geológiai értékelést hajtottunk végre. Először a CoreDump szoftverrel vektoros objektumokat értelmeztünk a raszteres képeken, amelyeket geológiai értelmüknek megfelelően adatbázisban különítettünk el (MAROS, PALOTÁS 2000). Az objektumok valódi térbeli helyzetükről, valamint földtani jelentésükről és genetikájukról hordoznak információt, a relatív időbeli sorrend rögzítésére azonban nem volt mód az adatbázisban. Ezért fejlesztettük ki a CoreTime programmodult, amely ezt a feladatot hajtja végre. Az alábbiakban a módszert és a vele kapott eredményt (eseménysorrendet) ismertetjük.

2. Módszer és értékelés

Az objektumok (MAROS, PALOTÁS 2000) kiértékelése során a CoreTime programmodul segítségével rögzítettük az egyes objektumok időbeli egymásutánosságát, amennyiben a képről erre vonatkozó információt tudunk leolvasni (1. ábra). Ezt általános földtani megfontolások alapján tettük. Néhány példa: fiatalabb egy objektum egy másiknál, ha ennek térbeli helyzetét akármilyen módon megváltoztatja (törés mentén elmozdítja) alakját képlékeny módon átalakítja, ha textúrája felülbélyegzi a másikat, vagy ha az objektum határa éles és egy repedéskitöltés középvonalához közelebb helyezkedik el. A korbesorolás mindig két objektumra vonatkozik, és „fiatalabb”, „idősebb” vagy „egyidejű” minősítést jelent. A szoftver az azonos típusú objektumokat azonos nevű időcsoportokba sorolja. A korbesorolás lehet direkt, amelyet a értékelő kutató ad meg közvetlen megfi-

gyelés alapján, és indirekt, amelyet a szoftver automatikusan generál. Ez utóbbi elvét a következő példa szemléltetheti: ha az apám idősebb nálam, és a nagyapám idősebb az apámnál, akkor ebből indirekt módon következik, hogy a nagyapám idősebb nálam.

Az értékelés végén a felhasználó ellentmondásmentes korbesorolást készít az időcsoportok között az objektumszinten már automatikusan ellentmondásmentes időrelációkból. Ennek alapelve a következő. Amennyiben egy időcsoportban nagyobb számban fordulnak elő olyan objektumok, amelyek egymás között előidejűségre és utóidejűség utaló minősítést is tartalmaznak, akkor az adott időcsoportot legalább két részre bontjuk (így keletkezik pl. a klorit 1 és klorit 2). Ezzel az időcsoportok között is ellentmondásmentes képet kapunk.

Az időcsoportok sorozatba állításánál természetesen a bennük található objektumok időkapcsolatai a döntőek. Elemzésünkben a 29 időcsoportot és 430 objektumok közötti időkapcsolatot sikerült elkülöníteni (MAROS et al. 1999), amely a rendkívül nagy számú permutációt enged meg az időcsoportok sorozatba állításánál. Ezért az általános szakmai megfontolások figyelembe vétele mellett a lehetséges megoldások közül a legegyszerűbb megkeresését tűztük ki célul, még akkor is, ha ennél bonyolultabb sorrendek is védhetők lehetnek. Az így kapott időcsoportosorrendet, ami hitünk szerint többé-kevésbé homogén eseménysorrendet jelent, kiegészítettük, illetve alátámasztottuk a tektonikai és földtani leírásban vázolt, valamint az anyagvizsgálatokból következő eseménysorrenddel.

A 2. ábrán mindkét fúrás időcsoportjainak sorrendjét ábrázoltuk. Látható, hogy a különböző időcsoportok sorrendjét eltérő megbízhatósággal adhattuk csak meg, megfigyeléseink pontossága, illetve szerencséje szerint. Fontosnak tartjuk azonban az 1 db objektum szintű kapcsolattal megadott sorrendeket is, mert az az egy megfigyelés az adott helyen a meztelen valóságot reprezentálja. A két ábra-

résznek – a két fúrás időcsoport-sorrendjének – a hasonlósága feltűnő, ami azt jelenti, hogy a korbesorolás megbízhatónak tekinthető, de természetesen mindkét sorrend ugyanazokat a koncepciók elemeket (általános földtani megfontolásokat) tartalmazza.

A 2. ábrán tehát az ellentmondásmentes sorrendhez elegendő mértékben bővített, önálló időcsoportok idősorrendje látható. A különböző nyilak az idősebb időcsoporttól a fiatalabb felé mutatnak. Mellettük a számok a szkennelt képeken, objektumszinten rögzített időkapcsolatokat jelentik. A vesszővel elválasztott számok közül az első a direkt kapcsolatok száma, ez pl. az Ūh-22 fúrás esetében azt jelenti, hogy van két palásság objektum (palásság 2), amely fiatalabb másik két palásság objektumnál (palásság 1). A vessző utáni szám az indirekt kapcsolatok számát jelzi, pl. az Ūh-23 fúrás esetében van egy közethatár-objektum (1 a 3 közül), amely idősebb egy mikrogránit-objektumnál (1 a 13 közül), de ez a mikrogránit-objektum idősebb egy palásság 1 vagy palásság 2 objektumnál (a mikrogránit és a palásságok közötti időkapcsolatok száma véletlenszerűen 13-13). Tehát van egy palásság objektum, amely indirekt módon biztos fiatalabb az adott közethatár objektumnál. Szögletes, piros nyilakkal kötöttük össze az egymás után helyezett időcsoportokat, a zöld nyilak nagyobb időintervallumokat ívelnek át, és csak azt jelzik, hogy a dédapa-dédunoka viszonyban sincs ellentmondás, sehol sem derül ki, hogy a dédunoka az idősebb, tehát ilyen módon megerősítik a piros nyilak kapcsolatrendszerét. Természetesen a nyilak hosszáról, az eltelt időről nincs fogalmunk sem a kapcsolatláncokban, sem a magányosan becsatlakozó időcsoportok esetében. Itt kap szerepet a koncepció, mert hiszen pl. az Ūh-22 jobbos elmozdulású időcsoportját helyezhettük volna a karbonátnál sokkal inkább bal felé, de mivel nem tudjuk, hogy mennyire, ezért csak jeleztük, hogy annál idősebb.

3. Eseménysorrend

Mindezek és egyéb tektonikai-földtani megfontolások alapján összefoglaljuk a kőzetet ért eseményeket, amelyeket az elemzés során rögzítettünk. Módszerünk az volt, hogy először egyesítettük a tektonikai és repedés-kitöltési események sorrendjét a két fúrásra, majd összevetettük a különböző anyagvizsgálatokból levezetett repedés-kitöltés-típusokkal és azok sorrendjével (a 3. ábrán ezek római számmal szerepelnek, KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1999), végül hozzárendeltük a K/Ar abszolút-eredményeket (3. ábra).

A kőzet kialakulásának főbb eseménycsoportjai (a kálimeszomatózis eseményeinek kivételével, amelynek tektonikai vonzatai egyelőre nem világosak) az alábbiakban körvonalazhatók:

- Kontinentális kéreg parciális olvadásával granitoid olvadék képződött (JANTSKY 1979, BUDA 1975, 1985), a variszkuszi orogén övben (VADÁSZ 1935, WEIN 1967, GHANEM, RAVASZ-BARANYAI 1969).
- A plutont maradékmagmából kiváló mikrogránit- és kvarctelerek szabdalták.

- A granitoid kőzetet többfázisú palásságot létrehozó dinamometamorf hatások érik, ezzel kapcsolatos anyagmobilizálódás és átrendeződés zajlik le. Mivel a milonitosodás a mikrogránittelérekre is érte, semmiképpen sem beszélhetünk a gránitosodás előtti metamorf palásság (GHANEM, RAVASZ-BARANYAI 1969, SZEDERKÉNYI 1974) átöröklődéséről. A dinamometamorfózis korát a variszkuszi hegységképződés idejére tehetjük, amelyet egyrészt a metamorfózishoz szükséges nyomás megléte, másrészt az a tény valószínűsít, hogy nem találtunk olyan hidrotermális kitöltést, amelyet a palásság felülírt volna, viszont annál többet, amelyik a palásságot metszette.

- Hidrotermális fázisok hagyják hátra különböző kitöltéseiket (kvarc, vas-oxid/oxihidroxid, vas-oxihidroxid, klorit, karbonát, agyagásványok). Ezek felfűtési kora egyelőre ismeretlen.

- A granitoid kőzet törékeny deformációval jellemezhető mélységbe kerül, elmozdulások, törések jönnek létre, új fluidummobilizálódás nyomán új kitöltésgenerációk keletkeznek (ez a hidrotermális esemény az illitből készült K/Ar adatok tanúsága szerint kréta korú és karbonát, vörös vas-oxid/oxihidroxid és különböző agyagásványos kitöltésekből tevődik össze: MAROS et al. 1999, KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1999).

- Szupergén fázisban goethit, mangándendrit, fennőtt kalcit repedés-kitöltések valamint törések keletkeznek például a kőzet gravitációs szétesésével, a korábbi törések felnyílásával, a litosztatikai nyomás csökkenésével.

A kálimeszomatózis koráról pillanatnyilag nincs megbízható adatunk. Habár a jelenségegyüttes jellemző az összletre, több megnyilvánulása és fázisa lehet. Egyrészt a földpátmegakristályok képződéséhez kapcsolódhat (BUDA 1968, 1994, HÁDEN 1997), érinti a granitoid kőzet mátrixát és több generációsan síkokhoz is kötődik (MAROS, PALOTÁS 1998). Ez utóbbi jelenséget bonyolítja egy utólagos, hidrotermális, akár a kristályok szintjén megvalósuló vasas festés, amely bizonyíthatóan repedéseken, mikrorepedéseken keresztül valósult meg. Valószínűleg ezeket a hidrotermális úton festett vörös festésű sávokat tartalmazza a „vörös földpát 2” időcsoport, míg a „vörös földpát 1” időcsoport a tektonikai erőkterekhez kapcsolható, metasztatikus eredetű földpátdúsulások generációit tartalmazza (4. ábra). Időben erről annyit tudunk, hogy a mikrogránit-generációknál fiatalabbak. Ez a problémakör további vizsgálatokat igényel.

Az eseménycsoportokat az alábbiakban részletezzük (3. ábra, MAROS, PALOTÁS 1998, MAROS, PALOTÁS 1999, KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1999, SZABÓ 1999 és SZABÓ et al. 1998 alapján). A jelölések közül a H a hidrotermális eseményeket, a T a tektonikai eseményeket jelenti, a számozás az eseménycsoportok számozása alapján történik. Az a és b jelek az eseménycsoporton belüli, valószínűleg összetartozó, de különböző jellegű eseményeket jelöli, míg a felső indexben szereplő számok az eseménycsoportokon belüli ugyanolyan jellegű eseményeket különítik el.

- 1 gránitos összetételű olvadék keletkezik az anyakőzetekből;
- 2a a mikrogránitellérek képződtek, legalább két fázisban, amelyek különböző erőkterekhez kötődnek, mivel metszik egymást;
- 2b a kvarcerek első generációja jelenik meg késői remanens oldatokból kicsapódás útján; ezt síkokhoz kötődő vörösföldpát-dúsulás követi (valószínűleg több generációban). A két jelenség összekapcsolása pillanatnyilag munkahipotézis;
- 3T¹ a palásság is bizonyíthatóan legalább két fázisú; a 4. ábrán közvetlenül egymás mögé tettük őket, de természetesen egymástól messzebb is lehetnek, mivel nem tudjuk a földtani korukat, az egymás mögé helyezést erősíti, hogy a két esemény közé nem tudunk más eseményeket beékelni; a dinamometamorfózis hatására anyagmobilizálódás útján kvarcitlencsék keletkeznek;
- 3T² a palásságot követően egy nyírási esemény éri a kőzetet, amelynek hatására és a feltehetően nagy mélység miatt nyírásos eredetű ultramilonitos palásság képződött;
- 4H¹ különböző oldatok a granitoid kőzetek Fe-Mg-Ca szilikátjait járják át, s ezekből csapódik ki a redox viszonyok függvényében vagy több fázisban a Fe-oxid/oxihidroxid (Fe-oxid/oxihidroxid I), kvarc, klorit, és karbonát;
- 4H² a repedések többszöri felnyílása révén a kitöltések anyagába granitoid kőzettörmelék kerül, ez szintén több fázisban történt;
- 4T¹ időben ezek utánra tehetők az első, vetőkarccal is jellemezhető elmozdulások, amelyek jobbos, majd normál értelműek voltak, elmozdulási zónákban kulisszás karbonátterek képződtek;
- 4H³ a továbbiakban a karbonátok és szulfidok kiválása zajlik több lépcsőben, különböző vastagságban és különböző hőmérsékleteken; nagyobb mélységben a redukzív oldatok a kőzetekből kioldják a fémeket (Mn, Fe) vagy oldott állapotban hozzák (Ni, Co, Cu, Zn stb.), amelyek magasabb hőmérsékleten szulfidokat, Fe-Mn (esetleg ritkaföldfém) tartalmú karbonátokat (karbonát I) stb. képeznek;
- 5H¹ alacsonyabb hőmérsékleten, kis Fe-Mn tartalmú, inkább Mg-tartalmú karbonátok (karbonát IIa, b, c), agyagásványok (agyagásvány I) képződnek, az a, b, c tagolást a szkennelt képek alapján elkülönített karbonát 1-3 időcsoportok sorrendje kívánja meg;
- 5H² gyakoriak az agyagásványos kitöltések: illit, paligorszkit, vermikulit, montmorillonit képződik, részben ezekbe épül be a Mg;
- 5H³ a fiatalabb karbonátos kitöltéseknél gyakori a különböző generációk közötti Fe-oxid/oxihidroxid és agyagásvány összetételű kérgék keletkezése (Fe-oxid/oxihidroxid II), ebben az időintervallumban klorit-kitöltések is jelen vannak a Fe-oxid/oxihidroxidokkal tisztázatlan időkapcsolatban; ezekkel párhuzamosan a síkokat követő vörös kálföldpátoknak az a generációja képződik, amely a vasat tartalmazó oldatokkal szennyeződve jelentkezik elszíneződött sávokként;
- 5T¹ ismét elmozdulások (balos, inverz, normál, majd ismét balos) és karc nélküli törések, hajszálrepedések keletkeznek, ez nem jelenti azt, hogy ilyenek az ezt megelőző időcsoportokban nem képződtek, hiszen az eddigi kitöltések is valamilyen törés, repedés által hagyott résben váltak ki; vannak tehát olyan hajszálrepedések, törések, amelyek a karbonát II és Fe-oxid/oxihidroxid II után képződtek, ehhez kapcsolódhat, hogy a karbonátok mikroszkopikus méretekben deformálódtak;
- 5T² elmozdulásokhoz kapcsolódóan vastag és vékony kulisszás kalcitkitöltések keletkeznek, és újra megjelenik egy vastag karbonátér-generáció, valamint két ezt követő töréses fázis;
- 6a újabb karbonát kiválás történik alacsony hőmérsékleten, törések keletkeznek, a törések, repedések falán néhány, fennőtt kalcitokkal borított kitöltés is megjelenik (karbonát III);
- 6b az utolsó fázist képviselik az oxidatív körülmények között, főleg a függőleges repedések mentén, képződött Fe-oxidok/oxihidroxidok, amelyek mára elsősorban sárga Fe-oxihidroxidok és vörös Fe-oxid/oxihidroxidok (Fe-oxid/oxihidroxid III), valamint a Mn-dendritek (Fe-oxid/oxihidroxid III).

4. Összefoglalás

A rendkívül részletes megfigyelési méretarány adta lehetőségek az eddigiekhez képest igen részletes eseménysorrend felállítását tették lehetővé. Ez az eseménysorrend azonban további kérdéseket is felvet. Például az egyes események térbeli elrendeződésének problémáját és az ebből következő további tagolás vagy esetleg összevonások szükségességét. Pillanatnyilag nem lehet az egyes eseményekhez térbeli irányokat rendelni, mert ehhez túl kevés az idősorrendbe állítható objektum. Ezt akkor lehet majd megvalósítani és az eseménysort pontosítani, ha visszamenőleg elvégezzük ezt az elemzést az Űh-2, -3, -4 és -5 fúrásokra is. Mivel megközelítésünk elsősorban tektonikai célú volt, az eseménysorrend pontosítását további anyagvizsgálatoktól és a kőzettani fejlődéstörténet részletesebb elemzésétől várhatjuk.

Köszönetet mondunk Balla Zoltánnak elemzésünkhöz nyújtott segítségért.

MINERALOGICAL CHARACTERISATION OF THE FISSURE FILLINGS IN THE ÜVEGHUTA GRANITE

PÉTER KOVÁCS-PÁLFFY, MÁRIA FÖLDEVÁRI, ERZSÉBET RÁLISCH-FELGENHAUER and KATALIN BARÁTH-SINYEY

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

Keywords: Carboniferous, granites, Hungary, mineralogy, Southeastern Transdanubia, veins

The Lower Carboniferous granitoid rocks, penetrated by the boreholes deepened at Üveghuta (Bátaapáti, Mecsek Mountains) area, are cross-cut by mineral veins with different thicknesses and positions.

The material of the fissure fillings in order of their frequency is: carbonates, quartz, clay minerals (montmorillonite, palygorskite, illite), chlorite, epidote, feldspar and Fe-oxihydroxides.

Based on the results of thin-section studies it can be determined that both the carbonates and the quartz, as well as other fissure filling minerals originated from hydrothermal solutions with different temperatures and chemical compositions.

The results of microscope, X-ray diffraction and thermal analysis were supplemented with auxiliary research (electron microprobe, fluid inclusion, isotope analysis, K/Ar age determination, *etc.*) for the paragenetic sequence of the fissure filling minerals.

1. Introduction

Lower Carboniferous granitoid rocks, intersected by the boreholes (first of all Üh-22 and Üh-23) deepened at Üveghuta (Bátaapáti, Mecsek Mountains), are cut by mineral veins of different thickness and position (carbonates, quartz, clay minerals, chlorite, epidote, feldspar and Fe-oxihydroxides).

The mineralogical analysis was made at the laboratories of the Geological Institute of Hungary. The results, completed with electron microscope and fluid inclusion (in calcite) analyses (SZABÓ *et al.* 1998, 1999), oxygen isotope, carbon isotope and sulphur isotope analyses (HERTELENDI *et al.* 1998, 1999) and K/Ar age determinations (BALOGH 1998, 1999), were presented in unpublished reports (BALLA *et al.* 1998, 1999).

The microscope analyses were performed on large thin sections and the mineral composition of the carbonate fillings was determined by the staining method. Colouring the sections, potassium-ferricyanide solution and alizarine red indicator were used in a 1/8 N HCl-solution.

The X-ray diffraction analyses were done on a Philips PW 1730 diffractometer under the following conditions: Cu anti-cathode, 40 kV and 30 mA tube current, graphite monochromator, goniometer speed 2 °/minute.

The more detailed research of the clay minerals was performed on the <2 µ clay mineral fraction separated by Atterberg cylinders. From the separated clay-mineral fraction, orientated preparations were made and these were investigated by XRD in an untreated state, treated with ethylene-glycol (60 °C/9 hour), and heated (490 °C/4 hour).

The thermal analyses were completed by Derivatograph PC simultaneous TG, DTG, DTA, in a ceramic (corundum) crucible, with a heating speed of 10 °C/minute up to 1000 °C and with Al₂O₃ as inert material.

In the following text we present the results of our investigation of the materials, and outline our conclusions.

2. Results of investigation

The investigation of the materials was completed by two main methods: studying of the rock samples and thin sections, and instrumental mineral determination. The results are presented by method, then complementary data are outlined concerning the origin of the fissure fillings.

2.1. The visual and microscope characterisation of the fissure fillings

The fissure filling material in order of frequency was: carbonates, quartz, clay minerals (montmorillonite, palygorskite, illite), chlorite, epidote, feldspar and Fe-oxihydroxides. The structure of the fillings was mosaic-like, or striped. The host rock is strongly altered in a thin zone along the fissure and this alteration crust is often spread over the fissure walls. In the crust there are often crushed rock fragments. The minerals composing the host rock – potash feldspar (microcline), plagioclase (albite-oligoclase), biotite, amphibole, chlorite and quartz – are frequent, and can be found in different quantities in the samples. These minerals got into the fluids which formed the

fillings on one hand as fractured, inherited components, on the other hand later, during sample preparation as unavoidable contamination.

From the point of view of mineral infillings, we found several different types of the veins, and they will be described below (the data of the thickness and the dip come from Boreholes Üh-22 and Üh-23).

Quartz veins are frequent, generally thin, somewhat lenticularly pinched out and are of quartzite type. The quartz are sometimes accompanied by potash feldspar and even carbonate. In some samples, beside quartz small amounts of tridimite was found. The quartz-veins are an integral part of the host rock, and their material is hard and impermeable. Fissure fillings dominated by quartz (>25%) are 1–40 mm thick, and their dip varies between 40–90°. The quartz veins could be divided into several categories.

Quartzite-like dykes, consisting of quartz squeezed by pressure from the granitoid rock, could be formed during more than one phase after the pegmatite and the microgranite.

The fissure fillings, re-crystallised from siliceous gel, originated from the late stage magmatic solutions or also from the pressure-squeezed siliceous material, altered later due to metamorphism. They typically consist of very small quartz grains squeezed into each other, displaying a “clung” texture.

Hydrothermal quartz dykes consist partly of short prismatic, slightly deformed crystals showing undulatory extinction and partly of quartzite-like, interlocking, mosaics of crystals. These were formed at relatively high temperature. These could be about the same age as the rock dykes or may equally be younger.

The fissure fillings, consist of idiomorphic, prismatic quartz, grown on the walls, sometimes with idiomorphic feldspar and carbonate in contact with large crystal faces, do not show pressure-deformation, and therefore they were formed from late hydrothermal solutions.

We describe the *striped quartz dykes* of Borehole Üh-22 in detail to illustrate the structure of the dykes.

- At a depth of 331.60 m there are often stubby, euhedral crystals on the edge of the veins, which indicates a higher formation temperature. These are followed by long prismatic crystals, which were formed at a lower temperature. Finally the central zone mainly consists Fe-bearing calcite and quartz as well as minor Fe-dolomite (Plate I, 1).
- At a depth of 332.50 m the fissure filling is also striped quartz, in which the inner zone consists of small, acicular prismatic quartz crystals, which was formed by the re-crystallisation of the siliceous gel, resulting from some kind of metamorphic process.
- At a depth of 411.50 m symmetric fissure fillings can be seen, in which three brecciated zones alternate with zones of microcrystalline dolomite, with large, corroded, xenomorphic quartz showing undulatory extinction and with small, stubby, idiomorphic quartz (Plate I, 2).

Feldspar veins are relatively rare. The feldspars, mainly microcline, give a pale pink colour to the thin fissure fillings composed of quartz and carbonate. The fissure fillings dominated by feldspar (>25% microcline and plagioclase), are 1–10 mm thick, and their dips vary between 70–80°. Thin microscopic veins, formed by twinned albite crystals, can be seen in the potash feldspar megacrystals. Two types of feldspar veins could be distinguished.

Pink feldspar (+quartz, calcite) veins were formed by metasomatism. They could be younger than the microgranite, and also belong to more than one phase.

Thin feldspar veins contain inclusions of *idiomorphic epidote*, and minor biotite, amphibole, and chlorite. The coloured minerals are totally fresh and unaltered, however most amphiboles, biotite and the feldspar in the host rock are altered.

Along the fissures in the host rock – mainly in the mylonitic zones – there is an enrichment of *flesh-red, small-grained and crushed potassium feldspar*, which may be the result of re-mobilised K⁺ (during mylonitisation) where hydrothermal solutions migrated in the fissures.

To illustrating the structure of the veins, we describe the striped feldspar veins in the deeper part of Borehole Üh-22 in detail.

- At 446.8 m depth thin, 0.1–1 mm, very fine-grained quartz-feldspar strips alternate with 1–3 mm thick clayey, Fe-oxide/oxihydroxide and carbonate-epidote-chlorite veins. The strips often surround small, rounded, fresh microcline crystals.
- At 472.60 m depth a fresh epidote vein replaces the middle part of the quartz-feldspar vein; the epidote appears here with mainly chlorite, calcite and Fe-minerals (pyrite, hematite, goethite).

Epidote-chlorite veins are not frequent. Their thickness is generally 1–10 mm, and dips vary between 50–90°. They are typically green and hard. They are intergrown with the material of the host rock. The epidote and chlorite – with calcite and Fe-minerals (pyrite, hematite, goethite) – appear in aggregates and more rarely in well formed crystals. In the 406.30 m of Borehole Üh-22 crystalline epidote-bearing “nests” were found in microcrystalline, earthy epidote and chlorite aggregates.

Chlorite veins are rare. Their thickness is 1–10 mm and their dips vary between 80–85°.

In some cases **fissure fillings with a high biotite content** can be found. Their thickness is 1–10 mm, and their dips vary between 50–85°.

Carbonate veins are commonest. In the studied samples calcite, dolomite, Fe-dolomite, ankerite and kutnahorite could be identified. The fissure fillings dominated by carbonate (>25%) are 1–40 mm thick, and their dips vary between 40–90°, mostly between 75–90°. In the carbonate veins *dolomite*, *kutnahorite* and *Fe-dolomite* are always older, and *calcite* is youngest. Clay mineral and/or Fe-oxide/oxihydroxide crusts are often seen among the different generations. The 160.00, 205.70 and 258.40 m sections of Borehole Üh-22 showed the following zonation in the car-

bonate veins more or less symmetrically from outside to inside (the veins are crossed by younger Fe-dolomite):

- rock breccia,
- mosaic-like, big, xenomorphic dolomite crystals,
- fibrous-prismatic, Fe-dolomite with undulatory extinction, which indicates high salt content and low temperature,
- thin clayey crusts (with or without hematite),
- micritic, mosaic-like, small botryoidal Fe-dolomite-bearing formations, which might originally have been aragonite,
- long prismatic, Fe-free dolomite,
- idiomorphic, mosaic-like Fe-dolomite, which could indicate higher temperature (Plate I, 3).

Fissures filled by clay minerals are frequent. Their main minerals are: montmorillonite (sometimes vermiculite-like), illite, and palygorskite. The fissure fillings dominated by clay minerals (>25%) are 1–10 mm thick, and their dips vary between 10–90°. The thickness of the crushed, argillised fault zone could sometimes be metres thick. The fissures with clay minerals are generally open, and the clay minerals are smeared on the wall of the fissures as a crust-like coating.

The **Fe-oxides/oxihydroxides** generally appear in separate veins, and their appearance is mostly characteristic of the high angle fissures. They give a typical dark red colour to the fissure fillings. Their most important component is *hematite* and its hydration decomposition product, *goethite*. In the investigated sample Fe-oxihydroxides can generally be found in small quantities. Hematite can be found in larger quantities (10–13%) generally in greater depths (e.g. in Üh-22, 368–471 m).

The rock breccia found on the external edges of the fissures is generally coated with Fe-oxihydroxides as a decomposition product. The main characteristic of the breccia is the ubiquitous presence of rock and mineral fragments.

The Fe-minerals found as fillings form a smeared, earthy-ductile material, generally on the walls of open fissures, in which mineral components could not be found, or found only in small amounts.

Based on the result of the thin-section studies it can be established that both the carbonates and the quartz, as well as other fissure filling minerals formed from hydrothermal solutions with different temperature and chemical composition. We could not preclude the possibility that among the fissure filling some Fe-oxides/oxihydroxides originated from weathering, but at the present time it is not possible to distinguish them.

Crushed, argillised **fault zones** could be noticed in the boreholes, which could be classed into the following groups based on their mineral composition:

1. calcite-bearing (e.g. in Üh-23, 65.1 m), probably formed in the third phase of carbonate formation (secondary, meteoritic calcite);
2. Fe-dolomitic as well as “ankeritic” (also Fe-bearing dolomite) ones (e.g. in Üh-22, 381.5–384.0 m) could represent the initial phase of the carbonate precipi-

tation, so they could be formed from hydrothermal solutions at higher temperature;

3. “vermiculitic” (e.g. in Üh-23, 169.6 m), which are more frequent in the fault zones.

2.2. The characterisation of the major fissure filling minerals based on X-ray diffraction and thermal analysis

Among the authigenic minerals formed from hydrothermal solutions in the fissure fillings, and in decreasing quantity, the most frequent minerals are the carbonates, montmorillonite, palygorskite, illite, epidote and Fe-oxihydroxides (Figure 1). The results of their instrumental mineralogical analyses are as follows.

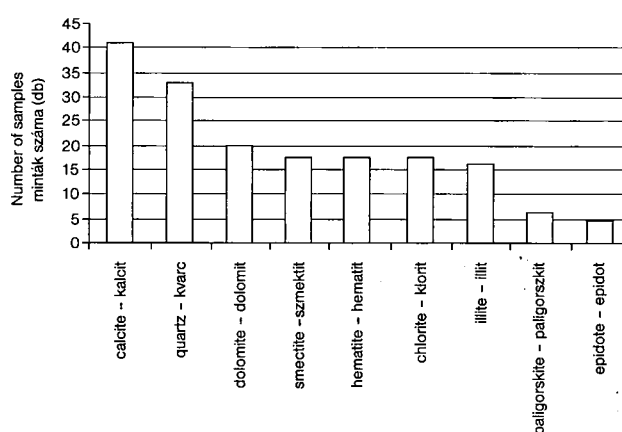


Figure 1. Distribution of the major fissure filling minerals in Borehole Üh-22

1. ábra. A fontosabb repedéskitöltő ásványok eloszlása az Üh-22 fúrásban

Carbonates. The greatest part of the fissure fillings are carbonate-bearing. Among the carbonates, we identified by analyses, the transitional forms of calcite, dolomite and Fe-dolomite as well as forms of ankerite and kutnahorite. Supplementary mass-spectrometry analysis revealed rare-

Table 1

Distribution of carbonates in the samples of Borehole Üh-22 and Borehole Üh-23

Borehole/ sample	Calcite	Dolomite	Ankerite	Kutnahorite
	%			
Üh-22/77	22	6	4	1
Üh-23/19	36	0.5	-	-

earth carbonates too (SZABÓ *et al.* 1998, 1999). Table 1 shows the average quantity of the different carbonate minerals found in Borehole Üh-22 and Borehole Üh-23. The distribution of carbonate minerals in Borehole Üh-22 is shown in Figure 2. The dominance of calcite can be seen in the upper and lower parts of the borehole, while Fe-bearing

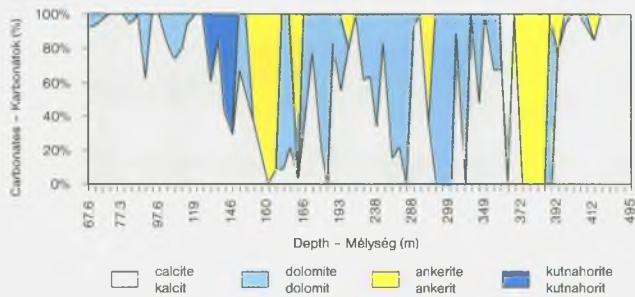


Figure 2. Distribution of the Ca-, Mg-, Fe- and Mn-carbonates in Borehole Üh-22

2. ábra. A Ca-, Mg-, Fe- és Mn-karbonátok eloszlása az Üh-22 fúrásban

dolomite and ankerite are characteristic for the middle part. The strongly Mn-bearing dolomites constitute of just one separate zone.

The analytical results of each carbonate mineral are outlined as follows.

Calcite [CaCO_3] was found in the majority of samples, often accompanied with other carbonate minerals. Calcite in most cases appears in the following mineral associations: calcite, calcite+dolomite, calcite+kutnahorite, calcite+quartz, calcite+chlorite±epidote, calcite+palygorskite, calcite+(Mg)montmorillonite.

XRD can be used to calculate the amount of Mg entering the calcite lattice. The scale of isomorphic replacement was calculated from the highest (104) reflection ($d = 29.44^\circ 2\theta$) with the help of determination curves (SZEMETHY 1975). The quartz reflection ($d = 26.64^\circ 2\theta$) indexed (1010) was used as a reference base. These d values appear between 29.36 – $29.56^\circ 2\theta$ (Figure 3) and the d value of the theoretical, stoichiometric calcite is $29.44^\circ 2\theta$. The $29.56^\circ 2\theta$ d value means maximally 3 mol% MgCO_3 entered the calcite lattice. In such samples, where beside the calcite there are practically no other carbonates (0–3% dolomite), montmorillonite is very scarce too. This proba-

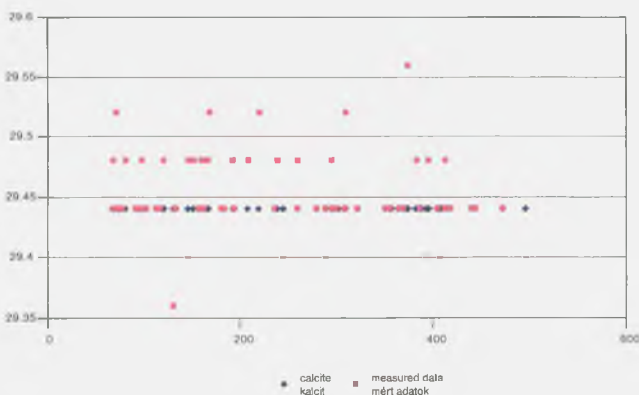


Figure 3. Distribution of the calcite (104) reflection in Borehole Üh-22

3. ábra. A kalcit (104) reflexiójának eloszlása az Üh-22 fúrásban

bly could be explained by the minimal Mg-content of the solution from which these minerals precipitated: insufficient for either separate Mg-carbonate, or Mg-bearing montmorillonite, so the Mg entered into the calcite lattice.

Calcites of metamorphic origin can contain 9 mol% MgCO_3 . This replacement depends on the temperature too, since for example at 500°C , 5 mol% MgCO_3 -bearing calcite is the stable mineral (SZEMETHY 1974). The small values (29.36 – $29.40^\circ 2\theta$) probably indicate Ca-poor calcite, since these generally could be measured in such samples where additionally dolomite, kutnahorite or ankerite, or even vermiculite-palygorskite are present. It is possible that the Ca^{2+} in the calcite lattice is replaced by the smaller Na^+ , Sr^{2+} or Ba^{2+} cations. These cations are released during the alteration of potassium feldspars and maybe plagioclases.

The samples studied are principally similar to the calcite of the Mesozoic sedimentary limestones, based on crystallinity data (activation energy, decomposition temperature) measured by thermal analysis. Their corrected decomposition temperatures vary between 885 – 908°C . This temperature values stand closer to the upper boundary of the range mentioned above (897 – 908°C), in the case of Mg-bearing calcites, measured by X-ray diffraction.

Based on the data, there seems to be at least two calcite generations in the samples:

- one with higher decomposition temperature, $>900^\circ\text{C}$ (Borehole Üh-22/68.8, 70.3, 81.0, 132.4, 218.5, 307.3 and Borehole Üh-23/173.38);
- one with lower decomposition temperature, $<900^\circ\text{C}$ (Borehole Üh-22/67.56, 113.3, 118.8).

However, the presumed two generations could not be separated on the basis of the thickness and the dip of the fissure fillings.

Beside calcite, *dolomite* [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] is the other most frequent carbonate mineral. Both the XRD and thermal analysis established interesting cation replacement in the Mg-carbonate lattice of the dolomites. In carbonates of hydrothermal and metamorphic origin solid solution replacement (Ca, Mg, Fe, Mn) is general. Both Fe and Mn replacement appear in the dolomites of the samples studied. The quantity of the replacement cation could indicate a temperature of formation.

The dolomites appear in the following important mineral associations: Fe-dolomite, Fe-dolomite+calcite, Fe-dolomite+quartz±calcite, Fe-dolomite+illite±quartz, Fe-dolomite+palygorskite+calcite+montmorillonite, kutnahorite (Mn-Fe-bearing dolomite)+calcite.

The distribution diagram of Mg-Fe-Mn carbonates (Figure 4) shows that in the samples studied stoichiometric dolomite, corresponding to the ideal formula, appears in just one sample (Üh-22/411.50 m). Fundamentally the majority of the dolomites lie between theoretical dolomite [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] and theoretical kutnahorite [$\text{Ca}(\text{Mn,Mg})(\text{CO}_3)_2$], grouped around Fe-dolomite [$\text{Ca}(\text{Mg}_{0.67}\text{Fe}_{0.33})(\text{CO}_3)_2$], and ankerite [$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$]. Accordingly our “dolomites” are mainly Fe-dolomites (Figure 4), with more or less Mn and Fe-replacement. The scale of the isomorphic replace-

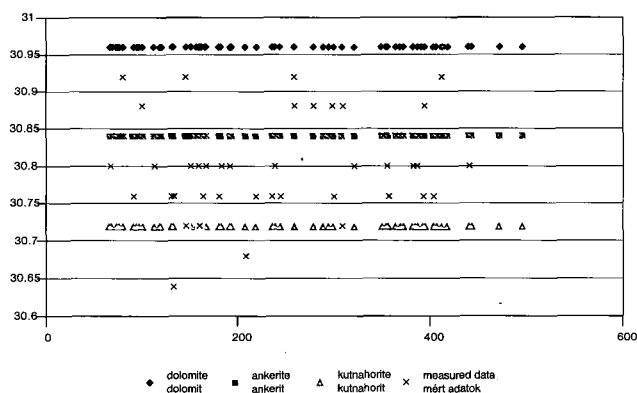


Figure 4. Distribution of the Mg-Fe-Mn carbonate (104) reflection in the samples Borehole Üh-22

4. ábra. A Mg-Fe-Mn karbonátok (104) reflexiójának eloszlása az Üh-22 fúrás mintáiban

ment was calculated during the X-ray diffraction from the highest (104) intensity reflection with the help of the determination curves (SZEMETHY 1975). Based on the XRD analysis the “dolomite” of the 58 samples from Borehole Üh-22 is distributed according to the following calculated composition:

- 1 dolomite $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$,
- 26 Fe-dolomite $[\text{Ca}(\text{Mg}_{0.67}\text{Fe}_{0.33})(\text{CO}_3)_2]$,
- 14 kutnahorite $[\text{Ca}(\text{Mn}_{0.84}\text{Mg}_{0.16})(\text{CO}_3)_2]$,
- 12 kutnahorite $[\text{Ca}(\text{Mg}_{0.66}\text{Mn}_{0.34})(\text{CO}_3)_2]$,
- 3 kutnahorite $[\text{Ca}(\text{Mn},\text{Mg})(\text{CO}_3)_2]$,
- 2 Ca-rich dolomite $[\text{Ca}_{0.6}\text{Mg}_{0.40}(\text{CO}_3)_2]$.

Fe-replaced dolomites are often called ankerite in the literature, but the pure $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, Fe-equivalent dolomite, has never been described as a natural mineral. According to synthesising experiments, Fe-replaced dolomites could be formed around 450 °C. Those “dolomites”, in which the Mg is partly replaced by Fe^{2+} , are often described as dolomite. For the Fe-bearing dolomites, which sometimes show a low Mn-content, various unofficial names are used, depending on their chemical composition (*e.g.* Fe-dolomite, brossite, ankerite, siderocalcite, para-ankerite *etc.*, HEY 1975).

Thermal analysis is also sensitive to the observation of Fe-replacement, sometimes more than XRD. The main conclusion from the observation is that the two-step decomposition reaction becomes three-step, and – in the case of less Fe-interlocking – a change happens in the temperature conditions of the two steps, *i.e.* in the simultaneous loss of mass (Figure 5). The anions bound to Fe dissociate at lower temperature than of anions bound to Mg (1.2), caused by higher electronegativity (1.8; FÖLDVÁRI 1987). This could result in the decomposition temperature of the Mg-Fe carbonate being lower, according to the Fe-content, than that of the pure Mg-carbonate. This will also lead to the fact, beside the measured or corrected decomposition temperature, that the temperature of the two dissociation-reactions get farther from each other.

Table 2 shows the composition of some Fe-dolomites.

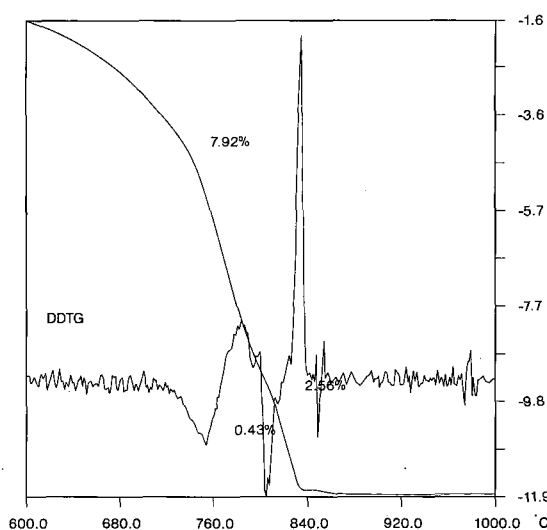
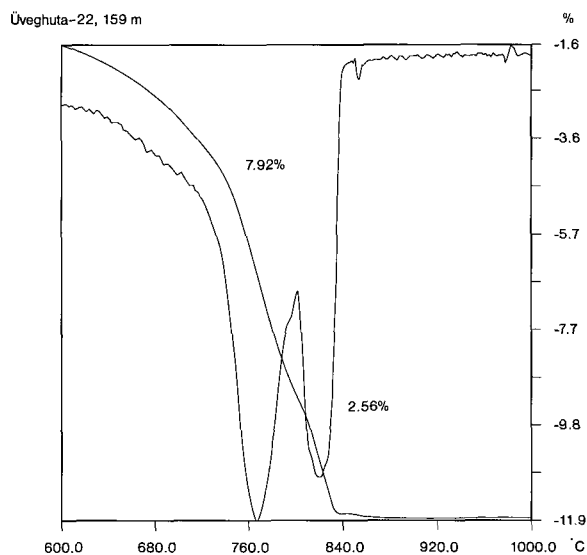


Figure 5. Derivatogram of the dolomite with a little of Fe-substitution

5. ábra. Dolomit derivatogramja kis mennyiségű Fe-helyettesítéssel

The Mn-bearing dolomites could be called kutnahorite, too. Generally in the literature the formula of this mineral is $(\text{Ca},\text{Mn},\text{Mg})(\text{CO}_3)_2$, sometimes with minor Fe. This composition was only unambiguously revealed in the samples studied from Borehole Üh-22. Based on the XRD studies the kutnahorites can be pure, Mn-rich, or Mg-rich.

Table 2

Chemical composition of the Fe-dolomite based on thermal analysis

Borehole	Depth [m]	Fe-dolomite [%]	Calculated composition	Distance between two reactions [°C]
Üh-22	159.0	22	$\text{Ca}_{0.5}\text{Mg}_{0.46}\text{Fe}_{0.04}$	52
Üh-22	381.5	30	$\text{Ca}_{0.5}\text{Mg}_{0.26}\text{Fe}_{0.24}$	67
Üh-22	384.3	21	$\text{Ca}_{0.5}\text{Mg}_{0.27}\text{Fe}_{0.23}$	57

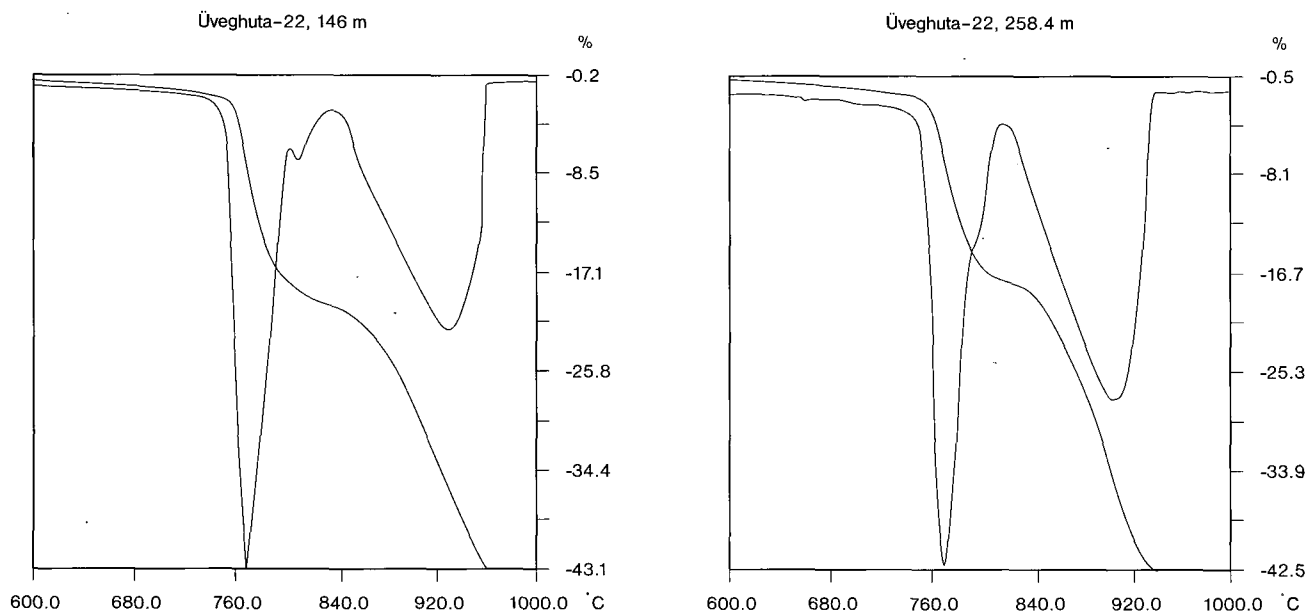


Figure 6. Derivatograms of Mn-bearing carbonates

6. ábra. Mn-tartalmú karbonátok derivatogramjai

In the type mineral the ratio of Ca:Mn:Mg:Fe cations was 7:5:2:1. There are known varieties in which the ratio of the cations is the following: Ca:(Mn,Mg,Fe) = 1:1, and Mn:Mg = 1:1 (IANOVICI *et al.* 1979).

The thermal analysis (Figure 6) also showed some Mn, though less calculated Mn than was measured by XRD, as Table 3 shows. For comparison, Table 3 shows the characteristics of two kutnahorites, one from Kapnikbánya (Cavnic, Romania), analysed by us, the other from the original site, Kutna Hora, Czech Republic.

Table 3

Chemical composition of the studied Mn-bearing dolomites based on thermal analysis

Borehole	Depth [m]	Mn-dolomite kutnahorite [%]	Chemical composition calculated from thermo-analytical curve	Distance between two reactions [°C]
Üh-22	146.0	80	Ca _{0.5} Mg _{0.46} Mn.(Fe?) _{0.04}	160
Üh-22	159.7	65	Ca _{0.5} Mg _{0.32} Mn.(Fe?) _{0.18}	155
Üh-22	258.4	77	Ca _{0.5} Mg _{0.36} Mn.(Fe?) _{0.104}	150
Üh-22	258.5	70	Ca _{0.5} Mg _{0.44} Mn.(Fe?) _{0.06}	138
Kapnikbánya	—	55	Ca _{0.5} Mg _{0.33} Mn.(Fe) _{0.17}	178
Kutna Hora*	—	—	Ca _{0.5} Mn _{0.32} Mg _{12.5} Fe _{0.065}	—

* From X-ray measurement (FARKAS *et al.* 1988).

The X-ray diffraction data of the Mg-bearing dolomite, (Mg) kutnahorite, traced from the fissure fillings, are compared to literature data in Table 4.

The relatively high Fe and Mn content in the composition of the fissure filling dolomites is confirmed by mass spectrometry (SZABÓ *et al.* 1998, 1999), where measured compositions vary between the following values:

- the older carbonates (dolomite, Fe-Mn-bearing dolomite) always contain MnO (0.32–2.72%), MgO (12.82–31.24%), FeO (1.61–13.27%) and CaO (10.57–34.91%);
- the younger carbonates (calcite) were formed at decreasing temperature with low Fe-Mn content: FeO (0.16–0.36%), MnO (0.18–0.69%). These latter ones locally do not always fill the fissures.

According to literature data, the cation composition of the different kutnahorite varieties fluctuates between the following ranges (in atom%, FARKAS *et al.* 1988): Mn (38–84) Fe (4–26) Mg (0–49) Ca (91–148). According to other published data on kutnahorite some 2 mol% CaFe(CO₃) can be dissolved at 400 °C, while at higher (500 °C) temperature this value could be even 15 mol%. GOLDSMITH *et al.* (1962) found a maximum of 4.4 mol% MnCO₃ in 20 samples of Fe-dolomites.

The kutnahorite, which is a mineral in the hydrothermal ore deposits mentioned above, represents the last phase of the hydrothermal activity in the Hungarian drill-cores (TSUSUE 1967).

REE (rare earth element) carbonate was identified by electron microscope analysis in dolomite crystals (SZABÓ *et al.* 1998, 1999), as small-grained inclusions (Borehole Üh-1, 89.8 m; Borehole Üh-5, 249.46 m). These contain the following components: Ce₂O₃ (9.03–38.64%), La₂O₃ (5.72–19.77%), Nd₂O₃ (2.03–22.55%) and SrO (6.98%). In the literature (HEY 1975) describes a Fe-dolomite containing similar REE, named “codazzite” with more than 7% (La, Ce,...)₂O₃. Beside the REE-carbonates mentioned above, in the sample Üh-1/89.8 REE-silicates were also identified, often accompanied by apatite grains, in the

Table 4

X-ray diffraction data of the studied kutnahorite

JCPDS 20-225i Mg-kutnahorite			Chvaletice (Czech Republic) (FARKAS et al. 1988)			Borehole Üh-22 146.0			Borehole Üh-22 159.7		
d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl
5.41	2	003	5.4110	1	003	5.4269	<1	003	5.3875	<1	003
			4.0674	<1	101						
3.73	8	012	3.7304	12	012	3.7165	7	012	3.7148	5	012
2.91	100	104	2.9162	100	104	2.9086	100	104	2.9082	100	104
2.701	2	006	2.7035	2	006	2.7026	<1	006	2.6940	3	006
2.564	2	015				2.5644	<1	015	2.5644	<1	015
2.423	6	110	2.4251	10	110	2.4153	6	110	2.4175	<1	110
2.209	10	113	2.2128	17	113	2.2057	<1	113	2.2036	6	113
			2.0830	<1	021						
2.031	6	202	2.0333	14	202	2.0265	<1	202	2.0269	12	202
1.862	4	024	1.8659	5	024	1.8589	4	024	1.8589	3	024
1.823	10	018	1.8256	21	018	1.8172	<1	018	1.8169	16	018
1.804	12	116	1.8052	21	116	1.8038	<1	116			
1.800	10	009				1.7985	20	009	1.7998	<1	009
									1.7924	13	?
			1.7634	<1	205						
1.578	2	211	1.5807	3	211	1.5750	<1	211	1.5750	<1	211
1.556	4	122	1.5584	8	122	1.5528	<1	122	1.5518	<1	122
1.512	2	1010	1.5135	2	10.10	1.5087	<1	1010	1.5070	<1	10.10
1.477	4	214	1.4788	7	214	1.4751	<1	214	1.4751	<1	214
1.457	2	208	1.4588	3	208	1.4544	<1	208	1.4568	1	208
1.445	2	119	1.4465	3	119	1.4423	<1	119	1.4423	<1	119
			1.4263	2	125						
1.398	2	300	1.4006	7	300						

d Å = place of the reflections in Å, Int = the intensity of the reflections, hkl = the index of the reflections

rhombohedral calcite, which is at locally cavernous, at the external boundary of the fissure filling. Their composition is as follows: P₂O₅ (8.05–39.02%), Sc₂O₃ (5.05–38.95%), Ce₂O₃ (5.61–24.84%), Nd₂O₃ (1.35–6.15%) and La₂O₃ (6.79–10.17%).

Montmorillonite [(1/2Ca,Na)_{0.7}(Al_{3.3}Mg_{0.3})(Si₈O₂₀(OH)₄·nH₂O)] belongs to the 2:1 type group of the clay minerals (NEMECZ 1973).

The quantity of montmorillonite exceeds 15% in Borehole Üh-22 at the following depths: 112.7–118.8, 167.2–244.0, 278.1 (argillised zone), 298.0–308.1 (generally thin, connected to 61–90° dip-fissures).

In Borehole Üh-23 montmorillonite increases at the following depths: 138.9–151.3, 167.8–169.6, 173.38 and 229.2 (thin, connected to 61–90° dip-fissures, except at 169.6 m, which is 5 cm thick with small dip).

In the montmorillonite-bearing samples (>25%) the following important mineral associations can be seen: montmorillonite, montmorillonite+illite, montmorillonite+palygorskite±illite, chlorite, calcite, montmorillonite+chlorite, montmorillonite+calcite.

X-ray diffraction features: on the original powder photograph the montmorillonite of the sections described above has a strong, pointed (001) basis reflection about 14 Å d, which indicates a well ordered structure. The image is virtually the same as that to the (001) reflection of vermi-

culite. However it has been identified as montmorillonite based on the X-ray diffraction of the orientated and treated specimens from the samples, i.e. the 14 Å d value measured on untreated samples, the 17 Å d value measured on the samples treated by ethylene-glycol and the 10 Å d value measured on the specimen heated to 490 °C unambiguously prove the presence of swelling montmorillonite.

The thermal analysis contributed and completed the results of the X-ray diffraction research on the montmorillonite-bearing samples. Among the reactions of the thermal measurements the most important are (FÖLDVÁRI 1986):

- the low-temperature dehydration process (at a temperature between 30–350 °C), during which the water, adsorbed on the surface and being in the interlayer space, escaped;
- the most important thermal reaction and suitable for classification of smectite type clays (montmorillonite) is when structural water of the hydroxyl group (octahedral layer) escaped, which can occur in the temperature range 390–900 °C;
- the high-temperature peak system gives further information about the lattice structure of the montmorillonite; the endothermic component of the peak-system indicates the collapse of the structure and the ion-regrouping, so long as the exothermic reactions refer to the formation of new phases.

Table 5

X-ray diffraction data of the palygorskite

JCPDS 21-958			Monoclinic palygorskite Glasgow (NEMECZ 1973)			Borehole Üh-22 166.4			Borehole Üh-22 441.9		
d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl
10.4	100	110	10.35	100	110	10.378	100	110	10.378	100	110
6.36	20	200	6.33	19	200	6.272	19	200	6.380	16	200
5.38	16	-130	5.382	13	-130	5.353	15		5.379	14	
4.46	20	040	4.462	29	040	4.457	46	040	4.457	30	040
4.36	4	-121	4.258	11	-121	4.345	22	-121	4.353	6	-121
4.14	18	121	4.129	15	121	4.114	22	121	4.168	15	121
			3.988	4	201						
3.65	10	240	3.648	10	131	3.648	21	240	3.654	13	240
3.44	4	150	3.436	3	150	3.458	15		3.464	4	
3.23	14	231	3.351	7	231						
			3.223	16	31-1	3.227	50	231	3.232	28	231
3.18	18	400	3.170	23	400	3.178	65	400	3.196	46	400
			3.088	11	32-1						
			2.885	3	33-1						
			2.673	6	41-1						
2.609	6	002	2.609	10	421	2.611	21		2.632	9	
2.585	10	440	2.585	15	440	2.579	34		2.602	19	
2.555	10	-161				2.550	45		2.550	15	-161
			2.536	17	061	2.523	36				
2.506	12	161	2.507	12	112				2.512	20	161

d Å = the place of the reflections in Å, Int. = the intensity of the reflections, hkl = the index of the reflections.

According to the thermal analyses it was established that among the samples investigated one group stands out on the basis of the strength of the water bound in the interlayer space (Üh-22/112.7, 118.8, Üh-23/138.9, 151.3, 167.8 and 229.3). A similar strength of bonding was recorded previously only in the case of the montmorillonites (ben-tonites) of hydrothermal origin. In other samples water release from the interlayer cations could not be seen, or was just recognised on the second derivative of the thermogravimetric curve. This could mean that in the interlayer space there are either univalent cations or no cations at all (as is the case of hydro-biotite). In most cases the water layer co-ordinated around the cation can be recognised as an inflection on the high-temperature line of the dehydration peak or sometimes as an independent peak. From the point of view of temperature this reaction appears between 170-180 °C in the investigated samples, in the case of another group (Üh-23/138.9, 151.3 and 229.2) it appears at about 195 °C. This temperature value depends on the hydration energy of the interlayer cations, and that is a function of the cation charge and size.

Mg, due to its smaller size, has a higher hydration energy than Ca, thus the exiting temperature of the water layer co-ordinated around it is higher by 50-60 °C than that of the usual Ca cation (FÖLDVÁRI *et al.* 1998). The loss of water bound to the cation at a higher temperature range (195-200 °C) makes the presence of Mg-cations probable in the interlayer space (maybe Mg>Ca), which explains why these montmorillonites seem to be vermiculite-like on the X-ray diffractograms. In the respect of dehydroxilation

the montmorillonites studied are more comparable to each other. The measured temperature values vary between 550-580 °C. This temperature range does not indicate an extreme octahedral cation composition (for example Mg), different from the usual montmorillonite, nor to the high temperature origin. At high temperature we could not detect any dehydroxilation process, since most samples contained some calcite, which has its thermal dissociation at the same range. Montmorillonite was probably formed both through the precipitation from hydrothermal solution (Mg>Ca), and through the alteration of the biotite. K⁺-ions were initially replaced by a water layer (hydro-biotite), then during progressive alteration Mg²⁺-ions gradually took the place of K⁺-ions (vermiculite, and Mg-montmorillonite).

Palygorskite [(Mg, Al)₂Si₄O₁₀(OH)·4H₂O] belongs to clay minerals, but its structure is very different from that of other clay minerals: essentially layer-like, it consists of chains of duplicate pyroxene chains with alternating connections. The chains are connected with octahedral surrounding cations. The "water"-molecules in the palygorskite structure can be found in different positions:

- connected to the terminal ion (mainly Mg) of the repeatedly broken octahedral-sheet (structural water);
- placed in the channels of the structure (zeolitic or free water), exchangeable to different ions, even bigger, long-chained and elongated organic molecules; the cation exchange capacity of the palygorskite can vary between 20-36 meq/100 g (Caillère *et al.* 1982);
- sometimes bound to the external surface (adsorbed water).

Table 6

Dehydration temperature of the water expelled from palygorskite based on published data

Reactions	°C	Explanation	Water amount (%)				
			(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1.	180 (2) <210 (4) 50-200 (5)	free water	8.5	9.0	7.5	8.0	~10
2.	280 (2) 210-350 (4) 200-300 (5)	bound water I	2.1	2.0	3.0	4.1	2-4
3-4.	350-600 (2) often double peaks 350-580 (4) 400-600 (5)	bound water II and OH	6.4	6.0	8.5	5.2	6.0
5.	about 800 580-800 (4) 800-900 (5)	OH	2.0	2.0		2.1	2.0
Total:			19.0	19.0	19.0	19.4	-21.0

After the temperature data and also in the column of the water content, the numbers refer to: (1) = BRADLEY 1940; (2) = MARTIN VIVALDI and FENOLL HACH-ALI 1970; (3) = KULBICKI and GRIM 1959; (4) = HAYASHI 1969; (5) = IVANOVA et al. 1974.

According to theoretical calculations the total water found in palygorskite, with the water originating from the two OH groups, is 19.6%. Higher values could be measured because of the adsorbed water.

This is the first description of palygorskite from this area of Hungary. It is found as a fissure-filling mineral, in the form of thin veins (1-2 mm). In Borehole Üh-22 the amount of palygorskite is over 10% at the following depths: 100.8-112.7, 166.4-167.2, 298.0, 308.0 ($\leq 43\%$, generally in thin fissures dipping at 61-90°) and 441.9 m (76%, in fissures dipping at <40°). In the samples studied palygorskite was found in the following important mineral associations: palygorskite (Üh-22/441.9), palygorskite+montmorillonite (Üh-22/112.7, 167.8, 169.6, 229.2, 298.0 and 308.1), palygorskite+calcite (Üh-22/100.8 and 171.8), and also in the re-dissolved cavities of the calcite (Üh-22/160.0); palygorskite+montmorillonite+calcite+dolomite (Üh-22/166.4 and 167.2). According to the X-ray diffractograms the monoclinic variety of palygorskite is present. Table 5 shows the important X-ray diffraction data compared to literature data.

To evaluate the thermal analyses we had to take into consideration that the literature data are generally in accordance with each other concerning the reaction temperature zones characteristic for the water types of palygorskite, but differ a little regarding the proportion of water observable on the thermal curves (Table 6).

According to X-ray diffractograms taken after heating, mass loss taking place up to 210 °C corresponds to the loss of the adsorbed and zeolitic water. Above that temperature the mineral gradually alters into palygorskite-anhydride, when the structural water has also gone. At 800 °C the structure of the mineral collapses, and while the temperature remains between 900-1000 °C generally enstatite and cristobalite, or cordierite and tridymite form (NEMECZ 1973).

The samples from the boreholes at Üveghuta do not contain pure palygorskite, thus the thermal reactions of the

minor minerals accompanying palygorskite are strongly masked by the reactions characteristic for palygorskite, and shown in the table above. For this reason the identification of the phases in the mineral associations at Üveghuta is possible based only on the third reaction between 440-490 °C (Figure 7). It is clear that there is a recurrent inflection on the low temperature part of the first reaction, which is probably the reaction of the adsorbed water, but in the literature the presence of some sort of cations is also suggested (CAILLÈRE and HÉNIN 1957). The uncertainties shown in Table 6 and the masking of the accompanying minerals

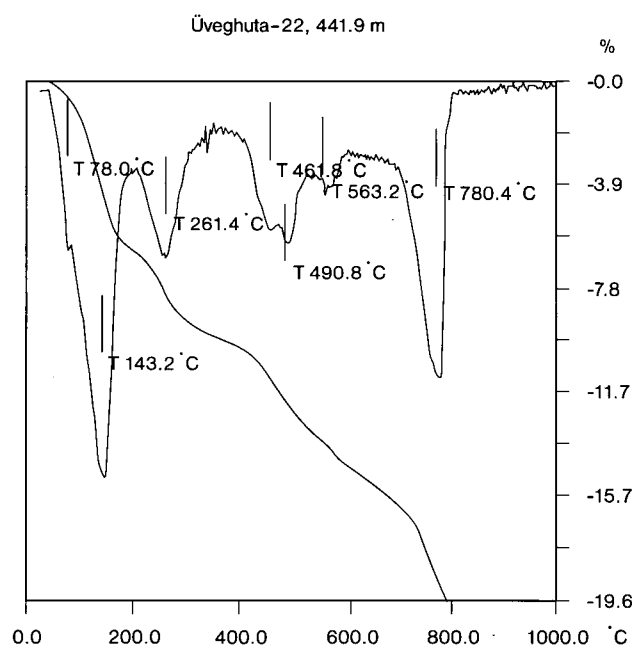


Figure 7. Derivatogram of a palygorskite-bearing sample

7. ábra. Palygorszkit-tartalmú minta derivatogramja

make a quantitative determination difficult. Every sample studied contained at least 3 accompanying minerals.

Illite $[K_{1-1.5}Al_4[Si_{7-6.5}Al_{1-1.5}O_{20}(OH)_4] \cdot nH_2O]$ is a phyllosilicate. Most illites are dioctahedral, namely muscovite-layered, but there are trioctahedral, biotite-type illite as well. The structure of illite substantially differs from that of muscovite and biotite in that it contains less interlayer cations, so the cohesion of the layers is weaker, and the regularity is also smaller in the layer succession. In addition, illite contains more, mainly adsorbed water.

X-ray diffraction analyses of the $<2 \mu$ fraction of the Samples Üh-22/182.6 and Üh-22/278.1 identified 1M-1Md varieties among the layer-polymorph varieties indicating a hydrothermal origin. This variety is stable at temperatures below 350 °C (NEMECZ 1973). On the diffractograms the intensity of the reflections found at the 20, 24, 29, 35 and 62° 2θ d values are approximately the same. Based on the (001) reflection probably a few smectite-interlayers could also be found in this illite. Similar 1M type illite is known in the Velence Hills and at Telkibánya. Based on the thermal analysis, the corrected temperature of the illite dehydroxylation in sample Üh-22/182.6 is 580 °C. A similar value was measured on the illite of epithermal origin (578 °C) at Recsk. The highest temperature of illite dehydroxylation at Telkibánya shown above is 601 °C, but that of the illite from the Velence Hills is 594.5 °C. Generally illite together with quartz is more frequent in the fissure fillings studied.

Epidote $[Ca_2(Al,Fe)_3(SiO_4)_3(OH)]$ was found by thermal analysis in association with calcite, pyrite and chlorite. The epidote has one thermal reaction, which appears in our case at 964 °C, and this marks the dehydroxylation of the mineral.

Fe-oxides/oxihydroxides are present in the samples taken from the fissure fillings, and their average values in the boreholes studied are shown in *Table 7*.

It can be established that the Fe-oxides/oxihydroxides were formed in two phases:

- in the early phase oxidising solutions altered the relatively reduced silicates of the granitoids into hematite (Fe-oxide/oxihydroxide I), silica, carbonates, clays *etc.*; they appear in the rock breccia at the external edges of the fissures.
- in the late phase the Fe^{2+} , found in the fissure-filling carbonates (Fe-dolomite, ankerite), was oxidised into Fe^{3+} under oxidising conditions, then in a slightly alkaline (pH ~8,5) environment they precipitated in the form of Fe^{3+} -oxide/oxihydroxide (Fe-oxihydroxide II). The Fe-minerals found as infillings generally form a smeared, earthy-ductile material in which other minerals are absent or rare.

Additional minerals were revealed by electron microprobe analysis (SZABÓ *et al.* 1998, 1999): isometric garnet grains on the external parts of the carbonate fissure fillings, Ni-bearing pyrite in higher temperature idiomorphic dolomite crystals, Co-Ni arsenides, U-Th oxides.

2.3. Complementary data concerning the origin of the fissure fillings

Complementary research was done on one part of the sample material of Borehole Üh-22 and Borehole Üh-23 at Üveghuta:

- analysis of fluid inclusions found in the carbonate fissure fillings, and the study of carbonate minerals by mass spectrometry;
- investigation of the ^{137}Cs sorption on different minerals;
- stable-isotope (O, C, S) analyses;
- K/Ar-age determination.

Based on this complementary research the following is established:

In the case of the carbonates, which are the most frequent fissure-filling minerals, the presence of ankerite, Fe-dolomite, Mn-bearing dolomite and calcite is observable, from depth to the surface, based on mass spectrometry and fluid inclusions studies. According to these results the carbonate minerals crystallised at least in three phases. First the ankerite, Fe-dolomite, Mn-bearing dolomite and part of the calcite (I: 170–210 °C) were formed at deep levels in a reducing environment and at high temperature. After that, in the second phase, light and dark coloured calcites were formed, which prove the mixing of reducing and oxidising conditions (II: 90–130 °C), and finally, the secondary, superficial calcites of meteoric origin were formed at low temperature (III: 40–50 °C) (SZABÓ *et al.* 1998, 1999).

Ca^{2+} and Na^+ release in accordance with the ratio of the alkaline ions to H^+ , caused by the argillisation (illite, montmorillonite) of the plagioclases (albite-oligoclase). This could determine the relatively salty character of the solutions too, as was established in the fluid inclusions of the carbonate veins (SZABÓ *et al.* 1998, 1999).

According to the isotope research, based on the measured $\delta^{18}O$ -values, the carbonate of the fillings is of hydrothermal origin and its precipitation could happen at different temperatures. The carbonate fissure fillings are of at least two generations; one could precipitate at a temperature between 63–74 °C and another between 29–48 °C (HERTELENDI *et al.* 1998, 1999). These results confirm the presence of the carbonate generations mentioned above, but under lower temperatures of precipitation.

The commonest material of the carbonate-filled fissures in granitoid rocks differently adsorb radioactivity (^{137}Cs). Generally those of calcite-dolomite composition adsorb weakly (1.14–3.23 dm^3/g), except for one calcite-montmorillonite sample, which shows a 6.16 dm^3/g adsorption, caused by the presence of the clay minerals. A special case exists in the case of the ankerite fissure fillings, in which under reducing conditions Fe^{2+} oxide/oxihydroxides, forming due to the Fe^{2+} oxidation, strongly adsorb the isotope (5.71 dm^3/g , M. NAGY and KÖNYA 1998, 1999).

K/Ar age determination was carried out on the prepared (2–10 μ fraction) of illite from Üveghuta, giving the ages of 75.2 ± 3.0 and 172.9 ± 6.6 Ma, indicating Middle Jurassic – Late Cretaceous (BALOGH 1998, 1999).

The rock-mechanical quality of the fillings are very different from those of the surrounding host rock:

- Those with a clay mineral composition are much more plastic and often smeared along the fissures. They are mainly Mg-montmorillonite, which reduces the permeability of the fissures and the fault zones with its excellent swelling capacity and also with its adsorption features.
- The quartz, potassium feldspar and epidote fissure fillings, generally bond with the host rock, are always closed, hard and impermeable.
- The carbonate fissure fillings are very often symmetrical, or zonal-lenticular, their central zones being sometimes cavernous, and often resorption can be also noticed, which clearly makes these fissures more permeable.

3. Conclusions

During our research we established that the minerals of the fissure fillings were formed in several phases as the result of the repeated opening and filling of fissures. After the emplacement of the granitoids the minerals were formed in a low-temperature, at least two-step hydrothermal phase, followed by a supergene phase.

In the early phase oxidising solutions altered the relatively reduced silicates of the granitoids into hematite (Fe-oxide/oxihydroxide I), silica, carbonates, clays *etc.*, which appear in the rock breccia at the external edges of the fissures.

Epidote, chlorite, sulphides etc. were formed at the highest temperature.

The majority of the fissure fillings have a carbonate composition. Among the carbonates, different transitional forms of *calcite, dolomite, Fe-dolomite, ankerite* and *kutnahorite* were identified.

The authigenic montmorillonite is generally *vermiculite-like montmorillonite* (Mg>Ca montmorillonite) formed at high temperature. However, the Mg content of the solutions was too low to produce vermiculite.

Later, with decreasing temperature and Mg-concentration of the hydrothermal solution, only *Ca-montmorillonite* was formed in a newer phase.

In addition to a lowering of temperature, a new Mg-enrichment of the solutions resulted in the appearance of *palygorskite*. The hydrothermal 1M variety of *illite* was identified in some samples, but it was generally formed due to the argillisation of feldspars and the adsorption of K⁺ by montmorillonite.

The Fe-oxides and -hydroxides (first of all hematite, then goethite), formed by hydration of the earlier formed hematite along vertical fissures, represent the last phase in oxidising conditions. The Fe-minerals, found as fillings, generally form a smeared, earthy-ductile material, in which other mineral components are absent or rare.

Summing up the results of the microscope, X-ray diffraction, thermal analysis and the auxiliary research, the development cycle of the Lower Carboniferous granitoids and the fissure fillings of the Mórágý Complex can be reviewed in *Table 8*.

Table 8

Hydrothermal processes affecting the rocks of the Mórágý Complex

Chronological order	Characteristic of mineral association	Formation temperature [°C]	K/Ar age [million year]	Comment
Supergene phase	calcite III, Fe-hydroxid II (goethite)	40-50		
II. hydrothermal phase	quartz, calcite II, palygorskite, illite, montmorillonite	90-130	75.2±3.0 (illit <10 μ) 106.9±4.1 (illit <2 μ) 117.2±4.5 (illit <2 μ) 172.9±6.6 (illit <10 μ)	Late Cretaceous Middle Cretaceous Early Cretaceous Middle Jurassic
I. hydrothermal phase	carbonat I (Mg, Fe, Mn and REE?-), epidote, garnet, sulphides, quartz-rock-breccia (Fe-oxide/oxihydroxide I)	170-210		
Formation of the granitoid complex	microcline megacrystals, veins porphyritic granitoids	~ 400	330-350 305-320 (biotite±amphibole)	Carboniferous Carboniferous

References

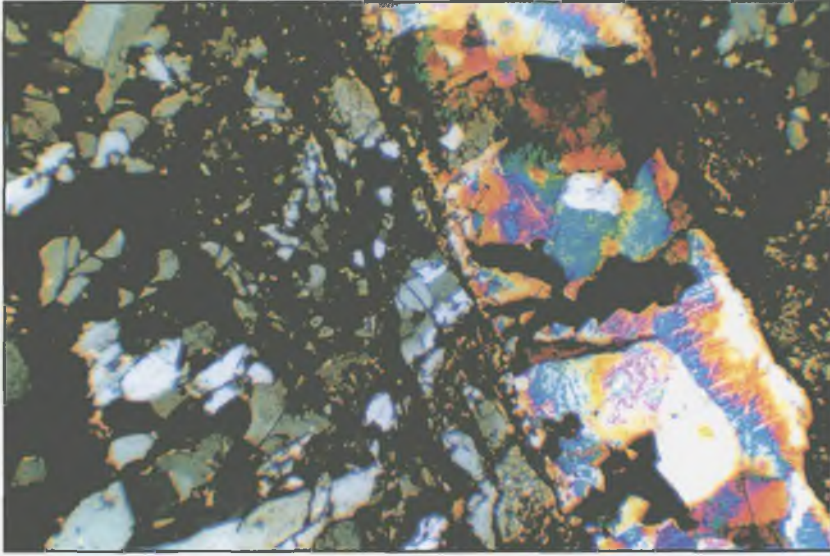
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARSI, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997–1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARSI, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALOGH, K., 1998: Üveghutai fúrásokból származó ásványok K/Ar kormeghatározása (in Hungarian: K/Ar age determination of the minerals originated from the Üveghuta boreholes). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALOGH, K., 1999: Üveghutai fúrásokból származó ásványok K/Ar kormeghatározása (in Hungarian: K/Ar age determination of the minerals originated from the Üveghuta boreholes). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BRADLEY, W. F., 1940: The structural scheme of attapulgitite. – *American Mineralogist* 25 (6), pp. 405–410.
- CAILLÈRE, S., and HÉNIN, S., 1957: The sepiolite and palygorskite minerals. In: MACKENZIE, R. C., (editor): *The Differential Thermal Investigation of Clays*. – Mineralogical Society, London, pp. 231–247.
- CAILLÈRE, S., HÉNIN, S., and RAUTUREAU, M., 1982: *Minéralogie des argiles*. – Masson, Paris - New York - Barcelona - Milan - Mexico - Rio de Janeiro, 189 p.
- FARKAS, L., BOLZENIUS, B. H., and WILL, G., 1988: Powder diffraction data and unit cell of kutnahorite. – *Powder Diffraction* 3 (3), pp. 172–174.
- FÖLDVÁRI, M., 1986: A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek (in Hungarian: Thermoanalytical methods applied to geological research). – *A Magyar Állami Földtani Intézet, Módszertani Közlemények* 1, 70 p.
- FÖLDVÁRI, M., 1987: Gesichtspunkte bei dem Einsatz der Thermoanalyse als instrumentelle Methode zur Phasenanalyse von Gesteinen. – *Chemie der Erde* 47 (1–2), pp. 19–30.
- FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., NAGY, M. N., and KÓNYA, J., 1998: The use of the second derivative of thermogravimetric curve for the investigation of exchanged interlayer cation in montmorillonite. – *Journal of Thermal Analysis* 53 (2), pp. 547–558.
- GOLDSMITH, J. R., GRAF, D. L., WITTERS, J., and NORTHROP, D. A., 1962: Studies in the system CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 . – *Journal of Geology* 70 (6), pp. 659–688.
- HAYASHI, H., 1969: Infrared study of sepiolite and palygorskite. – *American Mineralogist* 54 (11–12), pp. 1613–1624.
- HERTELENDI, E., SZÁNTÓ, ZS., PALCSU, L., FUTÓ, I., MOLNÁR, M., and SÁNDOR-MOGYORÓSI, M., 1998: Üveghuta, Udvari és Diósberény környezetéből származó karbonát, lösz és vízmintákon végzett izotópanalitikai vizsgálatok és az eredmények értelmezése (in Hungarian: Isotope analytical research on the carbonate, loess and water samples originated from the environment of Üveghuta, Udvari and Diósberény and the explanation of the results). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HERTELENDI, E., SZÁNTÓ, ZS., PALCSU, L., FUTÓ, I., MOLNÁR, M., and SÁNDOR-MOGYORÓSI, M., 1999: Üveghutai granitoid mintákon végzett izotópanalitikai vizsgálatok és az eredmények értelmezése (in Hungarian: Isotope analytical research on the Üveghuta granitoid samples and the explanation of the results). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HEY, M. H., 1975: *Chemical Index of Minerals*. – British Museum, London, 728 p.
- IANOVICI, V., STIOPOL, V., and CONSTANTINESCU, E., 1979: *Mineralogie* (in Romanian: Mineralogy). – Editura Didactică și Pedagogică, București, 827 p.
- IVANOVA, V. P., KASATOV, B. K., KRASAVINA, T. N., and ROZINOVA, E. L., 1974: *Termicheskiy analiz mineralov i gornyx porod* (in Russian: Thermal analysis of minerals and rocks). – Nedra, Leningrad, 398 p.
- KULBICKI, G., and GRIM, R. E., 1959: A new method for thermal dehydration studies of clay minerals. – *Mineralogical Magazine* 32 (244), pp. 53–62.
- M. NAGY, N., and KÓNYA, J., 1998: ^{137}Cs -izotóp geológiai mintákon történő szorpciójának vizsgálata (in Hungarian: Research of the ^{137}Cs -isotope sorption on geological samples). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- M. NAGY, N., and KÓNYA, J., 1999: ^{137}Cs -izotóp geológiai mintákon történő szorpciójának vizsgálata (in Hungarian: Research of the ^{137}Cs -isotope sorption on geological samples). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MARTIN VIVALDI, J. L., and FENOLL HACH-ALI, P., 1970: Palygorskite and sepiolite. In: MACKENZIE, R. C., (editor): *The differential Thermal Investigation of Clays*. – Academic Press, London - New York, pp. 553–573.
- NEMECZ, E. 1973: *Agyagásványok* (in Hungarian: Clay minerals). – Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- SZABÓ, CS., GÁL-SÓLYMOS K., and SZABÓ-BALOG, A., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. Karbonátos repedéskitöltés vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid közetein (in Hungarian: Final disposal of low and intermediate level radioactive waste. Site exploration in the vicinity of Üveghuta. Analysis of carbonate infillings in granitoid cores drilled near Üveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZABÓ, CS., GÁL-SÓLYMOS, K., and SZABÓ-BALOG, A., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. Karbonátos repedéskitöltés vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid közetein (in Hungarian: Final disposal of low and intermediate level radioactive waste. Site exploration in the vicinity of Üveghuta. Carbonate fissure filling research on the granitoid rocks of the boreholes drilled near Üveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZEMETHY, A., 1974: *A karbonátos kőzetek képződése, vizsgálata és gazdasági jelentősége. Karbonátásványok röntgenvizsgálata* (in Hungarian: Formation, analysis and economic importance of

- carbonate rocks. X-ray research of carbonate minerals). – Magyarhoni Földtani Társulat, Tanfolyamjegyzet, Budapest, pp. 275–291.
- SZEMETHY, A., 1975: Neogén fúrásminták karbonátásványainak röntgenvizsgálata (in Hungarian: X-ray research of the carbonate minerals of Neogene borehole-samples). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1975. évről*, pp. 303–314, Budapest.
- TSUSUE, A., 1967: Magnesian Kutnaborite from Ryujima mine, Japan. – *American Mineralogist* 52 (11–12), pp. 1751–1761.

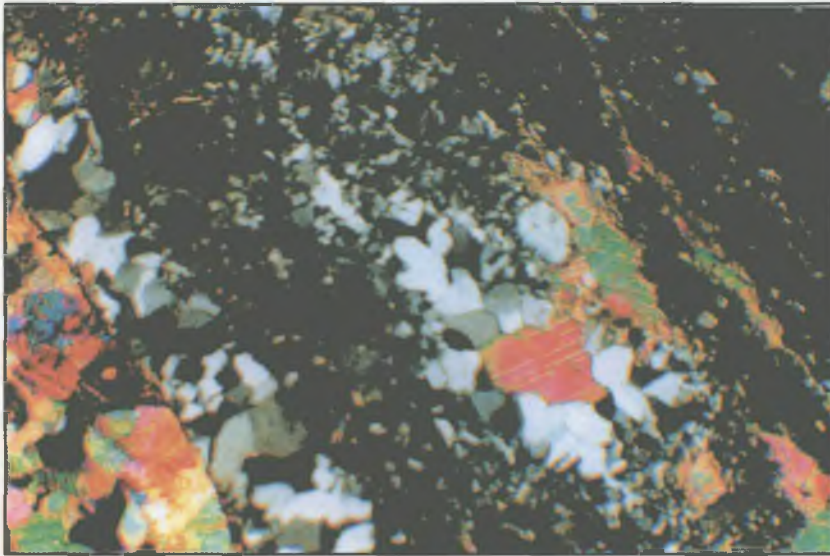
Plate I – I. táblázat

1. On the edge of the fissure filling squat, euhedral quartz prisms, then smashed quartz and rock clasts, then limonitic, coarse-crystalline-mosaic dolomite strip and finally brecciated bedrock can be seen. – A repedéskitöltés szélén zömök, euhedrális kvarc prizmák, majd zúzott kvarc és kőzettörmelék, aztán erősen vasas, nagykristályos-mozaikos dolomit sáv és végül a breccsás jellegű alapkőzet látható.
Borehole Úh-22, 331.60 m, N+, 50×.
2. Mosaic-xenomorphic Fe-dolomite zone followed by small-grained mosaic quartz crystal zone, which is interfingering on the edges with lenticular laminated silica and rock-clastic zones, – Mozaikos-xenomorf vasas dolomit sávot aprószemcsés mozaikos kvarc kristályok sávja követ, amely a széleken összefogazódik a lencsésen kihengerelt kova és kőzettörmelékes sávokkal.
Borehole Úh-22, 411.50 m N+, 50×.
3. Scalenohedral dolomite crystals found in the internal zone of the cavity along a fissure, with growth zoning. – Repedésmenti üreg belső sávjában szkalenoéderez dolomit kristályok találhatóak, növekedési zónással.
Borehole Úh-22, 258.40 m, N+, 50×.

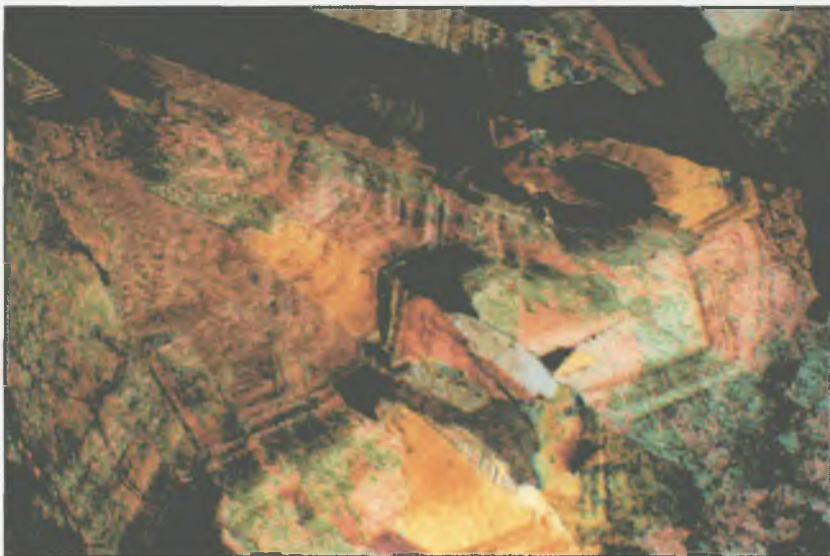
Photo by E. RÁLISCH-FELGENHAUER



1.



2.



3.

AZ ÜVEGHUTAI GRÁNITBAN TALÁLHATÓ REPEDÉSKITÖLTÉSEK ÁSVÁNYTANI JELLEMZÉSE

KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER, FÖLDEVÁRI MÁRIA, RÁLISCH LÁSZLÓNÉ, BARÁTH ISTVÁNNÉ

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

A Bátaapáti-Üveghuta (Mecsek hegység) térségében lemélyített fúrások által harántolt alsókarbon granitoid kőzeteket különböző vastagságú és helyzetű ásványos erek járják át.

A repedéskitöltések anyaga gyakorisági sorrendben: karbonátok, kvarc, agyagásványok (montmorillonit, paligorszkit, illit), klorit, epidot, földpát és Fe-oxihidroxidok.

A vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálatának eredményei alapján megállapíthatjuk, hogy mind a karbonátok, mind pedig a kvarc, de a többi repedéskitöltő ásvány is több generációban jött létre különböző hőmérsékletű és vegyi összetételű hidrotermás oldatokból.

A mikroszkópos és nagyműszeres (röntgendiffrakciós és termoanalitikai) vizsgálataink eredményeit különböző kiegészítő vizsgálattal (elektronmikroszkopos, folyadékzárvány, izotópanalítika, K/Ar kormeghatározás stb.) bővítettük a repedéskitöltő ásványok képződési sorrendjének pontosítása miatt.

1. Bevezetés

A Bátaapáti-Üveghuta (Mecsek hegység) térségében lemélyített, fúrások által harántolt alsókarbon granitoid kőzeteket különböző vastagságú és helyzetű ásványos erek (karbonát, kvarc, agyagásványok, klorit, epidot, földpát, Fe-oxid/oxihidroxidok) járják át.

Az ásványtani vizsgálatok (elsősorban az Üh-22 és Üh-23 fúrás anyagából) a Magyar Állami Földtani Intézet laboratóriumaiban készültek, eredményeiket – elektronmikroszkópos és a kalcitban található fluidumzárvány-vizsgálatokkal (SZABÓ et al. 1998, 1999), oxigénizotóp-, szénizotóp- és kénizotóp-vizsgálatokkal (HERTELENDI et al. 1998, 1999) és K/Ar kormeghatározásokkal (BALOGH 1998, 1999) – kiegészítve kézíratos zárójelentésekben (BALLA et al. 1998, 1999) mutattuk be.

A mikroszkópos vizsgálatokat nagyméretű vékonycsiszolatokon végeztük, a karbonát anyagú kitöltések ásványos összetételét festési módszerrel határoztuk meg. A csiszolatfestéshez káliumferricianid-oldatot és alizarinvörös indikátort használtunk 1/8 N HCl-os oldatban.

A röntgendiffrakciós vizsgálatokat számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Philips PW 1730 diffraktométerrel végeztük a következő felvételi körülmények között: Cu antikatód, 40 kV és 30 mA csőáram, grafit monokromátor, goniométer-sebesség 2 °/perc.

Az agyagásványok részletesebb vizsgálata a laboratóriumban Atterberg-hengerekben leválasztott 2μ agyagásványfrakción történt, a leválasztott agyagásványfrakcióból orientált preparátumokat készítettünk, amelyeket kezeletlen, etilén-glikolozott (60 °C/9 h), majd hevített állapotban (490 °C/4 h) röntgendiffrakciós módszerrel megvizsgáltunk.

A termoanalitikai vizsgálatok számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Derivatograph PC szimultán TG, DTG, DTA készülékkel, kerámia-, ill. korundtégelyben 1000 °C-ig 10 °/perc felfűtési sebességgel, és Al₂O₃ inert anyaggal készültek.

Az alábbiakban anyagvizsgálati eredményeinkről számolunk be, majd következtetéseinket vázoljuk.

2. Anyagvizsgálati eredmények

Anyagvizsgálatot két fő módszerrel végeztünk: kőzetminták és vékonycsiszolatok tanulmányozásával, valamint műszeres ásványmeghatározással. Eredményeinket módszerenként ismertetjük, majd kiegészítő adatokat közlünk a repedéskitöltések eredetéről.

2.1. Repedéskitöltések vizuális és mikroszkópos jellemzése

A repedéskitöltések anyaga gyakorisági sorrendben: karbonát, kvarc, agyagásványok, klorit, epidot, földpát és Fe-oxihidroxidok. A kitöltések szerkezete lehet mozaikos, illetve sávos. A befogadó kőzet a repedés felől vékony kéregben erősen bontott, és ez a bontási kéreg gyakran el van kenődve a repedés falain, a kéregben gyakran zúzott kőzettörmelék is található. A befogadó kőzetek ásványos összetevői – káliföldpát (mikroclin), plagioklász (albit-oligoklász), biotit, amfibol, klorit és kvarc – gyakoriak és változó mennyiségben találhatóak meg a mintákban. Ezek az ásványok egyrészt mint törmelékes, átörökölt elegyrész kerültek a kitöltést eredményező oldatokba, másrészt pedig utólag, a minta előkészítése során elkerülhetetlen szennyezésként jutottak a kiperarált anyagba.

Az ásványos kitöltések anyaga szempontjából az erek különböző típusait ismertük fel, amelyeket az alábbiakban írunk le (a vastagság- és dőlésadatok az Űh-22 és Űh-23 fúrásból származnak).

A **kvartcelérek** gyakoriak, általában vékonyak, néhol lencsésen kiemelkednek, kvarcit jellegűek. A kvarc káliföldpát, sőt karbonátok kíséretében is megjelenik, néhány mintában kvarc mellett kis mennyiségben *tridimit* is kimutatható volt. A kvarcerek a befogadó kőzettel erősen összefogazódnak, anyaguk kemény és vízzáró. Az uralkodóan (>25%) kvarc összetételű repedéskitöltések 1–40 mm vastagságúak, és dőlésük 40–90° változik. A kvartcelérek több változatba sorolhatók.

A *kvartcit* jellegű, a granitoid kőzetből nyomás hatására kipréselődött kvartciból álló telérek időben a pegmatit és mikrogranit után, több fázisban is képződhetnek.

A *kovagélból átkristályosodott*, késői remanens oldatokból vagy szintén nyomás hatására kiszorított kovaanyagból keletkezett repedéskitöltések későbbi metamorf hatásra átalakultak. Jellegzetesen nagyon apró egymásba nyomódott kvarcsemcsékből állnak, „összeakaszkodott” szövetűek.

A *hidrotermás kvartcelérek* részben rövid prizmás, kissé deformált, hullámos *kioltású kristályokból*, részben kvartciszzerűen összefogazódó mozaikos kristályokból állnak. Viszonylag magas hőmérsékleten képződtek. Lehetnek közel egyidősek a kőzettelérekkel, de fiatalabbak is.

A falakon fennőtt *idiomorf prizmás kvartciból*, esetenként *idiomorf földpátból* és nagykristályos kristálylapokkal érintkező karbonátból álló repedéskitöltések nem mutatnak nyomásos deformációt, késői hidrotermás oldatokból képződtek. Az egyes telérek felépítésének illusztrálására részletesebb leírást adunk az Űh-22 fúrás sávos kvartceléreiről.

- 331,60 m-ben az erek szélein gyakran zömök, euherális kristályok vannak, ami magasabb képződési hőmérsékletre utal, majd hosszú *prizmás kristályok* következnek, amelyek már alacsonyabb hőmérsékleten képződnek, végül a központi sávot főleg Fe-tartalmú kalcit és kvarc, valamint kevés Fe-dolomit képezi (I. tábla, 1).
- 332,50 m-ben a repedéskitöltés szintén sávos szerkezetű kvarc, amelyben a belső sáv apró méretű, tűs prizmás kvartcristályokból áll, ezek eredeti *kovagél átkristályosodása* révén képződhetnek, valamilyen metamorf folyamat hatására.
- 411,50 m-ben nem szimmetrikus repedéskitöltés figyelhető meg, amelyben három kőzetbreccsás sáv váltakozik mikrokristályos dolomitból, nagyméretű korrodált *hullámos kioltású xenomorf kvartciból* és apró, zömök *idiomorf kvartciból* álló sávval (I. tábla, 2).

Viszonylag ritkán fordulnak elő **földpátterek**. A földpátok, főleg a mikroklin, enyhe rózsaszínű árnyalatot kölcsönöznek a vékony kvarc-karbonátos összetételű repedéskitöltéseknek. Az uralkodóan földpát összetételű (>25% mikroklin, ill. plagioklász) repedéskitöltések 1–10 mm vastagságúak és dőlésük 70–80° között van. Ikresedett albit-

kristályok alkotta vékony, mikroszkópos méretű erek figyelhetők meg a káliföldpát-megakristályokban. A földpátterek két típusát különböztetjük meg.

Metaszomatikus úton képződtek a rózsaszínű *földpátos (+kvarc, kalcit) telérek*, amelyek időben az mikrogranitok utániak lehetnek, de több fázishoz is kötődhetnek.

A *vékony földpátterek* zárványként *idiomorf epidotot*, néha kevés biotit- és amfibolkristályt, valamint kloritot tartalmaznak. A színes elegyrészek teljesen üdék, semmilyen bontási jelenséget nem mutatnak, míg az őket befogadó kőzetben az amfibol, biotit és földpát nagy része erősen bontott.

Repedések mentén, a befogadó kőzetben – főként milonitos zónákban – gyakran megfigyelhető a *húsvörös, aprószemű és töredezett káliföldpát feldúsulása*, ami a milonitosodás folyamán újra mobilizálódott K⁺ és a repedésekben migráló hidrotermás oldatok eredménye lehet.

Az egyes telérek felépítésének illusztrálására részletesebb leírást adunk az Űh-22 fúrás mélyebb részein észlelt sávos földpátterekről:

- 446,8 m-ben vékony, 0,1–1 mm-es, nagyon finomszemcsés *kvartc-földpát* alkotta, valamint 1–3 mm vastagságú agyagos-Fe-oxid/oxihidroxidos és *karbonátos-epidotos-kloritos* összetételű sávok váltakoznak; a sávok gyakorta apró méretű, lekerekített, üde mikroklinkristályokat fognak közre, illetve ölelnek körbe.
- 472,60 m-ben egy *kvartc-földpát* összetételű ér középső részét üde *epidotból* álló sáv tölt ki; az epidot itt főleg klorit, kalcit és Fe-ásványok (pirit, hematit, goethit) társaságában szerepel.

Nem gyakoriak az **epidot-klorit erek** vastagságuk általában 1–10 mm, dőlésük pedig 50–90° között változik. Jellegzetes zöld színűek, kemények. A befogadó kőzet anyagával erőteljesen összefogazódnak. Az epidot és a klorit – kalcit és Fe-ásványok (pirit, hematit, goethit) kíséretében – halmazokban, ritkábban szép kristályokban fordulnak elő. Az Űh-22 fúrás 406,30 m-ében nagyon jól kristályosodott epidotból álló fészketek találunk, mikrokristályos-földes epidot- és klorithalmazokban.

Ritkábbak a **kloriterek**. Vastagságuk 1–10 mm, dőlésük 80–85°.

Néhány esetben **nagy biotittartalmú repedéskitöltést** is találtunk. Vastagságuk 1–10 mm, dőlésük 50–85° között változik.

Leggyakoribbak a **karbonátterek**. Vizsgált mintáinkban kalcitot, dolomitot, Fe-dolomitot, ill. ankeritet és kutnahoritot lehetett azonosítani. Az uralkodóan (>25%) karbonát összetételű repedéskitöltések 1–40 mm vastagságúak, és dőlésük 40–90°, de leggyakrabban 75–90° közötti. A karbonátterekben mindig a *dolomit*, a *kutnahorit* és a *Fe-dolomit* az idősebb, és a *kalcit* a legfiatalabb. Ezen utóbbiaknál a különböző generációk között gyakran agyagásvány- és/vagy Fe-oxid/oxihidroxid kérgék is megfigyelhetők. Az Űh-22 fúrás 160,00, 205,70 és 258,40 m-ében, a karbonáttereken belül többé-kevésbé szimmetrikusan kívülről befelé az alábbi sávok követik egymást (az ereket hálószerűen fiatalabb Fe-dolomit járja át):

- kőzetbreccsa,
- mozaikos, nagyméretű, xenomorf dolomit kristályok,
- rostos-prizmás, hullámos kioltású Fe-dolomit, amely magas sótartalmú és alacsony hőmérsékletű közegre utal,
- vékony agyagos kéreg (hematittal vagy anélkül),
- mikrites, mozaikos, apró vesés-gömbös botrioidális Fe-dolomitot tartalmazó képződmények, amelyek eredetileg aragonitból is állhattak,
- hosszúp prizmás, Fe-mentes dolomit,
- idiomorf, mozaikos Fe-dolomit, amely magasabb hőmérsékletre utalhat (I. tábla, 3).

Gyakoriak az **agyagásványos kitöltésű repedések**. Fő ásványai: montmorillonit (néha vermikulityszerű), illit, paligorszkait. Az uralkodóan (>25%) agyagásványos összetételű repedéskitöltések 1–10 mm vastagságúak, és dőlésük 10–90°. A töredezett, elagyagosodott vetőzónák vastagsága néha méteres nagyságrendű is lehet. Az agyagásványos repedések általában nyíltak, az agyagásványok kéregszerű bevonatként elkenődnek a hasadék falain.

Fe-oxid/oxihidroxidok általában önálló erekben fordulnak elő, legnagyobb gyakorisággal a nagy dőlésű repedésekre jellemző a jelenlétük. Jellegzetes, sötétvörös színt adnak a repedéskitöltésnek. Legfontosabb képviselőjük a *hematit* és ennek hidratációs bomlásterméke a *goethit*. A megvizsgált anyagban a Fe-oxid/oxihidroxidok folyamatosan jelen vannak általában kis mennyiségben, a hematit nagyobb mennyiségben (10–13%) való jelenléte a nagyobb mélységekre jellemző (pl. Üh-22/368–471).

A repedések külső határain található kőzetbreccsa általában Fe-oxid/oxihidroxidokkal – mint bontástermékekkel – átitott anyag, fő jellemzője a kőzet-, ill. ásványtörmelék állandó jelenléte.

A kitöltésként található Fe-ásványok általában nyílt repedések falain elkenődött földes-képlékeny anyagot képeznek, amelyben más ásványi komponens nem vagy csak kevés található.

A vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálatának eredményei alapján megállapíthatjuk, hogy mind a karbonátok, mind pedig a kvarc, de a többi repedéskitöltő ásvány is több generációban jött létre különböző hőmérsékletű és vegyi összetételű hidrotermás oldatokból. Nem zárjuk ki annak lehetőségét, hogy a repedéskitöltő Fe-oxid/oxihidroxidok között mállási eredetűek is előfordulnak, de jelenleg nem látjuk a megkülönböztetés lehetőségét.

A fúrásokban viszonylag gyakran figyelhetők meg erősen zúzott, agyagosodott **vetőzónák**, amelyek ásványos összetételük alapján a következő csoportokra oszthatók:

1. *kalcitos összetételűek* (pl. Üh-23, 65,1 m), valószínűleg a karbonátok képződésének harmadik fázisában keletkezett (másodlagos, meteorikus kalcit);
2. *Fe-dolomitos, valamint „ankerites” (szintén Fe-tartalmú dolomit) összetételűek* (pl. Üh-22, 381,5–384,0 m), képviselheti a karbonátkiválás kezdeti fázisát, tehát magasabb hőmérsékleten keletkezhetett a hidrotermás oldatokból;
3. *„vermikulitos” összetételűek* (pl. Üh-23, 169,6 m), amelyek gyakoribbak a vetőzónákban.

2.2. A fontosabb repedéskitöltő ásványok jellemzése röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatok alapján

A repedéskitöltésekben a hidrotermás oldatokból képződött autigén ásványok közül, mennyiségük csökkenő sorrendjében, leggyakoribbak a karbonátok, a montmorillonit, a paligorszkait, az illit, az epidot és a Fe-oxid/oxihidroxidok (1. ábra). Az alábbiakban ezek műszeres ásványtani vizsgálatának eredményeit ismertetjük.

Karbonátok. A repedéskitöltések legnagyobb része karbonátos összetételű. A karbonátok közül vizsgálatainkkal a kalcit, dolomit, Fe-dolomit, ill. ankerit, kutnahorit különböző átmeneti formáit azonosítottuk. Kiegészítő elektronmikroszkopos vizsgálatok ritkaföldfém-karbonátokat is kimutattak (SZABÓ et al. 1998, 1999). Az Üh-22 és Üh-23 fúrásokban kimutatott, különböző karbonátásványok átlagmennyiségeit az 1. táblázat tartalmazza. A karbonátás-

1. táblázat

Karbonátok megoszlása az Üh-22 és Üh-23 fúrások mintáiban

Fúrás/minta	Kalcit	Dolomit	Ankerit	Kutnahorit
	%			
Üh-22/77 db	22	6	4	1
Üh-23/19 db	36	0,5	-	-

ványok eloszlása az Üh-22 fúrásban az 2. ábrán látható. Megfigyelhető a kalcit dominanciája a fúrás felső és alsó részében, míg a központi részre inkább a Fe-tartalmú dolomit és ankerit jelenléte jellemző. Az erősen Mn-tartalmú dolomitok csak egy önálló sávot alkotnak.

Az alábbiakban az egyes karbonátásványok vizsgálati eredményeit ismertetjük.

Kalcit [CaCO_3] a minták nagy többségében kimutatható volt, gyakran más karbonátásvány kíséretében. A kalcit az esetek többségében a következő ásványtársulásokban fordul elő: kalcit, kalcit+dolomit, kalcit+kutnahorit, kalcit+kvarc, kalcit+klorit+epidot, kalcit+paligorszkait, kalcit+(Mg)montmorillonit.

Gyakran mérhető bizonyos fokú Mg-beépülés a kalcit-rácsban. Az izomorf helyettesítések mértékét a legnagyobb intenzitású (104) indexű reflexió ($d = 29,44^\circ 2\theta$) eltolódásából számítottuk ki az irodalomból ismert határozógörbék segítségével (SZEMETHY 1975). Vonatkoztatási alapként a kvarc (1010) indexű reflexióját ($d = 26,64^\circ 2\theta$) használtuk. Ezek a d értékek $29,36$ – $29,56^\circ 2\theta$ között jelentkeznek (3. ábra), az elméleti, sztöchiometrikus kalcit d értéke $29,44^\circ 2\theta$. A $29,56^\circ 2\theta$ d érték maximálisan 3 mol% MgCO_3 -beépülést jelent a kalcitrácsban, olyan minták esetében, ahol a kalcit mellett más karbonát szinte nincs (0–3% dolomit), sőt még a montmorillonit is nagyon kevés. Mindez valószínűleg azal magyarázható, hogy az oldatok Mg-tartalma minimális volt, ami nemhogy önálló Mg-karbonát, de még Mg-tartalmú montmorillonit képződésére sem volt elegendő, s így a Mg beépült a kalcitrácsba.

Az irodalomból ismert, hogy metamorf eredetű kalcitok 9 mol% MgCO_3 -ot is tartalmazhatnak. Ez a helyettesítés hőmérséklettől is függ, mert pl. 500°C -on 5 mol%

MgCO₃-tartalmú kalcit a stabil ásvány (SZEMETHY 1974). A kis értékek (29,36–29,40° 2Θ) valószínűleg Ca-szegény kalcitot jeleznek, ezek általában olyan mintákon mérhetők, amelyekben a kalcit mellett nagyobb mennyiségben van jelen dolomit, kutnahorit vagy ankerit is, esetleg vermikulit-paligorszkit. Lehetséges, hogy a kalcitrácsban a Ca²⁺-t a kisebb méretű Na⁺, Sr²⁺ vagy Ba²⁺ ion helyettesíti. Az említett kationok kálföldpátok, esetleg plagioklászok bontása folyamán szabadulnak fel.

A termoanalitikai módszerrel mérhető kristályosodottsági állapotot jelző adatok (aktiválási energia, bomlási hőmérséklet) alapján a vizsgált kalcitok leginkább a mezozoos üledékes mészkövek kalcitjaihoz hasonlítanak. Korrigált bomlási hőmérsékletük a 885–908 °C közötti tartományban ingadozik. A röntgendiffrakciósan mérhető Mg-beépülést tartalmazó kalcitoknál ez a hőmérséklet a fenti tartomány felső határához közelebb álló értékeken van (897–908 °C).

Az adatok alapján úgy tűnik, hogy mintáinkban legalább 2 kalcitgeneráció van:

- magasabb bomlási hőmérsékletű, >900 °C (Üh-22/68,8; 70,3; 81,0; 132,4; 218,5; 307,3 és Üh-23/173,38).
- alacsonyabb bomlási hőmérsékletű, <900 °C (Üh-22/67,56; 113,3; 118,8).

A repedéskitöltések vastagsága és dölése alapján azonban a feltételezett két generáció nem különíthető el.

A „dolomit” [elméleti képlete: CaMg(CO₃)₂] a kalcit mellett a másik leggyakoribb karbonátásvány. Mind a röntgendiffrakciós, mind a termoanalitikai vizsgálatok többekévesébe jelentős kationhelyettesítést mutattak ki a dolomitok Mg-karbonát rácssíkjában. Hidrotermás és metamorf eredetű karbonátokban általános a Ca, Mg, Fe, Mn 4 tagú szilárd oldat helyettesítés. Mind a Fe-, mind a Mn-helyettesítés jelentkezik a vizsgált minták dolomitjaiban. A beépült helyettesítő kation mennyiségének hőmérsékletjelző szerepe lehet.

A „dolomitok” a következő fontosabb ásványtársulásban figyelhetők meg: Fe-dolomit, Fe-dolomit+kalcit, Fe-dolomit+kvarc±kalcit, Fe-dolomit+illit±kvarc, Fe-dolomit+paligorszkit+kalcit+montmorillonit, kutnahorit (Mn-Fe tartalmú dolomit)+kalcit.

Mint az a Mg-Fe-Mn karbonátok eloszlási diagramjából (4. ábra) is kitűnik, a vizsgált mintákban a tiszta, tehát a képletének megfelelő, sztöchiometrikus dolomit egyetlen mintában (Üh-22/411,50 m) fordul csak elő. Lényegében a „dolomitok” többsége az elméleti dolomit [CaMg(CO₃)₂] és az elméleti kutnahorit [Ca(Mn,Mg)(CO₃)₂] között helyezkedik el, a Fe-dolomit [Ca(Mg_{0,67}Fe_{0,33})(CO₃)₂], ill. ankerit [Ca(Mg,Fe)(CO₃)₂] köré csoportosulva. Tehát „dolomitjaink” főleg Fe-dolomitok (4. ábra), több-kevesebb Mn-, ill. Fe-helyettesítéssel. Az izomorf helyettesítések mértékét röntgendiffrakciós vizsgálat során a legnagyobb intenzitású (104) indexű reflexió eltolódásából számítottuk ki az irodalomból ismert határozógörbék (SZEMETHY 1975) segítségével. Vonatkoztatási alapként a kvarc (1010) indexű reflexióját ($d = 26,64^\circ 2\Theta$) használtuk. A röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján az Üh-22 számú fúrásból származó 58 db minta „dolomitja” a következő számított összetételeknek megfelelően oszlik meg:

- 1 db dolomit [CaMg(CO₃)₂],
- 26 db Fe-dolomit [Ca(Mg_{0,67}Fe_{0,33})(CO₃)₂],
- 14 db kutnahorit [Ca(Mn_{0,84}Mg_{0,16})(CO₃)₂],
- 12 db kutnahorit [Ca(Mg_{0,66}Mn_{0,34})(CO₃)₂],
- 3 db kutnahorit [Ca(Mn,Mg)(CO₃)₂],
- 2 db Ca-dús dolomit [Ca_{0,6}Mg_{0,40}(CO₃)₂].

A Fe-helyettesítéses dolomitokat az irodalomban gyakran nevezik ankeritnek, bár a dolomit Fe-megfelelőjeként szereplő tiszta CaFe(CO₃)₂-ot nem írtak le természetes ásványként. A szintetizálási kísérletek szerint a 450 °C hőmérséklettartományban Fe-helyettesítéses dolomitok képződhetnek. Azokat a „dolomitokat”, amelyekben a Mg-ot részben Fe²⁺ helyettesíti, gyakran írják le dolomitként. A Fe-tartalmú dolomitokat, néha némi Mn-tartalommal, kémiai összetételüktől függően több, hivatalosan nem elfogadott néven említik (ferrodolomit, brossit, ankerit, sziderokalcit, paraankerit stb., HEY 1975).

A termoanalitikai vizsgálatok szintén érzékenyek a Fe-helyettesítés észlelésére, sőt esetenként érzékenyebbek, mint a röntgendiffrakciós módszer. Az észlelés lényege abban rejlik, hogy a dolomit kétféle bomlási reakciója háromlépcsőjűvé válik, illetve kisebb Fe-beépülés esetén a két lépcső hőmérsékleti viszonyai, vagyis az egyidejű tömegvesztési arányok megváltoznak. (5. ábra) A Fe-hoz kötődő anionok a Fe nagyobb elektronegativitási értéke (1,8) következtében alacsonyabb hőmérsékleten disszociálnak, mint a Mg-hoz (1,2) kapcsolódó anionok (FÖLDVÁRI 1987). Ez azt eredményezheti, hogy a közös Mg-Fe karbonát bomlási reakciójának hőmérséklete a Fe-tartalom mértéke szerint alacsonyabb lesz, mint a dolomittrácsban lévő tiszta Mg-karbonaté. Ez a mért, ill. korrigált bomlási hőmérsékleten kívül abban is megnyilvánul, hogy a két disszociációs reakció hőmérséklete távolabb kerül egymástól.

A 2. táblázat néhány Fe-dolomit összetételét mutatja be.

A Mn-tartalmú dolomitokat nevezhetjük kutnahoritnak is. Általában az irodalomban ennek az ásványnak a képlete

2. táblázat

Fe-dolomit kémiai összetétele termikus vizsgálatok alapján

Fúrás	Mélység [m]	Fe-dolomit [%]	Számított összetétel	Két reakció közötti távolság [°C]
Üh-22	159,0	22	Ca _{0,5} Mg _{0,46} Fe _{0,04}	52
Üh-22	381,5	30	Ca _{0,5} Mg _{0,26} Fe _{0,24}	67
Üh-22	384,3	21	Ca _{0,5} Mg _{0,27} Fe _{0,23}	57

(Ca,Mn,Mg)(CO₃)₂, néha Fe-tartalommal. Ezt az összetételt csak az Üh-22 számú fúrás vizsgált mintáiban sikerült egyértelműen kimutatni. A röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján összetételüket tekintve lehetnek tiszta, Mn-gazdag vagy Mg-gazdag kutnahoritok.

Az eredetileg leírt ásványban a Ca:Mn:Mg:Fe kationok aránya 7:5:2:1 volt, az ettől eltérő változatokat mangándolomit, mangánankerit, illetve ferromanganodolomit, hivatalosan nem elfogadott néven említik (HEY 1975). Ismertek változatok, amelyeknél a kationok aránya a követ-

zőknek felel meg: Ca:(Mn,Mg,Fe) = 1:1, ill. Mn:Mg = 1:1 (IANOVICI et al. 1979).

A termoanalitikai vizsgálatok (6. ábra) is kimutatták a Mn-tartalmat (kevesebb számított Mn-tartalommal, mint azt a röntgendiffrakciós adatokból kaptuk), amint azt a 3. táblázatban is láthatjuk. A táblázatban összehasonlítással bemutatunk egy Kapnikbányáról (Cavnic, Románia) származó általunk vizsgált kutnahorit, valamint az eredeti lelő-

3. táblázat

A vizsgált Mn-tartalmú dolomitok kémiai összetétele termikus vizsgálatok alapján

Fúrás	Mélység [m]	Mn-dolomit kutnahorit [%]	Termoanalitikai görbéből számított vegyi összetétel	Két reakció közötti távolság [°C]
Üh-22	146,0	80	Ca _{0,5} Mg _{0,46} Mn,(Fe?) _{0,04}	160
Üh-22	159,7	65	Ca _{0,5} Mg _{0,32} Mn,(Fe?) _{0,18}	155
Üh-22	258,4	77	Ca _{0,5} Mg _{0,36} Mn,(Fe?) _{0,104}	150
Üh-22	258,5	70	Ca _{0,5} Mg _{0,44} Mn,(Fe?) _{0,06}	138
Kapnikbánya	—	55	Ca _{0,5} Mg _{0,33} Mn,(Fe) _{0,17}	178
Kutna Hora*	—	—	Ca _{0,5} Mn _{0,32} Mg _{12,5} Fe _{0,065}	—

* Röntgendiffrakciós mérésből (FARKAS et al. 1988).

helyéről, a csehországi Kutna Horáról származó ásvány jellemzőit is.

A repedéskitöltésekben kimutatott Mn-tartalmú dolomit, (Mg) kutnahorit, röntgendiffrakciós adatait a 4. táblázatban vetjük össze irodalmi adatokkal.

A repedéskitöltő dolomitok összetételében a viszonylag magas Fe- és Mn-tartalmat az elektronmikroszondás vizsgálatok (SZABÓ et al. 1998, 1999) is megerősítették, a mért összetételek a következő értékek között változnak:

- Az idősebb karbonátok (dolomit, Fe-Mn tartalmú dolomit) rendszeresen tartalmaznak MnO-t (0,32–2,72%), MgO-t (12,82–31,24%), FeO-t (1,61–13,27%) és CaO-t (10,57–34,91%).
- A fiatalabb karbonátok (kalcit) csökkenő hőmérsékleten képződtek, alacsony Fe-Mn tartalommal: FeO (0,16–0,36%), MnO (0,18–0,69%). Ez utóbbiak nélkül nem töltik ki teljesen az üregeket.

Az irodalmi adatok szerint a különböző kutnahorit-változatok kationösszetétele a következő határok között ingadozik (atom%-ban, FARKAS et al. 1988): Mn (38–84) Fe (4–26) Mg (0–49) Ca (91–148). Más irodalmi adatok szerint a kutnahoritban csak kb. 2 mol% CaFe(CO₃) tud oldódni 400 °C-on, magasabb (500 °C) hőmérsékleten ez az érték már 15 mol% is lehet. GOLDSMITH et al. (1962) 20 db Fe-dolomitban maximum 4,4 mol% MnCO₃-t talált.

Képződését tekintve a kutnahorit a hidrotermás tevékenység utolsó fázisát képviseli (TSUSE 1967), az említett külföldi példákban hidrotermás értelemek ásványa.

RFF (ritkaföldfém)-karbonátot elektronmikroszkópos vizsgálatokkal mutattak ki dolomitkristályokban (SZABÓ et al. 1998, 1999), aprószemcsés zárványok formájában (Üh-1/89,8; Üh-5/249,46). Ezek a következő komponenseket tartalmaznak: Ce₂O₃ (9,03–38,64%), La₂O₃ (5,72–

A vizsgált kutnahorit röntgendiffrakciós adatai

4. táblázat

JCPDS 20-225i Mg-kutnahorit			Chvaletice (Csehország) (FARKAS et al. 1988)			Üh-22 146,0 m			Üh-22 159,7 m		
d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl
5,41	2	003	5,4110	1	003	5,4269	<1	003	5,3875	<1	003
			4,0674	<1	101						
3,73	8	012	3,7304	12	012	3,7165	7	012	3,7148	5	012
2,91	100	104	2,9162	100	104	2,9086	100	104	2,9082	100	104
2,701	2	006	2,7035	2	006	2,7026	<1	006	2,6940	3	006
2,564	2	015				2,5644	<1	015	2,5644	<1	015
2,423	6	110	2,4251	10	110	2,4153	6	110	2,4175	<1	110
2,209	10	113	2,2128	17	113	2,2057	<1	113	2,2036	6	113
			2,0830	<1	021						
2,031	6	202	2,0333	14	202	2,0265	<1	202	2,0269	12	202
1,862	4	024	1,8659	5	024	1,8589	4	024	1,8589	3	024
1,823	10	018	1,8256	21	018	1,8172	<1	018	1,8169	16	018
1,804	12	116	1,8052	21	116	1,8038	<1	116			
1,800	10	009				1,7985	20	009	1,7998	<1	009
									1,7924	13	?
			1,7634	<1	205						
1,578	2	211	1,5807	3	211	1,5750	<1	211	1,5750	<1	211
1,556	4	122	1,5584	8	122	1,5528	<1	122	1,5518	<1	122
1,512	2	1010	1,5135	2	10.10	1,5087	<1	1010	1,5070	<1	10.10
1,477	4	214	1,4788	7	214	1,4751	<1	214	1,4751	<1	214
1,457	2	208	1,4588	3	208	1,4544	<1	208	1,4568	1	208
1,445	2	119	1,4465	3	119	1,4423	<1	119	1,4423	<1	119
			1,4263	2	125						
1,398	2	300	1,4006	7	300						

d Å = reflexiók helye Å-ben, Int. = a reflexiók intenzitása, hkl = a reflexiók indexei.

19,77%), Nd_2O_3 (2,03–22,55%), SrO (6,98%). Az irodalomban (HEY 1975) hasonló RFF-ket tartalmazó Fe-dolomit változatot ismernek, a „codazzitot”, 7% fölötti (La, Ce,...) $_2\text{O}_3$ -tartalommal. A fenti RFF-karbonátok mellett az Üh-1/89,8 jelzésű mintában RFF-szilikátokat is sikerült kimutatni gyakori apatitszemcse kíséretében, a repedéskitöltés külső határán lévő, néhol üreges romboéderecskékben. Ezek összetétele a következő: P_2O_5 (8,05–39,02%), Sc_2O_3 (5,05–38,95%), Ce_2O_3 (5,61–24,84%), Nd_2O_3 (1,35–6,15%), La_2O_3 (6,79–10,17%).

A montmorillonit $[(1/2\text{Ca},\text{Na})_{0,7}(\text{Al}_{3,3}\text{Mg}_{0,3})[\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}]]$ a 2:1 típusú agyagásványok csoportjába tartozik (NEMECZ 1973).

Az Üh-22 fúrásban a montmorillonit mennyisége 15% fölül emelkedik a következő mélységekben: 112,7–118,8; 167,2–244,0; 278,1 (agyagosodott zóna); 298,0–308,1 (általában vékony, 61–90° dőlésű repedésekhez kötődve).

Az Üh-23 fúrásban a montmorillonit a következő mélységekben dúsul: 138,9–151,3; 167,8–169,6; 173,38 és 229,2 (vékony, inkább 61–90° dőlésű repedésekhez kapcsolódva, kivéve a 169,6 m-nél levőt, amely kis dőlésű 5 cm vastagságú repedéskitöltés).

A montmorillonittartalmú (>25%) mintákban a következő fontosabb ásványtársulások figyelhetők meg: montmorillonit, montmorillonit+illit, montmorillonit+paligorszkrit+illit, klorit, kalcit, montmorillonit+klorit, montmorillonit+kalcit.

Röntgendiffrakciós tulajdonságaik: az eredeti porfelvételeken főleg az említett szakaszok montmorillonitja erőteljes, hegyes (001) bázisreflexióval rendelkezik 14 \AA d érték körül, ami jó rendezettségre utal. Gyakorlatilag a vermikulit (001) reflexiójához hasonló képet látunk. Vermikulit voltát azonban kizárja az a tény, hogy a mintákból készített orientált és kezelt preparátumokon végzett röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint ez az ásvány montmorillonit. Ugyanis a kezeletlen felvételeken mért 14 \AA d érték, az etilénligolozottakon mért 17 \AA d érték (ezt befolyásolhatja a rétegtöltés eloszlása, a rétegek közötti kation minősége, a minta relatív nedvessége) és a 490 °C-ra hevített preparátumokon mért 10 \AA d érték egyértelműen a jól duzzadó montmorillonit jelenlétét bizonyítják.

A termoanalitikai vizsgálatok hozzájárultak és kiegészítették a montmorillonitos mintákról készített röntgendiffrakciós felvételek eredményeit. A termikus felvételek reakciói közül a következők a legjelentősebbek (FÖLDVÁRI 1986):

- az alacsony hőmérsékletű dehidratációs folyamat (30–350 °C közötti hőmérsékleti tartományban), melynek során a felületen adszorbeált, ill. a rétegek közötti térben lévő víz távozik el;
- a szmektit típusú agyagásványok, így a montmorillonit legfontosabb és csoportosításra is alkalmas termikus reakcióját az oktaéderecskékhez tartozó hidroxilcsoport („rácsvíz”) eltávolítása okozza, amely széles hőmérséklettartományban (390–900 °C) jelentkezhet;
- a magas hőmérsékletű csúcscsere rendszer további információkat nyújt a montmorillonit rácscsere rendszerére vonatkozóan; a csúcscsere rendszer endoterm komponense a szerkezet szétesését és az ionok átrendeződését

jelzi, míg az exoterm reakciók az új fázisok kialakulására utalnak.

Az elvégzett termoanalitikai vizsgálatok nyomán megállapíthatjuk, hogy a rétegek közötti térben található vízkötés erőssége alapján a minták közül kiemelkedik egy csoport (Üh-22/112,7; 118,8; Üh-23/138,9; 151,3; 167,8 és 229,3), amelyben olyan erősségű a vízkötés, hogy ahhoz hasonlóan korábban csak hidrotermás genetikájú bentonitok montmorillonitjai esetében mértünk; emellett a rétegek közötti kationok vízburokának eltávolítása egyes mintákon egyáltalán nem észlelhető, vagy csak a termogravimetriás görbe második deriváltján ismerhető fel. Ez azt jelentheti, hogy a rétegek közötti térben vagy egyvegyértékű kation van, vagy egyáltalán nincs kation (mint pl. a hidrobiotit esetében). A legtöbb esetben a kationt koordináló vízburok a nagy víztávolsági csúcs magas hőmérsékletű ágán inflexióként, néha önálló csúcs alakjában észlelhető. Hőmérséklet szempontjából ez a reakció a minták említett csoportjánál 170–180 °C között, egy másik csoport esetében (Üh-23/138,9; 151,3 és 229,2) 195 °C körül jelentkezik. Ez a hőmérsékleti érték a rétegek közötti térben lévő kationok hidratációs energiájától függ, ez pedig a kation töltésének és méretének a függvénye.

A Mg kisebb mérete következtében nagyobb hidratációs energiájú, mint a Ca, ezért a köré koordinálódó vízburok eltávolítási hőmérséklete 50–60 °C-al magasabb, mint a szokásos Ca-kationé (FÖLDVÁRI et al. 1998). A kationhoz kötődő víz magasabb hőmérsékleti tartományban (195–200 °C) történő távozása valószínűvé teszi Mg-kationok jelenlétét a rétegek közötti térben (esetleg $\text{Mg} > \text{Ca}$), és a röntgendiffrakciós felvételeken emiatt mutatkoznak vermikulitszerűnek ezek a montmorillonitok. A dehidroxilációs folyamat szempontjából a vizsgált montmorillonitok jobban hasonlítanak egymásra. A mért hőmérsékleti értékek 550–580 °C között helyezkednek el. Ez a hőmérsékleti tartomány nem utal a szokásos montmorillonittól eltérő extrém oktaéderecskés kation (pl. Mg) összetételre, sem magas hőmérsékletű keletkezésre. Magas hőmérsékletű tartományban nem tudunk dehidroxilációs folyamatot észlelni, mert minden vizsgált minta tartalmazott több-kevesebb mennyiségben kalcitot, amelynek termikus disszociációja ugyanebben a tartományban van. Montmorillonit a hidrotermás oldatokból való kiválás ($\text{Mg} > \text{Ca}$) mellett valószínűleg a biotitok bontása révén is képződött: a K^+ -ionokat kezdetben vízréteg helyettesítette (hidrobiotit), majd az átalakulás során a K^+ -ionok helyébe fokozatosan Mg^{2+} -ionok épültek be (vermikulit, illetve Mg-montmorillonit).

A paligorszkrit $[(\text{Mg}, \text{Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ az agyagásványokhoz tartozik, azonban szerkezete erősen eltér a többi agyagásványétól: lényegében réteg jellegű, és kettős piroxénlánc kapcsolódásából álló láncok váltakozó csatlakozásából áll. A láncokat oktaéderecskés környezetű kation kapcsolja össze. A paligorszkrit szerkezetében található „víz”-molekulák különböző pozíciókban találhatók:

- az ismételtlen megszakadó oktaéder sík szélső ionjához (főleg Mg) kapcsolódva (szerkezeti vagy kötött víz);
- a szerkezet csatornáiban elhelyezkedve (zeolitosan kötött vagy szabad víz), különböző ionokkal kicserél-

hetően, még nagyobb méretű, hosszú láncos, elnyújtott szerves molekulákkal is; a paligorszkít ioncsere-képessége 20–36 mekv/100 g között változhat (CAILLÉRE et al. 1982).

– esetenként a külső felületen megkötve (adszorptív víz).

Elméleti számítások szerint a két, OH-csoportból keletkező vízzel együtt a paligorszkítban található víz összesen 19,6%, ennél nagyobb értékek az adszorptív víz miatt mérhetők.

Magyarország e térségében először írunk le paligorszkítot. Repedéskitöltő ásványként található kis vastagságú (1–2 mm) erek formájában. Az Ūh-22 fúrásban a paligorszkít mennyisége 10% fölé emelkedik a következő mélységekben: 100,8–112,7; 166,4–167,2; 298,0; 308,0 ($\leq 43\%$, általában vékony 61–90° dőlésű repedésekben) és 441,9 m (76%, $< 40^\circ$ dőlésű repedésben). A vizsgált mintákban a paligorszkít a következő fontosabb ásványtársulásban található meg: paligorszkít (Ūh-22/441,9), paligorszkít+montmorillonit (Ūh-22/112,7; 167,8; 169,6; 229,2; 298,0 és 308,1), paligorszkít+kalcit (Ūh-22/100,8 és 171,8), egyebek közt visszaoldott kalcit üregeiben (Ūh-22/160,0); paligorszkít+montmorillonit+kalcit+dolomit (Ūh-22/166,4 és 167,2). Röntgendiffrakciós felvételeink szerint a paligorszkít monoklin változata van jelen. Fontosabb röntgendiffrakciós adatait irodalmi adatokkal összehasonlítva az 5. táblázat tartalmazza.

Hevítés után készült röntgendiffrakciós felvételek szerint a 210 °C-ig fellépő súlyvesztés az adszorpció és zeolitós víz távozásának felel meg. E fölötti hőmérsékleten az ásvány fokozatosan paligorszkít-anhidridbe megy át, amikor már szerkezeti víz is távozik. 800 °C-on az ásvány szer-

kezete összeomlik, míg 900–1000 °C közötti hőmérsékleten általában enzstatit és krisztobalit, esetenként kordierit és tridimit képződik (NEMECZ 1973).

Az üveghutai fúrásokból származó minták nem csak paligorszkítot tartalmaznak, ezért a kísérő ásványok termikus reakciói erősen fedésben vannak a fenti táblázatban bemutatott, paligorszkitra jellemző reakciókkal. Ezek alapján megállapítható, hogy az ásvány jelenlétének felismerése az üveghutai ásványegyüttesben a harmadik, 440–490 °C között jelentkező reakció alapján lehetséges (7. ábra). Feltűnő az első reakció alacsony hőmérsékletű szárán rendszeresen jelentkező inflexió, mely valószínűleg az adszorpciósan kötött víz reakciója, de az irodalomban alternatívaként felmerül valamilyen kation jelenlétének a gyanúja is (CAILLÉRE, HÉNIN 1957). A mennyiségi meghatározást nehezíti a 6. táblázatban jelzett bizonytalanság és a kísérő ásványok fedése. Minden megvizsgált mintában legalább 3, a mennyiségi meghatározást nehezítő kísérő ásvány van.

Az illit $[K_{1-1,5}Al_4[Si_{7-6,5}Al_{1-1,5}O_{20}(OH)_4] \cdot nH_2O]$ a csillámok rokonsági körébe tartozik, tehát rétegszilikát. A legtöbb illit dioctaéderes, azaz muszkovitrácsú, de vannak trioktaéderes, biotit típusú illitfélék is. Az illit szerkezete a muszkovitétól, ill. biotitétól lényegileg abban különbözik, hogy kevesebb rétegek között tartalmaz, így gyengébb a rétegek összetartása, s kisebb a szabályosság is a rétegszorosításban. Az illit ezen kívül több, nagyrészt adszorptív víz is tartalmaz.

A rétegpolimorf változatok közül röntgendiffrakciós vizsgálataink alapján az Ūh-22/182,6 és Ūh-22/278,1 jelzésű minták < 2 mikronos frakciójában 1M–1Md változatot

5. táblázat

A vizsgált paligorszkít röntgendiffrakciós adatai

JCPDS 21-958			Monoklin paligorszkít Glasgow (NEMECZ 1973)			Ūh-22 166,4			Ūh-22 441,9		
d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl	d Å	Int.	hkl
10,4	100	110	10,35	100	110	10,378	100	110	10,378	100	110
6,36	20	200	6,33	19	200	6,272	19	200	6,380	16	200
5,38	16	-130	5,382	13	-130	5,353	15		5,379	14	
4,46	20	040	4,462	29	040	4,457	46	040	4,457	30	040
4,36	4	-121	4,258	11	-121	4,345	22	-121	4,353	6	-121
4,14	18	121	4,129	15	121	4,114	22	121	4,168	15	121
			3,988	4	201						
3,65	10	240	3,648	10	131	3,648	21	240	3,654	13	240
3,44	4	150	3,436	3	150	3,458	15		3,464	4	
3,23	14	231	3,351	7	231						
			3,223	16	31-1	3,227	50	231	3,232	28	231
3,18	18	400	3,170	23	400	3,178	65	400	3,196	46	400
			3,088	11	32-1						
			2,885	3	33-1						
			2,673	6	41-1						
2,609	6	002	2,609	10	421	2,611	21		2,632	9	
2,585	10	440	2,585	15	440	2,579	34		2,602	19	
2,555	10	-161				2,550	45		2,550	15	-161
			2,536	17	061	2,523	36				
2,506	12	161	2,507	12	112				2,512	20	161

d Å = reflexiók helye Å-ben, Int. = a reflexiók intenzitása, hkl = a reflexiók indexei.

A paligorszkit vízének eltávozási hőmérséklete irodalmi adatok alapján

Reakciók	°C	Értelmezés	Vízmenység %				
			(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1.	180 (2) <210 (4) 50-200 (5)	szabad víz	8,5	9,0	7,5	8,0	~10
2.	280 (2) 210-350 (4) 200-300 (5)	kötött víz I.	2,1	2,0	3,0	4,1	2-4
3-4.	350-600 (2) gyakran kettős csúcs 350-580 (4) 400-600 (5)	kötött víz II. és OH	6,4	6,0	8,5	5,2	6,0
5.	kb. 800 580-800 (4) 800-900 (5)	OH	2,0	2,0		2,1	2,0
Összesen:			19,0	19,0	19,0	19,4	~1,0

A hőmérsékletadatok után, valamint a vízmennyiség oszlopai esetében a zárójelben lévő számok forrásai: 1 = BRADLEY 1940; 2 = MARTIN VIVALDI, FENOLL HACH-ALI 1970; 3 = KULBICKI, GRIM 1959; 4 = HAYASHI 1969; 5 = IVANOVA et al. 1974.

mutattunk ki, ami ebben az esetben hidrotermás eredetre utal. Ez a változat irodalmi adatok (NEMECZ 1973) szerint a 350 °C alatti hőmérséklettartományban stabil. A diffraktogramon a 20, 24, 29, 35 és 62° 2 Θ d értéknél található reflexiók intenzitása kb. azonos. A (001) reflexiója alapján valószínűleg kevés szmektitközberetegződés is található ebben az illitben. Hasonló 1M típusú illitet ismerünk a Velencei-hegységéből, valamint Telkibányáról. A termoanalitikai vizsgálat alapján az Üh-22/182,6 jelzésű mintában az illit dehidroxilációjának korrigált hőmérséklete 580 °C. Hasonló értéket mértünk recski epitermás eredetű illiten (578 °C). A fentebb említett telkibányai illit dehidroxilációjának csúcshőmérséklete 601 °C, míg a Velencei-hegységéből származó illité 594,5 °C. Általában, az illit a kvarccal együtt gyakoribb a vizsgált kitöltésekben.

Az **epidot** [Ca₂(Al,Fe)₃(SiO₄)₃(OH)] termoanalitikai vizsgálatokkal is kimutatható volt, kalcit és pirit, valamint klorit kíséretében. Az epidotnak egyetlen termikus reakciója van, ami esetünkben 964 °C-nál jelentkezik, ez az ásvány dehidroxilációja.

A **Fe-oxidok/oxihidroxidok** nagyon elterjedtek a repedéskitöltésekből származó mintákban, melyek átlagos mennyiségét a vizsgált fúrásokban a 7. táblázat tartalmazza.

Megállapítható, hogy a Fe-oxid/oxihidroxidok két fázisban képződtek:

- a korai fázisban oxidatív jellegű oldatok a viszonylag redukált granitoidok szilikátjait hematitá, kovává, karbonátokká stb. (Fe-oxid/oxihidroxid I) alakították át; a repedések külső határain található kőzetbreccsában jelentkezik, fő jellemzője a kőzet- és ásványtörmelék állandó jelenléte;
- a kései fázisban a repedéskitöltő karbonátok (Fedolomit, ankerit) összetételében található Fe²⁺ oxidatív körülmények között Fe³⁺-á oxidálódott, majd enyhén lúgos közegben (pH 8,5) Fe³⁺-oxid/oxihidroxid formájában kicsapódott (Fe-oxihidroxid II). A kitöltés-

A Fe-ásványok megoszlása az üveghutai fúrások vizsgált mintáiban

Ásványok [%]	Üh-22 n = 75	Üh-23 n = 19
Fe-oxid/oxihidroxidok (hematit+goethit)	3	2,5
Pirit	0,1	-

n = vizsgált minták száma

ként található Fe-ásványok általában nyílt repedések falain elkenődött földes-képlekeny anyagot képeznek, amiben más ásványi komponens nem vagy csak kis mennyiségben található.

További ásványokat mutattak ki elektronmikroszondás vizsgálatokkal (SZABÓ et al. 1998, 1999): a karbonátos repedéskitöltések külső részein izometrikus gránátszemcséket, magasabb hőmérsékletű idiomorf dolomitkristályokban pedig Ni-tartalmú piritet, Co-Ni arzenidet, U-Th oxidot.

2.3. Kiegészítő adatok a repedéskitöltések eredetéről

Az üveghutai Üh-22 és Üh-23 fúrások mintaanyagának egy részén kiegészítésként a következőket végeztük:

- a karbonátos repedéskitöltésekben található folyadék zárványok összetételének és a karbonátásványok elektronmikroszondás vizsgálatát,
- különböző ásványos összetételű minta ¹³⁷Cs szorpciójának vizsgálatát,
- stabil izotóp vizsgálatokat (O, C, S),
- K/Ar kormeghatározásokat.

Ezen kiegészítő vizsgálatok alapján a következőket állapítjuk meg:

A leggyakoribb repedéskitöltő ásványok, a karbonátok

esetében az elektronmikroszkopos és fluidumzárványok vizsgálatok alapján megfigyelhető a mélységből a felszín felé közelítve az ankerit, Fe-dolomit, Mn-tartalmú dolomit, kalcit jelenléte. Ezek szerint a karbonátásványok legalább három szakaszban kristályosodtak. Elsőként a mélyebb szinteken redukzív közegben, magasabb hőmérsékleten az ankerit, Fe-dolomit és a Mn-tartalmú dolomit, ill. a kalcit egy része (I.: 170–210 °C) keletkezett. Aztán egy második hullámban a világos és sötétebb árnyalatú kalcitok képződtek, amelyek a redukzív és oxidatív környezetek keveredését bizonyítják (II.: 90–130 °C), s végül a másodlagos, meteorikus eredetű, felszín közeli kalcitok képződtek alacsonyabb hőmérsékleten (III.: 40–50 °C), SZABÓ et al. 1998, 1999).

A plagioklászok (albit-oligoklász) agyagásványosodása (illit, montmorillonit) következtében, az alkáliionok/H⁺ arányának megfelelően Ca²⁺ és Na⁺ szabadul fel. Ez határozhatja meg az oldatok viszonylag sósabb jellegét is, mint azt a karbonátok fluidumzárványaiban is kimutatták (SZABÓ et al. 1998, 1999).

Az izotópanalitikai vizsgálatok szerint a kitöltések karbonátja a mért ¹⁸O-értékek alapján hidrotermás eredetű és a kiválás különböző hőmérsékleten jöhetett létre. A karbonátos repedéskitöltéseknek legalább két generációja van, az egyik 63–74 °C és egy másik 29–48 °C közötti számított hőmérsékleten válhattak ki, legalább két hullámban (HERTELENDI et al. 1998, 1999). Ezek az eredmények megerősítik a karbonátok fentebbi generációinak jelenlétét, de alacsonyabb képződési hőmérsékletértékek mellett.

A granitoid kőzetekben leggyakoribb karbonátkitöltésű repedések anyaga különbözőképpen köti meg a radioaktív szennyeződések (137Cs), általában a kalcitos-dolomitos összetételűek gyengén (1,14–3,23 dm³/g), kivételt képez egy kalcitos-montmorillonitos minta, ami az agyagásvány jelenléte miatt 6,16 dm³/g értékű megkötést mutat. Különleges eset áll fenn az ankerites összetételű repedéskitöltések esetében, amiknél a redukzív körülmények között a Fe²⁺ oxidációja következtében kialakuló Fe³⁺-oxid/oxihidroxidok erősen megkötik az izotópokat (5,71 dm³/g) (M. NAGY, KÓNYA 1998, 1999).

Az üveghutai preparált illiten (2-10 Θ frakció) K/Ar kor meghatározást is végeztünk, az eredmények alapján koruk 75,2±3,0 és 172,9±6,6 millió évnél felel meg, ami középső-jura-későkréta képződésre mutat (BALOGH 1998, 1999).

A kitöltések kőzetmechanikai tulajdonságai a környező, befogadó kőzetekétől általában nagyon eltérőek:

- Az agyagásványos összetételűek sokkal plasztikusabbak, gyakran elkenődnek a hasadékok mentén. Összetételükben nagyrészt Mg-montmorillonit vesz részt, amely mind kitűnő duzzadóképeségével, mind pedig adszorpciós tulajdonságaival csökkenti a repedések, illetve a vetőzónák átteresztőképességét.
- A befogadó kőzettel általában összeforrt kvarc, kálföldpát, epidot anyagú repedéskitöltések mindig zártak, kemények és vízzárók.
- A karbonát összetételű repedéskitöltések igen gyakran, szimmetrikus zónás-sávok felépítésűek, központi részük néha üreges, gyakran visszaoldódás is megfigyelhető, ami határozottan átjárhatóbbá teszi ezeket a repedéseket.

3. Következtetések

Vizsgálataink nyomán megállapítottuk, hogy a repedéskitöltések ásványai több szakaszban, a repedések többszörös felnyílása és kitöltése révén képződtek. Az ásványok képződése a granitoid képződmények kialakulása után, alacsony hőmérsékletű, legalább kétlépcsős hidrotermás fázisban valósult meg, és végül egy szupergén fázissal fejeződött be.

A korai fázisban oxidatív jellegű oldatok a viszonylag redukált granitoidok szilikátjait hematittá, kovává, karbonátokká stb. (Fe-oxid/oxihidroxid I) alakították át; amelyek a repedések külső határain található kőzetbreccsában jelentkeznek, fő jellemzőjük a kőzet- és ásványtörmelék állandó jelenléte.

Legmagasabb hőmérsékleten az epidot, klorit, szulfidok stb. képződtek.

A repedéskitöltések legnagyobb része karbonátos össze-

8. táblázat

A Mórágai Komplexum kőzeteire ható hidrotermás hatások

Időbeli sorrend	Jellegzetes ásványtársulás	Képződési hőmérséklet [°C]	K/Ar kor [millió év]	Megjegyzés
Szupergén fázis	III. kalcit, Fe-hidroxid II.(goethit)	40–50		
II. hidrotermás fázis	kvarc, II. kalcit, paligorszkrit, illit, montmorillonit,	90–130	75,2±3,0 (illit <10 μ) 106,9±4,1 (illit <2 μ) 117,2±4,5 (illit <2 μ) 172,9±6,6 (illit <10 μ)	felsőkréta középsőkréta alsókréta középsőjura
I. hidrotermás fázis	I. (Mg, Fe, Mn és RFF?)-karbonát, epidot, gránát, szulfidok, kvarc - kőzetbreccsa (Fe-oxid/oxihidroxid I.)	170–210		
A granitoid komplexum kialakulása	mikroklin-megakristályok, -erek képződése porfiroz gránitoid kőzetek képződése	~ 400	330–350 305–320 (biotit±amfibol)	karbon karbon

tételű. A karbonátok közül vizsgálatainkkal a *kalcit*, *dolomit*, *Fe-dolomit*, ill. *ankerit*, *kutnahorit* különböző átmeneti formáit azonosítottuk.

Az autigén montmorillonit általában magasabb hőmérsékleten képződött *vermikulitszerű montmorillonit* (Mg>Ca montmorillonit). Vermikulit létrejöttéhez azonban nem volt elegendő Mg az oldatokban.

Majd az oldatok hőmérsékletének és Mg-koncentrációjának csökkenésével egy újabb fázisban már csak *Ca-montmorillonit* képződött.

Csökkenő hőmérséklet mellett az oldatok újabb Mg-dúsulásának következménye a *paligorszkit* megjelenése. Az *illit* hidrotermás 1M változatát azonosítottuk néhány mintában, általában azonban a földpátok agyagásványosodása

következtében, valamint a montmorillonit K⁺-felvétele révén képződhetett.

Az utolsó fázist képviselik oxidatív körülmények között, főleg a függőleges repedések mentén a már kialakult hematit hidratációja révén képződött Fe-oxidok és -hidroxidok, elsősorban hematit, majd a goethit. A kitöltésként található Fe-ásványok általában nyílt repedések falain elkenődött földes-képlékeny anyagot képeznek, amiben más ásványi komponens nem vagy csak kis mennyiségben található.

Összegezve a mikroszkópos és nagyműszeres, valamint a kiegészítő vizsgálatok eredményeit a Mórággyi Komplexum korakarbon korú granitoid képződményeinek és repedéskitöltéseinek kialakulási eseménysorozata a 8. táblázatban tekinthető át.

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE ÜVEGHUTA SITE

ZOLTÁN BALLA, ISTVÁN HORVÁTH, ÁGNES ROTÁR-SZALKAI and GYÖRGY TÓTH

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

Keywords: fossil waters, ground water, Hungary, hydraulic conductivity, hydrochemistry, potentiometric surface, radioactive waste, saturated zone, underground disposal, water table

In the course of the exploration for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste, by 1996 the Mórággy granite was outlined as the perspective rock body. Within it more detailed exploration started in the Village of Bábaapáti. It resulted in selection of the Üveghuta site where underground disposal of was taken into consideration (BALLA 2000). Geological suitability of the site is controlled first of all by hydrogeological conditions. The latter were studied by 6 boreholes on the site and by hydrogeological and geological reconnaissance, geophysical survey, studying the existing drill wells and dug wells, natural seepages and streams, as well as 24 new shallow boreholes and their monitoring.

Below, hydrogeological conditions first of the region, then of the site is described, finally conclusions are drawn.

1. Regional

Region is the 10 km surroundings of the site. Below, first climate, then surface water (hydrology), ground water (hydrogeology), groundwater levels and flows (hydrodynamics), finally water composition (hydrogeochemistry) are outlined.

1.1. Climate

Of the climatic data, temperature, precipitation and evaporation are described here, infiltration is discussed in next section.

The annual *average temperature* is around 10 °C, the climate is moderately warm. The frost-free period lasts from the beginning of April till end of October. The mean temperature of the warmest summer day was 33 °C, that of the coldest winter day, -15 °C. The annual average amount of sunny hours is 2050–2060 (820 in summer and 210 in winter).

The annual average precipitation is 660–700 mm, of them 400–420 mm fall into vegetation period. The maximum precipitation registered was 93 mm in 24 hours. The maximum (September) and minimum (February) monthly average precipitation differ from each other almost by three times.

The potential annual average evaporation is around 900 mm. The climatic loss of water (potential evaporation - precipitation) is approximately 200 mm. The thirty-year average of the factual evaporation is 500–550 mm.

The base flow of the *surface runoff* calculated from the gauging sites on the lower section of the Mill stream (at Véménd), on the Kövesd, Mórággy and Huta streams was

3.376 m³/min in average. There are no data on the total annual runoff.

1.2. Surface water

River Danube flows in 24 km to the east and 21 km to the south-east of the Üveghuta site, its flood plain (90 m asl.) and terrace are named here Sárköz. The region in question is situated within the Geresd Hills protruding above Sárköz up to 300 m asl. In a south-eastern direction three streams flow from here into the NE–SW oriented section of the Danube: the Véménd, Belső-rét and Lánka streams. The bottom of deep valleys is mostly flat, the originally marshy strips have been meliorated by channels.

The base flow of the small streams is rather even since the thick loess cover reduces the variability of the infiltration. The surface runoff is strongly variable, in flat bottom of deep valleys sometimes flood happens. The groundwater table is located here at depths 0–1 m, and the base flow – especially in summer period – is decreased by the evaporation as well. Mean parameters of the surface runoff of the Geresd Hills (VARGA *et al.* 1995) are as follows: annual specific effluent = 2.5 l/s/km²; annual average effluent = 50–100 mm; flood coefficient = 1.5.

1.3. Ground water

Below, hydrogeological characterisation of the separate sequences is given, then the water budget of the region is analysed. From the hydrogeological point of view, two main units could be distinguished: the upper, unsaturated, three-phase and the lower, saturated, two-phase zone:

- The **unsaturated, three-phase zone** is the zone of soil moisture situated between the ground surface and groundwater table. The infiltration rate – as it comes from the tritium profile of a dug shaft (the 1963-year tritium peak was around 5.5 m in 1997) – is 0.16 m/year which corresponds to some 32 mm/year of infiltration. Water infiltrating this way from the hill-top of the site reaches the groundwater table at depths 50–77 m after 313–481 years.
- The **saturated, two-phase zone** is the zone of ground water.

The thickness of the unsaturated, three-phase zone reaches 80 m under the hilltops and comprises the loess, variegated clay, granite rubble and uppermost part of the weathered granite. The groundwater table can be located higher as well, up to the bottom of the loess, so all these sequences might be included into saturated, two-phase zone as well. They are characterised below.

The *loess* is of thickness varying as a function of the topographic position, sometimes exceeding 50 m. Its hydraulic conductivity is 6×10^{-7} m/s in a horizontal direction, and 5×10^{-8} m/s, in a vertical direction (JUHÁSZ 1989). Its effective porosity is estimated as 10%.

The *variegated clay* (Tengelic Formation) has thickness between some metres and 20 m. Both horizontal and vertical hydraulic conductivity is around 10^{-9} m/s (JUHÁSZ 1989), so the vertical potential gradient is high within it. Its effective porosity is estimated as 10%.

The *granite rubble and uppermost, disintegrated part of the granite* has thickness between some dozens and 100 m, their hydraulic conductivity is highly variable, characteristic values falling within the 10^{-7} – 10^{-5} m/s span. Effective porosity is estimated as 5%. The groundwater table is usually located within this horizon, forming one of the most important aquifers of the Mórág Block. Significant springs and seepages are connected with this horizon.

The *granite* is of unknown thickness which can be estimated as minimum some km, *i.e.* position and type of its bottom does not play any sensible role from a hydrogeological point of view. From the results of lithoclase studies in outcrops hydraulic conductivity of 10^{-5} m/s scale was calculated (MAROS, PALOTÁS 1995). The groundwater table however could not be modelled with this value, hence already in the first modelling (MEZŐ and SZILÁGYI 1996) much lower value of 10^{-8} m/s scale should have been taken into consideration. The reason for this obviously was the fact that in outcrops even sound granite becomes more brecciated and the fissures more opened than in the depths which are attempted to be characterised by the hydrodynamic model. In the course of the exploration it became obvious that for the porous medium in a regional model even lower, decreasing down from 2×10^{-9} to 3×10^{-12} m/s values must be considered. Its effective porosity was supposed to decrease within the 200–1000 m depth range from 0.5 to 0.05%.

Hydrogeological data for the fracture zones in granite are only available for the Üveghuta site.

Quaternary sandy-gravelly sediments in valleys are some metres in the thickness. They form the best aquifers when consist of granite debris, their hydraulic conductivity (*e.g.* in water works of the Village of Mórág) is 5×10^{-4} m/s. Effective porosity of them is estimated as 10%. If they are derived from loess or variegated clay their hydraulic conductivity becomes worth and similar to that of the parent rocks.

Upper Pannonian basin sediments surround the granite body and are connected with it in a hydrodynamic sense. Aquifers within this sequence have hydraulic conductivity around 10^{-4} – 10^{-5} m/s, they form source for drinking water in villages of Palotabozsok, Báticasék, Sárpilis, Várdomb and Alsónána. Effective porosity of them is estimated as 10%.

In the **water budget** of the region, precipitation, evaporation, surface runoff and infiltration (subsurface runoff) are the fundamental parameters. In the Üveghuta region presence of the loess cover as well as the topographic position of discharge points are important features in recharge areas.

Infiltration was defined from base-flow data. Their average value is 3.376 m³/min (see in previous section) which characterises an area 37.708 km². When supposing that the base flow equals to the total infiltrated volume, one can estimate infiltration as the quotient of those two figures, *i.e.* 45.8 mm/year. For modelling purposes 80% of that value, *i.e.* 36.5 mm/year was considered. The centre of the infiltration can be located at the top of the groundwater table (250 m asl.).

Discharge is connected mainly with springs, linear seepages and evaporation areas. The main streams are as follows: Huta, Mórág, Kövesd, Lajvér, Lánka, Belső-rét, Véménd, and the section of the Danube between Sárpilis and Mohács is also important in that relation. The bottom of the main valleys are around 160–170 m asl.

For monitoring of ground water 24 shallow boreholes were drilled in the region, all of them were completed as observation wells. Two more observation wells (F-II, T-6) have been taken from the Paks N.P.P., they are functioning in the Ófalu area. Two geophysical shot holes in the vicinity of the Üveghuta site also were completed as observation wells. Depending on the date of drilling/completing or receipt the monitoring is in progress from various dates of 1997 and 1998. Interpretation of time sets is in progress, in some cases effect from the atmospheric pressure variations and earth tides can be detected.

1.4. Groundwater levels and flows

Data on the groundwater table position and fresh-water heads are available from the shallow wells drilled and completed during the Üveghuta site exploration, uranium ore exploration in 1985–1987 as well as Ófalu site exploration (ROTÁR-SZALKAI 1998, (ROTÁR-SZALKAI and TÓTH 1998). A groundwater-table map (*Figure 1*) has been constructed.

The infiltrating water crosses the three-phase zone in a vertical direction, and turns within the two-phase zone situated in the uppermost part of the granite laterally (towards

the seepages or neighbouring valley sediments). In the study area, all the seepages are connected with disintegrated granite, granite rubble or valley sediments. They do not occur in higher position either on the surface, or in boreholes. Above the variegated clay seepages are only observable in the Ófalu study area. Temporary occurrences cannot be excluded in the Üveghuta area as well, this however does not influence the general picture.

The water not transported away by the near-surface water circulation – an insignificant part of the whole of the infiltrating water – gets into deeper parts of the granite and flows along fissures and fracture zones, mainly downwards. The mean flow rate is 1 m/year from modelling data (MEZŐ and SZILÁGYI 1997) and 0.1 m/year as estimated from hydrogeochemical and water-age data (TÓTH 1998b).

On the ascending paths, this water mixes in valleys with the water participating in the near-surface water circulation and having more by an order of magnitude volume, so that its effect on the water composition can rarely be detected (see in next section). The boundary of areas with ascending and descending waters approximately follows the strip with the groundwater-table position around 170–180 m asl.

The ground water flows in granite along fissures and fractures. In the regional structure, the Sub-Mecsek (Mecsek-alja) Zone (BARABÁS *et al.* 1964) and the fracture on its northern limb along the boundary between the granite and the Jurassic of the Eastern Mecsek Mountains only can be displayed. The hydrogeological effects from them are unknown, those of the Sub-Mecsek Zone – as judged from the type of its filling – can probably be neglected.

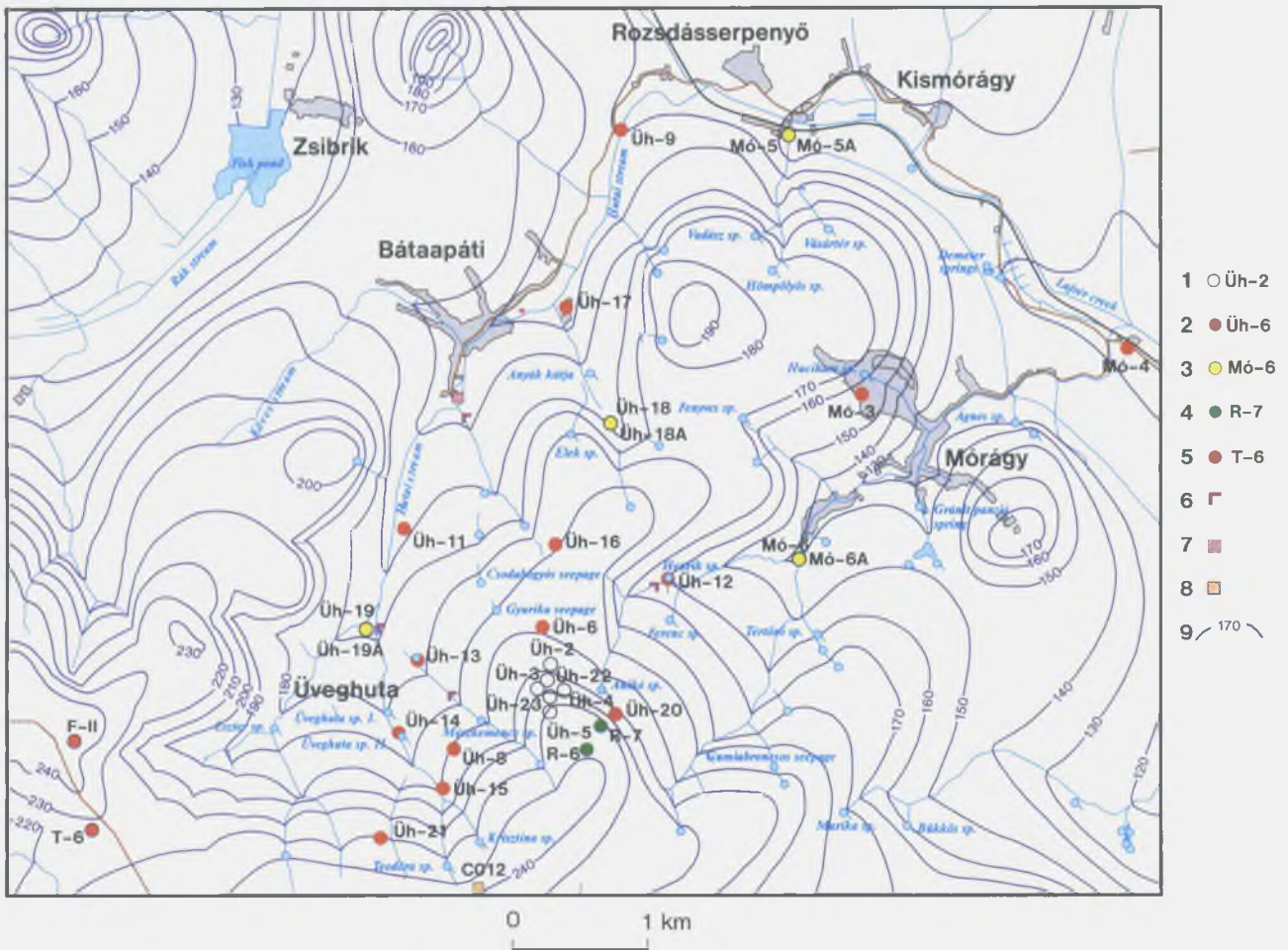


Figure 1. The groundwater-table map of the surroundings of the Üveghuta site with the observation points

1 – exploratory borehole at the Üveghuta site, 2 – observation well in the surroundings, 3 – double observation well in the surroundings, 4 – geophysical shot hole completed as observation well, 5 – observation well from the Ófalu site exploration, 6 – gauging station, 7 – meteorological station, 8 – dug well for tritium profiling of the unsaturated zone, 9 – contour line of the groundwater table, m asl.

1. ábra. Az üveghutai telephely környékének talajvíz-domborzati térképe megfigyelési pontokkal

1 – kutatófúrás az üveghutai telephelyen, 2 – vízmegfigyelő kút a környezetben, 3 – vízmegfigyelő kútpár a környezetben, 4 – vízmegfigyelő kúttá alakított geofizikai robbantólyuk, 5 – az ófaluvi kutatásból átvett vízmegfigyelő kút, 6 – vízhozammérő bukó, 7 – meteorológiai állomás, 8 – ásott kút a háromfázisú zóna tanulmányozására, 9 – talajvíztűzkör szintvonala, tszf. m

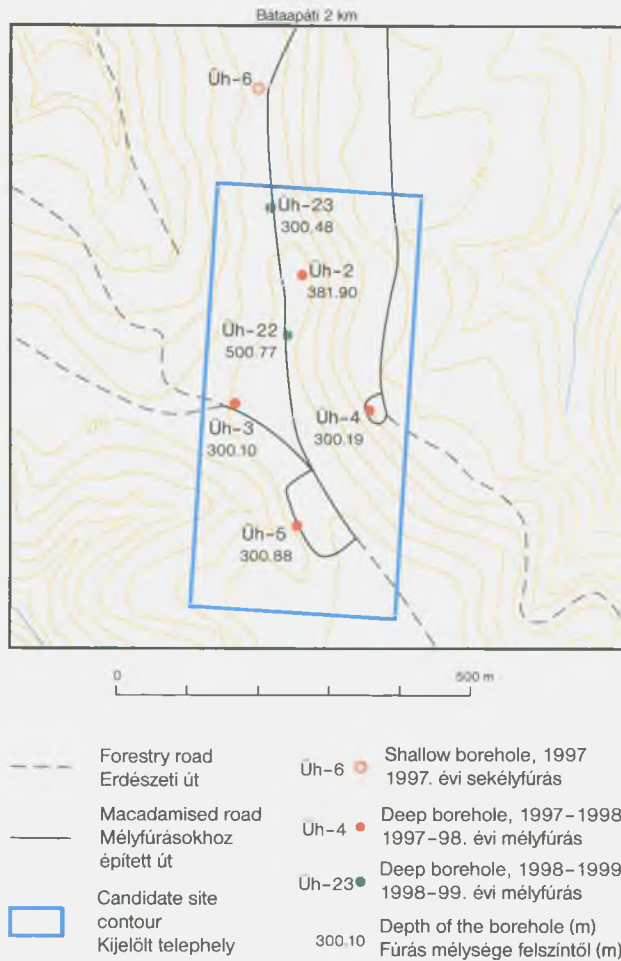


Figure 2. Sketch map of the Üveghuta site (BALLA 1999: Figure 1.1.)

2. ábra. Az üveghutai telephely áttekintő helyszínrajza (BALLA 1999: 1.1. ábra)

With the hydraulic conductivity estimated from the lithoclase studies in the outcrops (3×10^{-5} m/s) the hydrodynamic modelling led to unconfirmable results (MEZŐ and SZILÁGYI 1996), hence the corresponding value had to be diminished. This probably was due to the opening of the lithoclases, closed at the depths, when the pressure falls at or near the surface.

1.5. Hydrogeochemistry

Hydrogeochemical sampling in the Üveghuta area started in the autumn 1995, a large volume of analytical data has been accumulated since that time. The hydrogeochemical survey aimed at characterisation of the wide surroundings of the site. Below, the sampling points, the sampling and analytical technology, finally, the results are discussed.

Objectives of the sampling were as follows: precipitation (snow in the forest), streams, springs, dug wells, drill wells, shallow boreholes, penetrating sounds (Figure 1). In the course of the sampling following parameters were determined: water temperature (°C), air temperature (°C), elec-

tric conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$), dissolved O_2 (mg/l), pH, Eh (mV) and alkalinity (meq/l). In laboratories, following chemical components were analysed: K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Ca_2^+ , Mg_2^+ , Fe_{Tot} , Mn_2^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , H_2SiO_3 , Ba, Li, As, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, La, Tl, Pb, Bi, Th, U. Besides, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, $^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$, $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, ^3H , $^3\text{H}-^3\text{He}$ and Rn also were detected.

The results of the stable-isotope determinations can be characterised as follows. Based on the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values, the water from springs and penetration sounds with no exception, and that from shallow boreholes in their the prevailing majority is of Holocene age. Pleistocene (“ice-age”) water was detected in two of the shallow boreholes (Mó-6 and Üh-18) and in three of the water-work wells (Bátaszék K-41, Feked K-25 and Várdomb K-31). From ^{14}C age determinations water of one of the shallow boreholes (Mó-6) and that of the same three of the water-work wells appeared to be of Pleistocene age. The two shallow boreholes gave water from the deep parts of the granite. The three water-work wells serve water from the deep horizons of the Pannonian sequence, this resulting in older age of the water from them.

2. Hydrogeological conditions of the Üveghuta site

So far the Üveghuta site has not been contoured either in map, or in vertical section. The rectangle 600×300 m which was considered potential site in site-selection process (summer 1997) is a preliminarily located figure (Figure 2). Its shape came from the preliminary mining concept (Calamites 1996) and has arisen as a consequence from the supposition that the repository will consist of 8.3 m wide horizontal galleries in 41.7 m of each other within one horizon. From a practical point of view the site is now regarded as the surroundings of Boreholes Üh-2, -3, -4, -5, -22 and -23, although suitable rock body for the repository has not been selected yet both in section and map.

The source of data for the hydrogeological characterisation is formed by 6 boreholes, more precisely, hydrody-

Table 1

Drilling and hydrodynamic testing on the Üveghuta site

Item	Unit	Quantity
Exploration boreholes (6 pc.)	m	2084
borehole with 500 m of planned depth (2 pc.)	m	883
borehole with 300 m of planned depth (4 pc.)	m	1201
borehole cleaning (4 pc.)	m	1259
Hydrodynamic tests		
scan tests every - 10 m	test	128
long-duration tests	test	43
interference tests	sources	2
	observations	50
water sampling	sample	21

Position of the groundwater table in the zonation of weathered granite (m asl.)

Table 2

Horizon	Üh-5		Üh-3		Üh-4		Üh-22		Üh-2		Üh-23	
	depth	table	depth	table	depth	table	depth	table	depth	table	depth	table
cover		230.9										
G I	228.7		230.6		226.9		228.2		223.7		223.2	
	226.7		219.6		217.6		223.2		215.1		214.2	
G II	226.7		219.6	219.5	217.6	213.4	223.2		215.1		214.2	
	209.3		210.6		212.6		214.9		210.7		210.5	211.8
G III	209.3		210.6		212.6		214.9	212.6	210.7		—	
	201.3		193.6		207.0		206.6		203.1		—	
G IV	201.3		193.6		207.0		206.6		203.1	—	210.5	
	150.8		159.0		158.6		177.8		162.9	?	193.2	

In column *table* empty fields indicate the unsaturated, grey fields, the saturated zone.

namic testing of them (Table 1): knowledge of transmissivity and of the calculated from it hydraulic conductivity as well as of fresh-water-head distribution and hydrodynamic connection originated from the packer tests.

Below, first hydrodynamic parameters, then groundwater levels and flows, hydrogeochemistry, finally, site model are discussed.

2.1. Hydrodynamic parameters

In description of the hydrodynamic parameters, outlining the aquifers is the first step. The ground water is mostly located within the G II zone of the weathered granite (Table 2). In Boreholes Üh-22 and Üh-2 it is deeper, in Borehole Üh-5, shallower. As seen, the whole of the sedimentary overburden with granite rubble at its bottom as well as the uppermost part of weathered granite are situated in the unsaturated, three-phase zone (with the exception of Borehole Üh-5). These sequences have been overviewed in the regional section, they only contain aquifers in the southernmost part of the site (Üh-5). The thickness of the saturated part of the weathering crust decreases from the south towards the north, from 50-80 m till 20-30 m.

Hydraulic conductivity of the rocks just below the groundwater table is much better than that of slightly weathered or sound granite situated deeper. At the lower boundary of this level a horizon of reduced hydraulic conductivity is located. It is supposed that this horizon coincides with the cementation zone of the weathering crust (KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 2000a), it borders from-below the upper aquifer. The weathering and cementation develop gradually in the section, the boundaries of them being never sharp, thus, the boundary in question cannot be indicated precisely. The thickness of the aquifer can be estimated 30 m in the site, this is the zone of active water circulation, it can be extrapolated into the regional scale.

The water circulation in granites is related to fracture zones and fissure systems. Fracture zones usually are of higher hydraulic conductivity than the background granite

between them. Fracture zones however are frequently accompanied by brecciation, and the background granite is sometimes fractured. Further complication arise due to the fracture zones usually suffered significant hydrothermal alteration. Among the alteration products clay minerals are dominant, they significantly reduce the hydraulic conductivity. As a consequence, the conductivity of strongly fractured, brecciated sections of significant thickness may display surprisingly low hydraulic conductivity. The two main domains – fracture zones and background granite – cannot be sharply distinguished even in a statistical sense (BALLA 2000).

Minor part of the fissures in the background granite are open, most of them are filled in with various minerals

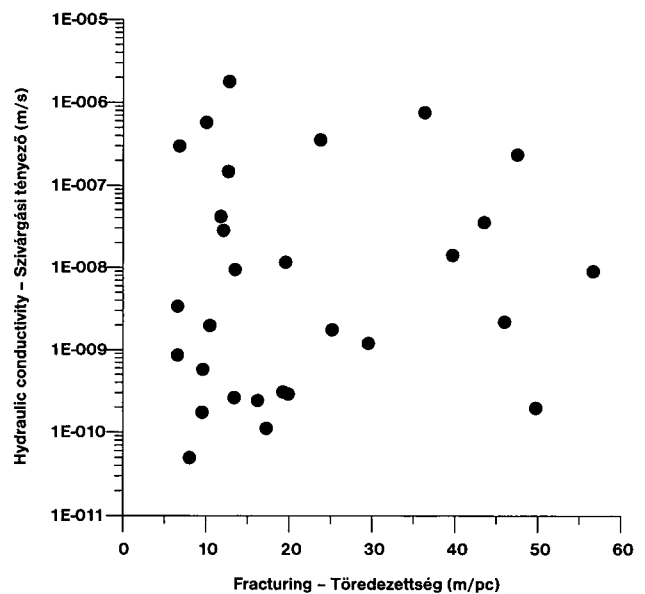


Figure 3. The fracturing - hydraulic conductivity crossplot (TÓTH 1998a: Figure 7.26)

3. ábra. A szivárgási tényező és töredezettség összefüggése (TÓTH 1998a: 7.26. ábra)

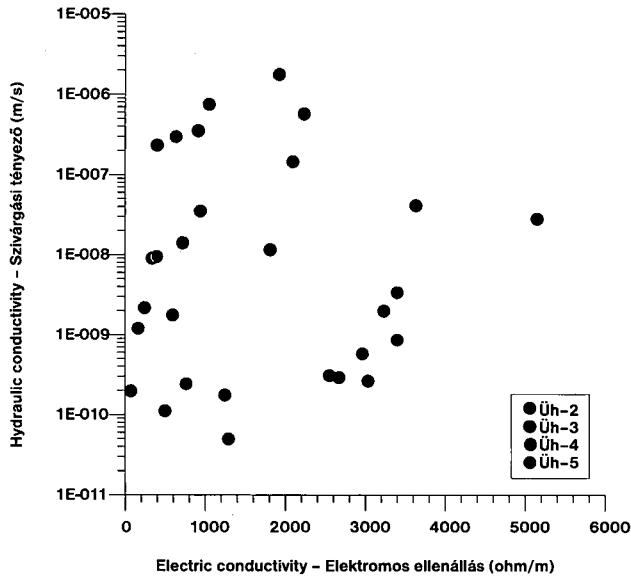


Figure 4. The electric resistivity - hydraulic conductivity crossplot (TÓTH 1998a: Figure 7.27)

4. ábra. A szivárgási tényező és geoelektromos ellenállás összefüggése (TÓTH 1998a: 7.27. ábra)

(KOVÁCS-PÁLFFY *et al.* 2000b). As a consequence the hydraulic conductivity does not correlate either with the numerical value of the fracturing, (Figure 3), or with the electric resistivity indicating fracturing rather directly (Figure 4). Therefore, there is no possibility for either fracture zones, or fracturing of the background granite for forecasting the hydraulic conductivity based on geological data. In other words, these values have to be defined by direct measurements, and their spatial distribution can only be evaluated first of all from measurement data.

Hydrogeological effect from the fracture zones can be estimated by means of deterministic and stochastic modelling. Into deterministic models biggest fracture zones only can be involved, the effect from the smaller fracture zones and from the fracturing even in principle can only be investigated in the frame of stochastic models. Hence, it is a fundamental question whether there exist in the site fracture zones which can be built into deterministic models. If fracture zones of this type exist, their position (dip azimuth and angle) must be known.

The biggest fracture zones of the site appeared as collapsing section in the course of the drilling (this was mainly due to using clean water with no additives as drilling fluid in order to avoid sealing of the fracture zones and pollution of groundwater samples). The three biggest collapsing zones were penetrated by Boreholes Üh-2, Üh-4 and Üh-5. Preliminarily, their position can be outlined as follows.

To the fracture zone in Borehole Üh-2 the minimum of the fresh-water head which is characteristic for the whole profile of the borehole is related since 1998 (MEZŐ *et al.* 1998). The minimum is detectable above the fracture zone in rocks of very low – 1.11×10^{-10} – 1.98×10^{-9} m/s – hydraulic conductivity up to the height 254 m which is the top of the interval capable for testing. Hence, upwards the fracture zone cannot deviate far of the borehole, *i.e.* it is very steep. Decrease of the fresh-water heads by 15-20 m relative to the surroundings is probably explainable through supposition that the fracture zone is connected to a discharge point on the surface in a lower position. As it comes from topographic conditions such a connection can be expected with highest probability in an ENE direction, in the Éva Valley or on its continuation in the Mórág Valley. Thus, the fracture zone is imagined striking in a WSW-ENE direction. Acoustic borehole-televiwer images and downhole seismic sections point to existence of fractures and reflectors in the

Table 3

Collapsing zones observed while drilling and hydrodynamic testing data on them

Borehole code	Collapsing zone			Test code	Test interval			Hydraulic conductivity [m/s]	Calc. max. depression [m]	Mean discharge [l/min]
	top [m bgl.]	bottom [m bgl.]	length [m]		top [m bgl.]	bottom [m bgl.]	length [m]			
Üh-2	346.60	381.90	35.30	7	335.20	364.20	29.00	9.00E-09	87	4.27
				8	318.87	364.20	45.33	–	92	2.71
				9	370.35	381.90	11.55	1.96E-10	–	–
Üh-3	75.58	93.98	18.40	–	–	–	–	–	–	
	161.60	164.95	3.35	1	154.12	173.68	19.56	2.33E-07	–	–
Üh-4	76.51	77.91	1.40	1	70.99	96.23	25.24	1.38E-08	–	0.60
				1a	70.85	96.23	25.38	–	23	1.83
	124.76	138.83	14.07	3	119.17	136.30	17.13	3.65E-09	–	–
	152.43	165.19	12.76	4	119.33	176.56	57.23	1.97E-09	–	–
	221.05	225.40	4.35	–	–	–	–	–	–	–
Üh-5	170.61	206.07	35.46	1	160.77	182.60	21.83	8.38E-10	–	–
				1a	160.77	182.60	21.83	3.37E-09	–	–
Üh-22	179.50	187.00	7.50	1	178.35	198.76	20.41	4.02E-09	80	0.66
	236.60	254.60	18.00	2	245.42	255.47	10.05	8.66E-09	135	1.35
	283.50	308.30	24.80	5	288.37	318.60	30.23	1.42E-09	135	0.68
	381.50	386.50	5.00	4	367.42	389.06	21.64	2.91E-08	115	9.19

Calc. = calculated, max. = maximum, bgl. = below ground level. Of the two data for Borehole Üh-5 those with code 1a are more reliable.

surroundings of Borehole Üh-2 with steep northward dips. That is why the northern dip of the fracture zone seems to be probable.

The fracture zone in Boreholes Üh-4 and Üh-5 is almost at the same altitude asl., and the thickness in the two intersections is similar. That is why these two intersections are thought to belong to the same fracture zone striking approximately along the line across these boreholes, i.e. in a SW-NE direction. There are no geological or geophysical data to define even the direction of the dip of this zone. As will be seen, in this relation hydrodynamic interference testing served important information.

The two fracture zones altogether have been penetrated in three sections. The latter are obviously insufficient for characterising them. That is why below the fracture zones and the background granite between them are only characterised in generalities.

- Data on **fracture zones** are available from boreholes (BALLA and DUDKO 1998, DUDKO and BALLA 1999, GYALOG and TUNGLI 1998, MAROS and PALOTÁS 1998b, MAROS and PALOTÁS 1999, ZILÁHI-SEBESS 1999). They give vertical components of the *thickness* (along the borehole axes) since due to absence of dip angles the true thickness cannot be calculated. Based on prevailing steep dip one can suppose that

the true thickness is usually two or three times less. The *spatial extension* cannot be defined in any case. The network of boreholes crossed granites mainly up to 240-250 m in a vertical direction is not enough dense in the site for location of wedging-out of steep fracture zones between them. The *hydraulic conductivity* can be given for the biggest fracture zones, for those thickness of which is comparable with the distance between the packers (Table 3). Distribution of data is close to lognormal, its peak being around 5.5×10^{-9} m/s and the two extrema being 10^{-10} and 10^{-6} (BALLA 2000). For the source intervals of the hydrodynamic interference tests, model calculations gave transmissivity $(1.3-6.4) \times 10^{-7}$ m²/s which – taking into account that the distance between the packers used for re-calculations was mostly around 10-20 m – is in harmony with that characteristic value. For the fissure in the lower source interval, model calculation resulted in 1.3×10^{-4} m²/s transmissivity and 136 m half-length. There are no data on *effective porosity* and *storativity* of individual fracture zones. *Heterogeneity* of the hydraulic conductivity can be characterised by 6.4 times dispersion of the logarithmic mean.

- The **background granite** takes part in the conducting

Hydrodynamic test data for stable rock intervals

Table 4

Borehole code	Test code	Test interval			Hydraulic conductivity [m/s]	Calc. max. depression [m]	Mean discharge [l/min]
		top [m bgl.]	bottom [m bgl.]	length [m]			
Üh-2	1	92.14	101.68	9.54	1.74E-10	–	–
	2	133.09	142.63	9.54	2.62E-10	–	–
	3	185.38	194.92	9.54	1.98E-09	–	–
	4	226.05	235.59	9.54	3.07E-10	–	–
	4a	226.59	236.12	9.53	2.96E-10	–	–
	5	305.38	314.92	9.54	1.77E-09	–	–
	6	301.31	310.84	9.53	1.11E-10	–	–
Üh-3	2	119.67	131.37	11.70	3.52E-07	32	5.00
	3	287.95	300.10	12.15	4.12E-08	129	0.28
	4	258.90	269.53	10.63	1.16E-08	–	–
	5	208.91	219.04	10.13	2.93E-08	–	–
	2	45.90	71.13	25.23	7.53E-07	–	–
Üh-4	5	285.18	294.26	9.08	1.46E-07	–	–
	6	250.32	259.40	9.08	1.76E-06	–	–
	7	208.75	217.83	9.08	3.5E-08	–	–
	8	279.98	300.19	20.21	5.74E-07	67	2.40
	2	139.53	151.97	12.44	5.76E-10	–	–
Üh-5	3	89.04	101.48	12.44	2.97E-07	16	0.80
	4	279.89	300.88	20.99	4.95E-11	–	–
	5	242.77	253.99	11.22	2.14E-08	–	–
	6	217.52	228.74	11.22	4.73E-09	–	–
	7	217.75	258.67	40.92	2.93E-08	63	2.22
	8	215.84	256.76	40.92	2.83E-08	66	1.68
	Üh-22	3	472.84	500.62	27.78	5.76E-09	140
Üh-23	1	165.01	181.47	16.46	3.58E-08	–	3.50
	3	218.62	229.13	10.51	3.71E-09	55	0.22
	4	288.00	300.46	12.46	2.17E-12	–	–

Calc. = calculated, max. = maximum, bgl. = below ground level

water with its fractures, fissures and fissure systems. On the *thickness* and *spatial extension* of the blocks between the fracture zones, there is no detailed information such as in case of fracture zones separating them. *Hydraulic conductivity* can be given from scan and long-duration packer tests. In data evaluation it must be taken into account that each separate test characterises a section one or more dozen metres in length in which smaller fracture zones, fractures and fissures occur, their effect being summarised in the test results. Hydraulic conductivity is calculated as the quotient of transmissivity measured and section length, hence it characterises separate sections, not concrete geological objects. Distribution of the values is lognormal in both test series, but the parameters of them are different. In the data set of long-duration tests (Table 4) the peak is around 6.9×10^{-9} m/s and the two extrema are 10^{-10} and 10^{-6} (the smallest value is 2.17×10^{-12} m/s). Of the 120 scan test characterising non-collapsing intervals the mean of 114 is 5.8×10^{-10} , with the two extrema 1.0×10^{-7} and 3.0×10^{-12} m/s (BALLA 2000). The rest 6 values are higher than the upper extremum but not exceeding 2×10^{-6} m/s. The value from the long-duration tests practically does not differ from that calculated for collapsing intervals whereas the scan tests display a value by an order of magnitude less. This is probably due to the fact that long-duration tests were usually performed on intervals which appeared to have increased hydraulic conductivity from scan tests, thus, the scan tests better characterise background granite. For the latter there also are no data on *effective porosity* and *storativity*. *Heterogeneity* of the hydraulic conductivity can be characterised by dispersion of the logarithmic mean which is 27.9 for long-duration tests and 9.1 for scan tests.

Based on the data outlined one can think that the conducting of water in the site can be related to two different systems, one of them composed of big fracture zones, and the other, of background fissures (MOLNÁR *et al.* 1999).

For characterising *anisotropy* of hydraulic conductivity, data are insufficient. Horizontal anisotropy is controlled by the systems of fracture zones and of open fissures, thus, one can think that it cannot be characterised uniformly for the site. In the regional model (MEZŐ *et al.* 1998) the vertical hydraulic conductivity appeared to be minimum. That is why it seems probable that the site anisotropy may be characterised by a three-axis ellipsoid in which the minimum conductivity is oriented vertically, and the position of horizontal axes varies in space.

The *hydrodynamic activity* in wells in general can be measured by flowmetry. Heat-pulse flowmetry has been performed in all boreholes of the site, its sensitivity being 0.01 l/min. This threshold was not overstep without pumping by any of the boreholes (except for the Üh-5). This also shows that the water flow in the site is very weak in a natural state. Influxes usually (except for Borehole Üh-3) were

measured at depression more than 10 m. Of the 48 intervals measured in the site, 25 displayed discharges not exceeding 0.16 l/min, further 20, not exceeding 0.69 l/min, and only 3, discharges 1.59–2.00 l/min. The specific discharge did not exceed 0.016 l/min/m in 25 intervals, 0.100 l/min/m in further 15, 0.382 l/min/m in next 7, and one interval only displayed 0.760 l/min/m. Consequently, the influx is insignificant even at depressions not occurring in the nature. Some comments are however necessary in relation to the data outlined.

- In Borehole Üh-22 discharge 3.5 l/min was observable on the interval 370–385 m, and 3 l/min, on the interval 320–370 m, but they could not be located more precisely. First of them more or less corresponds to the lower source interval (367.40–389.06 m) of the interference testing (see below) where by much more intense pumping (max. depression 115 m) a mean discharge 9.19 l/min was supported for almost nine days. In the site this was an extra-high value, but insignificant in an absolute sense.
- The biggest fracture zones in 1997–1998 boreholes were cemented or cased. Cemented intervals were perforated in 1998. There were no attempts to open the cased intervals: it was supposed that the hydrodynamic connections were not closed in the annular space. Two intervals in the Borehole Üh-22 of 1998–1999 also were cased, the lower of them was perforated. As a consequence, the flowmetry did not give a complete picture, nevertheless, its results significantly contributed knowledge of the hydrodynamic situation.

Hydrodynamic tests characterise collapsing intervals longer than 5 m in a state before cementation. Influxes – with one exception (Üh-22, 367.4–389.06 m: 9.19) – fall in the range 0.6–5 l/min such as those on stable intervals (Table 4). Consequently, on one hand, there is no sensible correlation between the hydraulic conductivity and collapses, which generated the greatest problems in the course of the drilling, on the other hand, discharges from hydrodynamic tests before cementation fall within the same range as those from flowmetry on non-cemented intervals. It is therefore undoubted that water flow in the granite of the Üveghuta site is very limited, independent of its evaluation based on influxes or hydraulic conductivities.

2.2. Groundwater levels and flows

The driving force of the groundwater flow is the potential, more correctly the potential difference between distinct points. The *distribution of potentials* can be characterised by levels (fresh-water heads), to which the water emerges in pipes from distinct points of the space. Corresponding data set was got from the boreholes, these are fresh-water heads measured during the hydrodynamic tests for intervals separated by packers (BALLA 2000). It can be concluded from their distribution that water levels are decreasing downwards in the most of the boreholes, stronger in Boreholes

Table 5

Source zones of the interference tests in Borehole Üh-22

Source zone				Duration of water extraction [h]	Volume of extracted water [m ³]	Mean discharge [l/min]	Calculated max. drawdown [m]
name	top [m asl.]	bottom [m asl.]	length [m]				
Upper	104.57	82.81	21.76	190.44	15.7	1.37	105
Lower	-86.16	-107.82	21.66	215.14	118.6	9.19	115

Üh-5, Üh-22 and Üh-23 and weaker in Boreholes Üh-3 and Üh-4. In the same boreholes, the fresh-water heads in general decrease from the south towards the north, although in distinct horizontal sections the picture is rather variable. All this shows that the water flow in the site has a downward-directed component.

Borehole Üh-2 stands out in any respect: along its axis, the fresh-water heads vary a little bit but around the same value which is by 15-20 m less than in the neighbouring Boreholes Üh-22 and Üh-23. This is an outstanding anomaly in the hydrogeological picture of the site, and can be explained in terms of drawdown due to an assumed fracture zone. This zone is probably the same which was penetrated by the borehole below 346.6 m, its dip being probably very steep (see above). The drawdown is not indicated in the water levels of the Borehole Üh-22 located in 85 m, this fact pointing to existence of an isolator between these boreholes. The zone – in harmony with the position of Boreholes Üh-3 and Üh-4 which also do not show any drawdown effect – probably strikes in a ENE-WSW direction, and its steep plane supposed to dip towards the NNE.

Fluctuations of the fresh-water heads were determinable from the data sets of the hydrodynamic interference tests. The cyclic variation due to earth tides with a half-day period is of scale 0.5–1.5 kPa. Pressure variations of atmospheric origin are irregular and can reach 2.0–2.5 kPa.

Hydrodynamic gradients are variable, but in general can be characterised in a statistic sense. Between those of the long-duration hydrodynamic test intervals (mostly 40–60 m long) which do not overlap each other a total of 26 vertical gradients can be calculated (BALLA 2000). Of them the mean of 25 is -0.021 ± 0.067 m/m, with the extreme values +0.12 and -0.16 (the 26th value is outstanding, -0.264 m/m). Horizontal gradients between the neighbouring boreholes were calculated as follows. Each fresh-water head value measured during the hydrodynamic testing was referenced to the middle of the packer interval, then, linear interpolation was performed between neighbouring points. This way, a continuous head profile was defined for each borehole. At least one of the points included into gradient calculation was in the middle of a packer interval. The calculated 49 gradients form two well-defined populations (BALLA 2000). One of them is formed by the 12 gradients at Borehole Üh-2, the second, by the remaining 37 values defined for distances 123–193 m. The values of the first population are dispersed between 0.13 and 0.27 m/m characterising head anomaly of Borehole Üh-2 mentioned above. The values in the second population are with

no exception less than 0.06 m/m. The mean of the second population is 0.027 ± 0.016 m/m, it can be used for the background of the Üveghuta site. The mean is more, the dispersion is less than those for vertical gradients. The vectors of the horizontal gradients uniformly point from the SE towards the NW in both the Üh-22 - Üh-4 and Üh-3 - Üh-5 sections and also uniformly from the S towards the N in the Üh-5 - Üh-22 section. In the other two imaginable directions (NE-SW and E-W) the vector directions are changeable (BALLA 2000). This can also be interpreted in terms of promoting the water flow by a WNW-ESE directed structure (see below). The northern component is probably due to the regional flow pattern.

On the hydrodynamic connections between the boreholes the hydrodynamic interference test resulted in direct data. Drawdown was performed in two intervals of Borehole Üh-22 (Table 5), and its influence was measured

Table 6

Observation zones of the upper interference test

Borehole code	Observation zone				
	code	top [m asl.]	bottom [m asl.]	length [m]	distance [m]
Üh-2	2U1	187.14	153.75	33.39	114.20
	2U2	152.90	117.01	35.90	94.09
	2U3	116.16	82.77	33.39	84.75
	2U4	81.92	47.03	34.89	89.46
	2U5	46.18	11.81	34.38	106.46
	2U6	10.96	-101.79	112.75	162.79
Üh-3	3U1	179.07	143.18	35.90	141.39
	3U2	142.33	108.05	34.28	128.20
	3U3	107.20	73.92	33.28	124.31
	3U4	73.07	40.32	32.75	129.66
	3U5	39.47	-20.41	59.89	150.09
Üh-4	4U1	203.65	165.70	37.95	185.21
	4U2	164.85	127.72	37.13	169.68
	4U3	126.87	64.55	62.32	161.68
	4U4	63.70	30.87	32.84	167.86
	4U5	30.02	-53.76	83.78	192.79
Üh-5	5U1	192.67	160.77	31.91	281.50
	5U2	159.92	123.43	36.49	273.22
	5U3	122.58	71.66	50.92	269.00
	5U4	70.81	-19.64	90.46	277.47
Üh-23	23U1	184.43	148.59	35.85	194.73
	23U2	147.74	113.47	34.27	184.34
	23U3	112.62	78.76	33.86	180.62
	23U4	77.91	44.52	33.40	183.50
	23U5	43.67	-23.29	66.96	198.98

Distance of the observation zone measured from the source zone.

Observation zones of the lower interference test

Table 7

Bore-hole code	Observation zone					Pressure decrease		Effective time [h]	Residual drawdown [kPa]	Pressure increase		Effective time [h]
	code	top [m asl.]	bottom [m asl.]	length [m]	distance [m]	absolute [kPa]	relative [%]			absolute [kPa]	relative [%]	
Üh-2	2L1	116.07	82.69	33.39	213.81	—	—	—	—	—	—	—
	2L2	81.84	45.94	35.90	181.76	—	—	—	—	—	—	—
	2L3	45.09	11.70	33.39	151.24	—	—	—	—	—	—	—
	2L4	10.85	-24.03	34.88	123.79	?	?	?	?	?	?	?
	2L5	-24.88	-59.26	34.38	100.83	?	?	?	?	?	?	?
	2L6	-60.11	-101.79	41.69	86.06	?	?	?	?	?	?	?
Üh-3	3L1	143.95	108.06	35.90	255.29	60	5	22	48	12	20	123
	3L2	107.21	72.93	34.28	224.59	60	5	23	48	12	20	123
	3L3	72.08	38.80	33.28	196.68	59	5	21	48	11	18	121
	3L4	37.95	-5.20	32.75	171.77	49	4	32	45	4	8	258
	3L5	4.35	-20.41	24.77	152.84	45	4	38	42	2	5	260
Üh-4	4L1	127.17	64.14	63.04	251.28	—	—	—	—	—	—	—
	4L2	63.30	44.06	19.24	220.74	62	5	35	47	15	24	118
	4L3	43.21	9.42	33.79	203.05	73	6	22	60	13	18	145
	4L4	8.57	-20.69	29.27	185.19	74	6	21	63	11	15	146
	4L5	-21.54	-53.76	32.22	171.89	67	6	22	50	17	25	123
Üh-5	5L1	122.95	72.01	50.94	331.92	—	—	—	—	—	—	—
	5L2	71.16	42.79	28.37	309.93	—	—	—	—	—	—	—
	5L3	41.94	14.21	27.73	296.64	—	—	—	—	—	—	—
	5L4	13.36	-19.64	33.00	284.88	—	—	—	—	—	—	—
Üh-23	23L1	150.44	114.59	35.85	292.05	—	—	—	—	—	—	—
	23L2	113.74	79.84	34.27	264.77	—	—	—	—	—	—	—
	23L3	78.63	44.77	33.86	240.43	—	—	—	—	—	—	—
	23L4	43.92	10.52	33.40	219.20	—	—	—	—	—	—	—
	23L5	9.67	-23.29	32.97	201.87	—	—	—	—	—	—	—

In column *pressure decrease* maximum values are indicated. *Distance to the observation zone* is measured from the source zone, *relative pressure decrease* is referred to the source zone, *relative pressure increase*, to the maximum pressure decrease. *Effective time* covers the time span between the start of pumping and start of pressure decrease as well as between the end of pumping and start of pressure increase, respectively.

in 25 intervals, separated by packers, of the other 5 boreholes (Table 6 and Table 7). The discharge was kept constant in the course of the pumping. Each signal consisted of two parts: pressure decrease due to drawdown and pressure increase after the termination of the drawdown.

During the interference testing of the upper source zone no response was recorded on any of the observation intervals. During the interference testing of the lower source zone definite responses were recorded in all the five intervals of Borehole Üh-3 and in four lower intervals of Borehole Üh-4 (Table 7). The pressure decrease after the start of pumping appeared in all the nine intervals after 20–40 hours at *linear distances* 153–255 m (length of straight lines connecting the source and observation zones; the real path of the signal through complicated systems of fissures might be several times longer). The pressure decrease continued after the end of pumping as well, and after 5–11 days reached 45–75 kPa. The pressure increase took place much slower than the pressure decrease.

Below, an attempt is made on the interpretation of the interference features. As a principal difficulty in this the absence of data on the *storativity* is regarded (BRADLEY and MACDONALD 1999), it results in impossibility to define the geological sense of the magnitudes and travel times of the signals. Considering the linear distances between the

source and observation zones around 150–250 m one must regard these properties as means for minimum several dozen metres long intervals. From that point of view it can be stated that the fluctuation of the rock-mechanical properties falls within a 3–5-times range, the same is seen in PSQ profiles (HERMANN *et al.* 1998). The difference between the borehole means of the fracturing does not exceed two times, and between means for 20–30 m intervals, 3–5 times (MAROS and PALOTÁS 1998a). It will be probable not a big mistake to assume that fluctuation of the storativity values in the scale of the interference signal paths remains within one order of magnitude, *i.e.* in the first approximation, for a qualitative evaluation, the storativity can be regarded constant. Considerations below are based on this assumption.

Hydrodynamic connection means detection of a measurable signal. The signal might fall below the detection sensitivity, and the duration of the test might be insufficient for signal forming, but these possibilities are not considered here.

In the observation zones of Borehole Üh-2 in linear distances 86–124 m weak, uncertain signals were detectable, in higher zones at linear distances 151–214 m even these were absent. That is why it can be supposed that the hydrodynamic connection is much weaker than with the observa-

tion zones in Boreholes Üh-3 and Üh-4 located in distances two or three times longer.

It was a fact that the lower section of Borehole Üh-22 only was in connection with Boreholes Üh-3 and Üh-4, the upper not, consequently the zone of hydrodynamic connections – further on: *hydrodynamically active belt* – dips from the Boreholes Üh-3 and Üh-4 below the upper section of Borehole Üh-22, *i.e.* steeply towards the north.

In Borehole Üh-3, the signal was strongest in the uppermost observation zone and here appeared earliest. Downwards it became less and less intense in spite the observation zones were closer and closer to the source zone. As seen, the signal spread easiest in the steepest direction, and the more the linear direction deviated from this “preferred” direction the more was the duration of the spreading and the attenuation of the signal. All this confirms that the hydrodynamic connection is related to a northward-dipping steep structure. Such a structure can be outlined by correlating the collapsing zones (Table 3) at 367.42–389.06 m within the source zone of Borehole Üh-22 and at 161.60–164.95 m within the uppermost observation zone of Borehole Üh-3 (BALLA 2000). It has to be mentioned that the zone across the collapsing intervals at 283.50–308.30 m in Borehole Üh-22 and 75.58–93.98 m in Borehole Üh-3 is almost parallel. Interference tests did not cover any of these intervals thus it is unclear whether this zone is inside the hydrodynamically active belt or not.

The situation is much more complicated in Borehole Üh-4. In the uppermost observation zone, there was no signal detected although the most important, double fracture zone of the borehole falls here (Table 3: 124.76–138.83 and 152.43–165.19 m). At the same time, in the much more stable lower four observation zones, the signal was clearly detectable. Therefore, it must be supposed that the fracture zone is not in hydrodynamic connection with the background granite situated immediately below it and is isolated from the hydrodynamically active belt through Boreholes Üh-22, Üh-3 and Üh-4. Within this belt, down through the 2nd, 3rd and 4th observation zones of Borehole Üh-4, with decrease of the linear distances the pressure-decrease signal becomes stronger and the effective time, less, whereas in the pressure-increase pattern an opposite pattern is dominant. The lowermost (5th) observation zone displays less intensity and more effective time of the signal than zones above it despite of the even lesser linear distance. That is way one can think that the maximum signal conductivity falls on the 4th observation zone, *i.e.* the hydrodynamic connection with Borehole Üh-22 is relatable to a steep structure dipping northwards such as in case of Borehole Üh-3.

It can be supposed that the double fracture zone of Borehole Üh-4 (at 124.76–138.83 and 152.43–165.19 m) is correlatable with the biggest fracture zone of Borehole Üh-5 (at 170.61–206.07 m). This fracture zone (BALLA 2000) cannot dip towards the NW since it would destroy the

hydrodynamic connection between Boreholes Üh-22 and Üh-4, therefore, a SE-directed dip is supposed. No data are available on the dip angle of this fracture zone.

2nd, 3rd and 4th observation zones of Borehole Üh-5 are in one-and-a-half time longer linear distance than observation zones of Borehole Üh-4 below the SE-dipping fracture zone. This difference is of the same scale as that between the uppermost and lowermost observation zones within boreholes both Üh-3 or Üh-4. Based on the intensity of the signal and distance ratios it could be expectable that lower sections of Borehole Üh-5 fall within the hydrodynamically active belt. The absence of signals point to this expectation is not confirmed. Therefore, it seems to probable that Borehole Üh-5 is isolated from this belt, but nothing is known about the corresponding structure.

Comparison of the hydrodynamic pattern and most significant fracture zones resulted in outlining of three structures as follows:

- low-potential fracture zone penetrated at the bottom of Borehole Üh-2 steeply dipping towards the NNE;
- fracture zone penetrated at lower section of Borehole Üh-22 and upper section of Borehole Üh-3;
- big fracture zone of Boreholes Üh-4 and Üh-5 above the hydrodynamically active belt and isolated from it.

As it can be concluded from the data available, these three structures outlined above control the hydrodynamic pattern of the Üveghuta site. The axis of the hydrodynamically active belt correlated between Boreholes Üh-3 and Üh-22 can be fit in with the collapsing zone in 221.05–225.40 m of Borehole Üh-4, this resulting in the dip at 18/62°. This plane must be interpreted as the axis of the hydrodynamically active belt, not as a narrow zone of significant conductivity outstanding on a fractured background (*cf.*: BRADLEY and MACDONALD 1999). It serves first of all for geometric presentation of the probable position of the belt. The WNW-ESE strike is in harmony with the statement above on the uniformity of the vectors of head gradients just in that direction.

The apparent dip of the fracture zone penetrated at the bottom of Borehole Üh-2 falls within 75 and 90° in the section plane across Borehole Üh-22. Its concrete value is taken as 82° but it can appear that during the hydrodynamic modelling even steeper dip has to be considered. For the strike the direction of the most probable surface drainage is taken, it results in true dip at 327/84° (BALLA 2000).

The dip angle of the fracture zone in Boreholes Üh-4 and Üh-5 is estimated as 70° (BALLA 2000), the corresponding dip azimuth is 124°. It seems improbable that the imaginable 5–10° deviation affects significantly the modelling results.

2.3. Hydrogeochemistry

The factual base of the hydrogeochemical characteristics of the Üveghuta site is formed by 16 water sample taken in the course of long-duration hydrodynamic tests (Table 8), furthermore, 5 samples (Üh-4: 1st and 2nd, Üh-5:

Table 8

Review of the water samples from the Üveghuta site

Bore-hole code	Co-ordinates			Sample code	Sampling date	Test interval				Test code	Tracer [%]
	X [EOV m]	Y [EOV m]	Z [m asl.]			top [m bgl.]	bottom [m bgl.]	top [m bgl.]	bottom [m bgl.]		
Üh-2	95,178.69	616,014.27	279.42	1	09/12/1997	318.9	364.2	-38.2	-83.5	8	9.91
				2	09/12/1997	318.9	364.2	-38.2	-83.5	8	8.00
Üh-3	94,999.11	615,919.06	278.77	1	28/10/1997	119.5	131.2	160.1	148.4	2	7.60
				2	17/12/1997	288.0	300.1	-8.4	-20.5	3	4.20
Üh-4	94,987.47	616,111.21	246.16	1	29/09/1997	—	17.5	—	229.1	—	—
				2	01/10/1997	—	28.6	—	218.0	—	—
				4	29/10/1997	70.9	96.2	175.7	150.4	1a	8.92
				5	24/02/1998	280.0	300.2	-33.4	-53.6	8	1.57
Üh-5	94,828.32	616,006.77	280.43	1	23/09/1997	—	53.4	—	227.9	—	—
				3	07/11/1997	89.0	101.5	192.3	179.8	3	9.13
				4	21/01/1998	215.8	265.8	65.5	15.5	8	7.83
Üh-22	95,096.93	615,992.71	280.80	1	18/11/1998	78.3	80.1	203.0	200.1	—	6.79
				2	09/01/1999	178.5	198.9	102.7	82.3	1	2.48
				5	21/05/1999	176.8	198.6	104.4	82.6	6	4.53
				3	22/02/1999	245.6	255.6	35.6	25.6	2	1.50
				7	05/07/1999	288.5	318.8	-7.3	-37.6	5	2.87
				6	11/06/1999	367.6	389.2	-86.4	-108.0	4	0.09
Üh-23	95,275.97	615,968.97	276.66	4	01/05/1999	473.0	500.8	-191.8	-219.6	3	0.17
				1	16/11/1998	65.5	90.0	211.7	187.2	—	4.35
				2	10/12/1998	165.0	181.5	112.2	95.7	1	4.37
				3	04/02/1999	218.6	229.2	58.6	48.1	3	7.76

Upper water samples from boreholes Üh-4, Üh-5, Üh-22 and Üh-23 were taken from confined ground water, with no test. In the 3rd sample from Borehole Üh-4, the tracer concentration was too high, instead of it 4th sample was taken. The 2nd sample of Borehole Üh-5 was polluted by technical matter, instead of the 3rd sample was taken.

1st, Üh-22: 1st, Üh-23: 1st) taken from the sedimentary overburden. In those 21 samples *temperature*, *pH*, *redox-potential* (Eh), *electric conductivity* (Ec) and *free-oxygen content*, as well as *alkalinity* were measured on-site. In the course of laboratory studies, pH, conductivity (Ec) and free-oxygen content were measured again, additionally *silica* and *carbon-dioxide content* (in form of HCO₃) were determined, *hardness* was calculated, and the same major and minor elements were detected as in other ground waters of the region. There are data on the thorium, uranium and radon concentrations as well.

Based on the hydrochemical data one can outline the type, direction and rate of the groundwater flow, this sets constraints for the transport modelling and gives possibility for independent check of the conclusions from the modelling. The same data are necessary for judging about the water-rock interactions as well.

- The *water-quality characteristics* of the Üveghuta site is as follows. The total salinity is 450–900 mg/l. The near-surface waters are of Ca–Mg bicarbonate type, sometimes with dominance of Mg. Deeper the Na concentration increases, but Na-bicarbonate waters do not appear in the region. The (Ca+Mg)/(Na+K) ratio is 8–10 near surface and falls up to 1–3 with the depth. The chloride, sulphate and nitrate concentration only increases far of the site, due to communal or agrarian pollution. The nitrate content of the waters in the Üveghuta site is of natural (air–soil) origin

and disappears within 3000–5000 years. Hydrogen sulphide which appears sometimes is proved to be product of bacterial sulphate reduction. The organic matter necessary for the life of these bacteria is confirmed to be of industrial origin and got into water with the tools used.

- The *temperature of infiltrating waters* displays variable picture as concluded from stable-isotope data. Two main groups can be outlined in general: waters infiltrated under cold climate, in glacial period, and waters infiltrated under warmer climate similar to the present-day one. The difference is expressed in *water ages* in the same way. The distribution of those groups in the vertical section of the Üveghuta site displays a variable picture (Figure 5).
- In Boreholes Üh-5, Üh-3 and Üh-22, the waters of the first group appear at 50–80 m asl. and are characteristic of deeper horizons. Above them, from 150–200 m asl. up to the top of granite, waters of the second group are situated. Between these levels, transitional values are observable. Since the temperature change was rather sharp in time, the transitional values are explainable in terms of mixing of waters of the two types. Boreholes Üh-4 and Üh-2 did not get out of the zone of mixed waters, whereas Borehole Üh-23 even did not reach it, this pointing to faster flow as compared with the other boreholes. Boreholes of different types are alternating in space,

Table 9

Affection of the groundwater composition by drawdown in Borehole Üh-22

Borehole code	Sample code	Test interval		Composition before drawdown			Composition after drawdown		
		top [m asl.]	bottom [m asl.]	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) [‰]	$\delta^2\text{H}$ (SMOW) [‰]	^{14}C water age [year]	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) [‰]	$\delta^2\text{H}$ (SMOW) [‰]	^{14}C water age [year]
Üh-22	1	203.0	200.1	-10.44	-73.5	—	—	—	—
	2	102.7	82.3	-11.14	-79.1	11,000	—	—	—
	5	104.4	82.6	—	—	—	-10.76	-76.7	<500
	3	35.6	25.6	-13.10	-96.1	17,500	—	—	—
	7	-7.3	-37.6	—	—	—	-12.88	-95.4	5,750
	6	-86.4	-108.0	—	—	—	-10.90	-77.7	6,600
	4	-191.8	-219.6	-13.44	-99.4	19,500	—	—	—

this showing weakness of direct flow connections in horizontal directions. The faster flow mentioned above first of all means faster vertical flow.

- The affection of the groundwater composition by drawdown can be demonstrated by comparison of samples taken from Borehole Üh-22 before and after interference tests. The changes (Table 9) unambiguously show that the age of ground water decreased, and calculated infiltration temperature increased, i.e. the extracted water was substituted from-above, this pressing down the water-age zonation.

2.4. Site model

Below, the geological-hydrogeological model which can be constructed from the data outlined above is charac-

terised. First, it is noted that of the 9 fracture zones of minimum 5 m vertical thickness penetrated in the Üveghuta site (Table 3) two were only studied by interference testing. This testing brought unexpected results, and left open some questions even in that part of the site which was covered by the responses. Therefore, the level of knowledge of the site cannot be regarded sufficient for modelling, and further interference tests will probably also bring surprises. Essentially, all the models are hypotheses, thus, it is true for them as well that they are acceptable after new date will not necessitate significant modifications in it.

Consequently, that model which can be constructed on the basis of the recent knowledge of the site is necessarily uncertain, and probably does not describe the natural situation with the preciseness intended. In spite of this it can be stressed that – with an emphasis of the working-hypo-

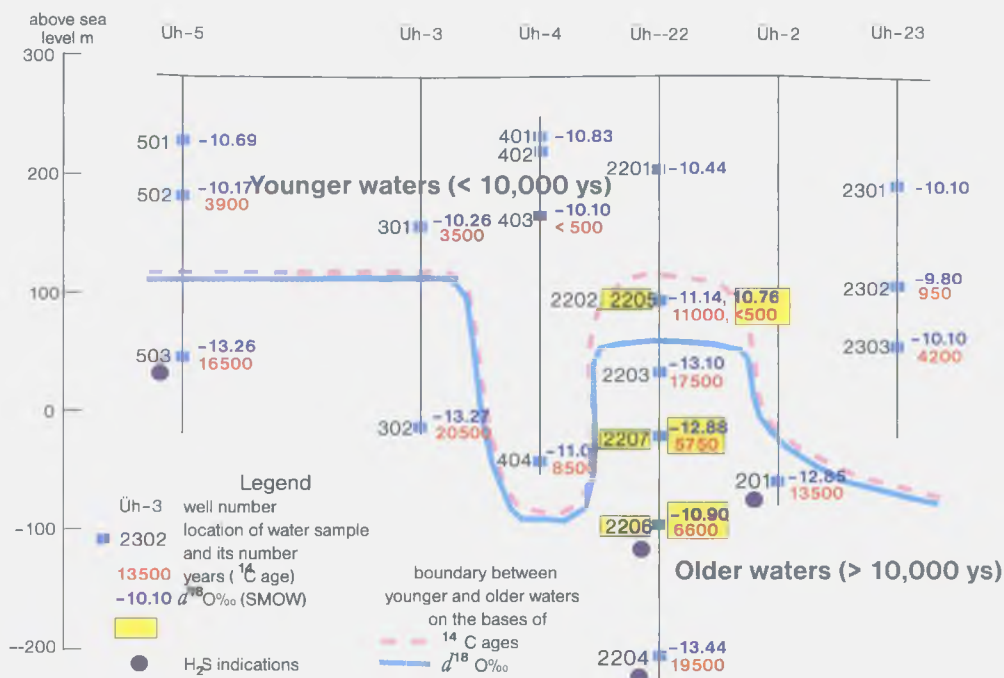


Figure 5. Water-age zonation of the Üveghuta site based on isotope studies (HORVÁTH 1999: Figure 6.1)

5. ábra. Az üveghutai telephely vízkörössége izotópvizsgálatok alapján (HORVÁTH 1999: 6.1. ábra)

thesis state – data available can be gathered into a consistent model. In construction of the model, a fundamental criterion was that the more data can be correlated in the model the more believable is the resulting picture. This criterion was followed while correlating collapsing intervals and in delineation of main fracture zones.

The only object directly observed by the testing is the hydrodynamically active belt, therefore, it was taken as a basis for constructing the model. The axial plane of the belt has been identified, but the boundaries and the thickness can only be characterised by considerations. From the axial plane, the belt extends in Borehole Üh-3 downwards at 118 m, in Üh-4 downwards at 77 and upwards at 38 m (BALLA 2000). Further extension upwards is limited by the upper source zone in Borehole Üh-22 in 169 m upwards which does not belong to the belt in question. It can be supposed that the vertical thickness of the hydrodynamically active belt is around 200-250 m and that its axial plane is situated in the middle. Position and type of the boundaries are uncertain and can be changed during the modelling, that is why these boundaries are not indicated in the structural model (BALLA 2000).

From the structural model (BALLA 2000), it can be concluded that the part of the belt above the axial plane would approach the lower section of Borehole Üh-2 and would be contoured by the steep fracture zone penetrated at the bottom of this borehole. Therefore, in the frame of the considerations above, an isolating sheet accompanying the fracture zone must be imagined. Similar feature has to be supposed in Borehole Üh-4 as well where above the uppermost of the responding zones a non-responding fracture zone is situated. As seen, both fracture zones, which were outlined practically independent of the interference test results at the bottom of Borehole Üh-2 as well as in the middle of Boreholes Üh-4 and Üh-5, behave as they are rimmed by isolating sheets. This feature may be related to the intense argillisation accompanying the big fracture zones. This process could result in practically complete filling of the fissures in the rims of the fracture zones. The uncertain response in the lower section of Borehole Üh-2

may be explained in terms of incompleteness of the isolation.

The location of boundaries of the upper, isolated section of Borehole Üh-22 and those of the lower section of Borehole Üh-5 below the fracture zone can be directly based on the considerations above. Position and type of the blocks above the fracture zone in the middle of Boreholes Üh-4 and Üh-5 as well as behind the fracture zone at the bottom of Borehole Üh-2 remained unclarified.

It has to be mentioned that delineation of the main element of the hydrodynamically active zone can be disputed, but if this idea is rejected, there will be no possibility for constructing a deterministic model, and the modelling will be restricted to a stochastic version, conditions for which are now not present.

3. Conclusions

In the frame of the exploration of the Üveghuta site 6 boreholes were drilled in 1997-1999, and single-hole and crosshole (interference) hydrodynamic testing of them was carried out. The resulting parameters show that the sound granite below 200 m asl. is a suitable medium for disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. The most important suitability criterion is the slow water flow along deeply diving paths.

So far the prevailing majority of the fractures can only be characterised in a statistical sense. The most critical element of the hydrogeological pattern is the low-head zone penetrated by Borehole Üh-2 which fundamentally influences the groundwater flow conditions. This zone is connected with a fracture zone approximately of ENE-WSW strike with steep dip at 84° towards the NNW, which is situated in maximum some meters of the Borehole Üh-2. Waters arriving from the repository can reach the surface in the shortest time along this fracture zone, thus, the latter generates the greatest geological danger for the safety of the site. Therefore, perhaps the most important objective of the further exploration consists in detailed study of this fracture zone.

References

- BALLA, Z., 1999: Bevezetés (in Hungarian: Introduction). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- BALLA, Z., and DUDKO, A., 1998: A telephely szerkezeti képe (in Hungarian: Structural pattern of the site). In: BALLA et al. 1998: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARS, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DIETRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997-1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., MARS, I., PALOTÁS, K., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BRADLEY, GR., MACDONALD, B., HERMANN, L., PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., ZILAHY-SEBESS, L., and SZONGOTH, G., 1999:

- Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report of the geological exploration in connection with the PHARE Project R4.09/94). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BARABÁS, A., BARANYI, I., and JÁMBOR, Á., 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegységterképe (in Hungarian: Pre-Tertiary basement map of the Mecsek and Villány Mountains). – *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve I.*, Mellékletek.
- BRADLEY, G., and MACDONALD, B., 1999: Interpretation of the hydrogeological interference tests conducted at űveghuta in southwest Hungary for PHARE project PH4.09/94. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- Calamites 1996: Bányászati módszerekkel megvalósítandó hulladék-elhelyezési létesítmény űveghután (in Hungarian: Waste disposal facility to be implemented with mining techniques at űveghuta). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DUDKO, A., and BALLA, Z., 1999: Töréses övek (in Hungarian: Fracture zones). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GYALOG, L., and TUNGLI, GY., 1998: Mélyfúrások (in Hungarian: Deep boreholes). In: BALLA et al. 1998: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HERMANN, L., PRÓNAY, Zs., and TÖRÖS, E., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás űveghuta körzetében. Jelentés az űveghuta-2. sz. fúrás PSQ és PQ-méréseiről (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. site exploration in the űveghuta area. Report on the PSQ and PQ measurements in Borehole űveghuta-2). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH, I., 1999: Vízgeokémiai elemzés (in Hungarian: Hydrogeochemical analysis). In: BALLA et al. 1999: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- JUHÁSZ, J., (editor) 1989: Összefoglaló jelentés az ófalui tervezett radioaktív hulladékártóló telep kutatásáról (in Hungarian: Summary report on the exploration of the planned radioactive waste repository at the village of Ófalu). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., KALMÁR, J., FÖLDVÁRI, M., and BARÁTH-SENYEI, K., 2000a: Mineralogical-petrographic characterisation of the weathering crust of the űveghuta granite (Az űveghutai gránit mállási kérgének ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., KALMÁR, J., FÖLDVÁRI, M., and BARÁTH-SENYEI, K., 2000b: Mineralogical characterisation of the fissure fillings in the űveghuta granite (Az űveghutai gránit mállási kérgének ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1995: Törések eloszlása és gyakorisága a Mórággy környéki gránitterületen (in Hungarian: Distribution and frequency of fractures in the Mórággy granite region). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1998a: Törésgyakoriság, töredezettség (in Hungarian: Fracture frequency, fracturing). In: BALLA et al. 1998: Volume 1. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1998b: Nagyobb törések (in Hungarian: Great fractures). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 1999: A nagyobb törések elemzése (in Hungarian: Analysis of great fractures). In: BALLA et al. 1999: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1996: Az űveghutai potenciális telephely hidraulikai metszetmodellezése, I. ütem. Kutatási részjelentés (in Hungarian: Hydrogeological modelling in vertical sections of the űveghuta potential site, Phase I. Interim report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1997: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése telephelykutatás űveghuta körzetében. A kutatási terület háromdimenziós hidraulikai és transzportmodellezése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Three-dimension hydraulic and transport modelling of the study area). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MEZŐ, GY., SZILÁGYI, G., and TÓTH, GY., 1998: Hidrodinamikai modellezés (in Hungarian: Hydrodynamic modelling). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MOLNÁR, P., BRADLEY, G., MACDONALD, B., and TUNGLI, GY., 1999: Lyukközi interferenciás kűtvizsgálat (in Hungarian: Crosshole interference testing). In: BALLA et al. 1999: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI, Á., 1998: A vízkivételi helyek reambulációja és vízföldtani értékelése (in Hungarian: Reconnaissance and hydrogeological assessment of water-producing sites). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI, Á., and TÓTH, GY., 1998: Az ófalui kutatási tapasztalatok értékelése és hasznosítása (in Hungarian: Evaluation and utilisation of the experience from the Ófalu exploration). In: BALLA et al. 1998: Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., 1998a: A gránit vízföldtani helyzete (in Hungarian: Hydrogeological setting of the granite). In: BALLA et al. 1998, Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH, GY., 1998b: Összefoglalás, vélemény az alkalmasságról (in Hungarian: Summary, an opinion about the suitability). In: BALLA et al. 1998, Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- VARGA, GY., PAPP-URBÁN, J., and LISZI, J., 1995: Kis közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezésére szolgáló potenciális telephelyek felderítő kutatása. Hidrológiai reambuláció. Zárójelentés (in Hungarian: Exploration of potential sites for disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Hydrological reconnaissance. Final report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILÁHI-SEBESS, L., 1998: Töredezett zónák kijelölése (in Hungarian: Delineation of the fractured zones). In: BALLA et al. 1998, Volume 2. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELY HIDROGEOLOGIAI VISZONYAI

BALLA ZOLTÁN, HORVÁTH ISTVÁN, ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES, TÓTH GYÖRGY

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

A kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezésére irányuló kutatás során 1996-ra a mórágai gránit körvonalazódott perspektivikus képződményként. Ezen belül Bátaapáti község területén indult részletesebb kutatás, amelynek eredménye az üveghutai telephely kijelölése volt, ahol felszín alatti elhelyezéssel számoltunk (BALLA 2000). A telephely földtani alkalmasságát elsősorban a vízföldtani viszonyok határozzák meg, amelyeket a telephelyen 6 db mélyfúrással, 4-5 km-es körzetében pedig vízföldtani és földtani reambulációval, geofizikai mérésekkel, a meglévő mélyfúrású és ásott kutak, a természetes vízfakadások és vízfolyások, valamint 24 újonnan mélyített sekélyfúrás vizsgálatával és rajtuk a kiépítésüktől folytatódó észleléssel tanulmányoztunk.

Az alábbiakban először a regionális, majd a telephelyi vízföldtani viszonyokat jellemezzük, végül összesítést adunk.

1. Regionális vízföldtani viszonyok

Régió alatt a telephely kb. 10 km-es környezetét értjük. Az alábbiakban először az éghajlatot, ezután a felszíni vizeket (hidrológia), a felszín alatti vizeket (hidrogeológia), majd a felszín alatti vízszinteket és áramlásokat (hidrodinamika), végül a vizek összetételét (hidrogeokémia) ismertetjük.

1.1. Éghajlat

Az éghajlati adatok közül a hőmérsékletet, a csapadékot és a párolgást ismertetjük, a beszivárgást a következő fejezetben tárgyaljuk.

Az évi középhőmérséklet 10 °C körül van, az éghajlat mérsékelt meleg. A fagymentes időszak április elejétől október végéig tart. A legmelegebb nyári nap középhőmérséklete 33 °C, a leghidegebb téli napé 15 °C volt. A napsütéses órák száma évi átlagban 2050–2060 (820 nyáron és 210 télen).

A csapadék éves átlaga 660–700 mm, ebből a vegetációs időszakra 400–420 mm esik. Az eddig mért maximális csapadékmennyiség 93 mm volt 24 óra alatt. A havi csapadékoszlás maximuma (szeptember) és minimuma (február) között az átlagértékben csaknem háromszoros a különbség.

A párolgás potenciális éves átlaga 900 mm körül van. A klimatikus vízvesztesség (potenciális párolgás-csapadék) kb. 200 mm. A tényleges párolgás harmincéves átlaga 500–550 mm.

A felszíni lefolyás alapvízhozama a Mill-patak alsó szakaszán (Véméndnél), a Kövesdi-vízen, Mórágai-vízen és a Hutai-patakon létesített vízhozammérőn kapott adatokból átlagosan 3,376 m³/min értékűnek adódott. A teljes évi felszíni lefolyásra nincs adatunk.

1.2. Felszíni vizek

A Duna az üveghutai telephelytől K-re 24, DK-re 20 km távolságban folyik, árterét (tszf. 90 m) és teraszát itt Sárköznek nevezik. A tárgyalt régió a Sárköz fölé emelkedő, 300 m magas Geresdi-dombság része. Innen DK-i irányban három patak folyik a Duna ÉK-DNy-i irányú szakaszába: a Véméendi-, a Belső-réti- és a Lánka-patak. A mélyebb völgyek talpa többnyire lapos, az eredetileg mocsaras völgytalpakat árkokkal szabályozták.

A kis patakok alapvízhozama meglehetősen egyenletes, s a vastag lösztakaró lecsökkenti a beszivárgás változékonyságát. A felszíni lefolyás erősen ingadozik, a mély, lapos fenekű völgyekben árvizek is előfordulnak. A talajvízszint itt 0–1 m mélyen van, s az alapvízhozamot – főként a nyári időszakban – a párolgás is csökkenti. A Geresdi-dombság felszíni lefolyásának átlagos paraméterei a következők (VARGA et al. 1995): fajlagos éves lefolyás = 2,5 l/s/km²; átlagos éves lefolyás = 50–100 mm; árvízi tényező = 1,5.

1.3. Felszín alatti vizek

Az alábbiakban az egyes részeket vízföldtani jellemzését adjuk, majd a terület vízháztartását elemezzük. Vízföldtani szempontból két fő egységet különböztethetünk meg:

- a **telítetlen, háromfázisú öv** a talajnedvesség öve, amely a felszín és a talajvíztükör között helyezkedik el; a beszivárgás sebessége – ásott kútaknál felvett tríciumprofil alapján (az 1963. évi tríciumcsúcs 1997-ben 5,5 m körül volt) – 0,16 m/év, ami kb. 32 mm/év beszivárgásnak felel meg. A telephelyi dombtető alatt 50–77 m mélységben lévő talajvíztükörig az ily módon beszivárgó víz – 313–481 év alatt juthat le.
- a **telített, kétfázisú öv** a felszín alatti vizek öve.

A telítetlen, háromfázisú öv vastagsága a dombtetők

alatt eléri a 80 m-t, s magában foglalhatja a lösz, a tarkaagyagot, a gránitmurvát és a mállott gránit felső részét. A talajvíztükör feljebb is kerülhet, egészen a lösz aljába, így mindezen képződmények a telített, kétfázisú öv részei is lehetnek. Jellemzésüket az alábbiakban adjuk.

A lösz vastagsága a domborzati helyzet függvényében ingadozik, néhol meghaladja az 50 m-t. Vízzelvezető képessége vízszintes irányban 6×10^{-7} m/s, függőlegesen 5×10^{-8} m/s (JUHÁSZ 1989). Effektív porozitását 10%-ra becsüljük.

A tarkaagyag (Tengelici Formáció) vastagsága néhány és 20 m között változik. Vízszintes és függőleges vízvezető képessége egyaránt 10^{-9} m/s körül van (JUHÁSZ 1989), így függőleges potenciálesése nagy. Effektív porozitását 10%-ra becsüljük.

A gránitmurvának és a mállott gránit legfelső, repedezett részének vastagsága néhány tucat és 100 m között ingadozik, vezetőképessége igen változékony, jellemzően 10^{-7} – 10^{-5} m/s. Effektív porozitását 5%-ra becsüljük. A talajvíztükör általában ebben a szintben van, s ez a Mórógyi-rög egyik legfontosabb vízadó szintje, hozzá kapcsolódnak a nagyobb források és fakadások.

A gránit vastagsága ismeretlen, de legalább néhány km-re becsülhető, vagyis fekszenek helyzete és jellege vízföldtani szempontból nem játszik szerepet. A felszíni kőzetrévizsgálatok eredményeiből 10^{-5} m/s nagyságrendű vízvezető képességet számítottak (MAROS, PALOTÁS 1995). Ezzel az értékkel azonban nem lehetett modellezni a talajvíztükör domborzatát, ezért már az első modellezéshez (MEZŐ, SZILÁGYI 1996) is jóval kisebb, 10^{-8} m/s nagyságrendű átlagos vízvezető képességet kellett felvenni. Az ok nyilvánvalóan az volt, hogy a felszíni kibúváásokban még az üde gránit is repedezettebbé, a repedések pedig nyitottabbá váltak, mint a mélyben, amelyet a hidrodinamikai modell megpróbál jellemezni. A kutatás előrehaladtával nyilvánvalóvá vált, hogy a regionális porózus modellben még alacsonyabb, felülről lefelé 2×10^{-9} m/s-ról 3×10^{-12} m/s-ra csökkenő értéket kell felvenni. Effektív porozitását a 200–1000 m-es mélységtartományban felülről lefelé 0,5%-ról 0,05%-ra csökkenőnek véljük.

A gránitot átszelő törésekre vonatkozóan vízföldtani adatok csak az üveghutai telephelyen állnak rendelkezésre.

A negyedidőszaki völgykitöltő homokos-kavicsos üledékek vastagsága néhány m, ezek akkor a legjobb vízadók, ha gránittörmelékkel állnak, vízvezető képességük ebben az esetben (pl. Mórógyi község vízkútjaiban) 5×10^{-4} m/s. Effektív porozitásukat 10%-ra becsüljük. Ahol anyaguk löszből vagy tarkaagyagból származik, vezetőképességük leromlik, s az anyaközetéhez válik hasonlóvá.

A felsőpannoniai medenceüledékek körülvesszik a gránittestet, és hidrodinamikai kapcsolatban állnak vele. A vízadó rétegek vezetőképessége 10^{-4} – 10^{-5} m/s nagyságrendű, ezekből veszi az ivóvizet Palotabozsok, Bátaszék, Sárpilis, Várdomb és Alsónána. Effektív porozitásukat 10%-ra becsüljük.

A terület vízháztartásának alapvető paraméterei a csapadék, a párolgás, a felszíni lefolyás és a beszivárgás (felszín alatti lefolyás). Az üveghutai területen fontos körülmény a lösztakaró jelenléte a beszivárgási körzetekben, valamint a megcsapolási pontok térszíni helyzete.

A beszivárgást alapvízhozam-adatokból határoztuk meg. Ezek átlagos értéke $3,376 \text{ m}^3/\text{min}$ (1. az előző fejezetben), amely $37,708 \text{ km}^2$ területről származik. Feltételezve, hogy az alapvízhozam kb. egyenlő a teljes beszivárgott vízmennyiséggel, a beszivárgásra a két szám hányadosaként $45,8 \text{ mm}/\text{év}$ értéket kaptunk, s modellezéshez ennek 80%-át ($36,5 \text{ mm}/\text{év}$) vettük fel. A beszivárgás központja a talajvízdomborzat tetővidékére (tszf. 250 m) esik.

A megcsapolás főként forrásokon, lineáris vízfakadásokon és párolgási területeken át történik. A legfontosabb vízfolyások a következők: Hutai-patak, Mórógyi-víz, Kövesdi-víz, Lajvér-patak, Lánka-patak, Belső-réti-patak, Véméndi-patak és a Duna Sárpilis és Mohács közötti szakasza. A területen belül a legfontosabb völgyek talpa tszf. 160–170 m körüli magasságban van.

A felszín alatti vizek megfigyelésére a kutatási területen 24 sekélyfúrást mélyítettünk és képeztünk ki észlelőkúttá. További két észlelőkutat (F-II, T-6) vettünk át a Paksi Atomerőmű Rt.-től és üzemeltettünk az ófalui területen, valamint két geofizikai robbantólyukat is észlelőkúttá alakítottunk át az üveghutai telephely közelében. Az észlelés a mélyítés/kiképzés vagy átvétel napjától függően 1997. és 1998. különböző időpontjai óta folyik, az idősorok értelmezése folyamatban van. Egyes esetekben kimutatható a légnyomásváltozás és a földi árapály hatása.

1.4. Felszín alatti vízszintek és áramlások

A talajvízszintekről és a mélyebb részek nyomásviszonyairól a kutatás során mélyített sekélyfúrásokból és az 1985–1987. évi uránérc kutatás, valamint az ófalui telephely kutatás során mélyített fúrásokból állnak rendelkezésre adatok (ROTÁR-SZALKAI 1998, ROTÁR-SZALKAI, TÓTH 1998). Elkészült a talajvíztükör térképe (1. ábra).

A beszivárgó csapadékvíz függőlegesen keresztülhalad a háromfázisú övön, s a gránit legfelső részén lévő kétfázisú övben oldalirányba (a vízfakadási helyek vagy a szomszédos völgykitöltő üledékek felé) fordul. A kutatási területen minden vízfakadás repedezett gránit-hoz, gránitmurvához vagy völgykitöltő üledékhez kötődött, magasabban sem felszínen, sem fúrásban nem fordult elő. A tarkaagyag felett csak az ófalui kutatási területen észleltünk vízfakadást. Időszakos előfordulása az üveghutai területen sem zárható ki, azonban ez az összképet nem befolyásolja.

A gránit mélyebb részeibe a felszínközeli vízforgalom által el nem szállított víz – a teljes beszivárgó vízmennyiség igen kis hányada – jut, s ott törések és töréses övek mentén mozog, uralkodóan lefelé. Átlagos sebessége modellezési adatokból (MEZŐ, SZILÁGYI 1997) $1 \text{ m}/\text{év}$, hidrogeokémiai és vízkoradatokból viszont $0,1 \text{ m}/\text{év}$ nagyságrendűre becsülhető (TÓTH 1998b). Ez a víz a felfelé irányuló ágakon a völgyekben keveredik a felszínközeli vízforgalomban részt vevő, nagyságrenddel nagyobb mennyiségű vízhez, s hatása az összetételre csak igen ritkán érzékelhető (1. a következő fejezetben). A lefelé és felfelé irányuló vízmozgással jellemezhető területek határa kb. a talajvíztükör tszf. 170–180 m-en lévő sávja mentén húzódik.

A gránittesten belül a felszín alatti víz törések és repedések mentén vándorol. A regionális képen a Mecsek-alja-övet (BARABÁS et al. 1964) és az annak É-i szárnyán a kelet-mecseki jura és a gránit határát képező törést tudjuk csak kijelölni. Vízföldtani jelentőségük ismeretlen, a Mecsek-alja-övé – kitöltésének jellegéből ítélve – valószínűleg elhanyagolható.

A felszínen tanulmányozott kőzetrések adataiból becsült szivárgási tényezővel (3×10^{-5} m/s) a hidrodinamikai modell nem igazolható eredményeket adott (MEZŐ, SZILÁGYI 1996), ezért értékét több nagyságrenddel csökkentenünk kellett. Az ok valószínűleg az volt, hogy a felszínen és a felszín közelében a mélyben zárt kőzetrések nyomáscsökkenés miatt felnyílnak.

1.5. Vízeokémia

Az üveghutai körzet hidrogeokémiai mintázása 1995 őszén kezdődött, azóta hatalmas mennyiségű elemzési adat gyülemlt fel. A vízkémiai kutatás sokoldalú volt annak érdekében, hogy a szélesebb környezetet jellemezhessük. Az alábbiakban a mintavételi pontokat, a mintázási módszert és vizsgálatot, végül az eredményeket ismertetjük.

A mintavétel objektumai a következők voltak: csapadék (hó az erdőben), patakok, források, ásott kutak, fűrt kutak, sekélyfúrások, mérnökgeofizikai szondázások (1. ábra). A mintázás során az alábbi paramétereket mértük: vízhőmérséklet (C), léghőmérséklet (C), elektromos vezetőképesség ($\mu\text{S}/\text{cm}$), oldott O_2 (mg/l), pH, Eh (mV) és lúgosság (meq/l). Laboratóriumban az alábbi vegyi komponenseket határoztuk meg: K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe_{Tot} , Mn^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , H_2SiO_3 , Ba, Li, As, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, La, Tl, Pb, Bi, Th, U. Emellett $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, $^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$, $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, ^3H , ^3H - ^3He és Rn meghatározásokat végeztünk.

A stabilizotópösszetétel-mérések eredményei az alábbiakkal jellemezhetők. A források és mérnökgeofizikai szondák kivétel nélkül, a sekélyfúrásoknak pedig döntő többsége a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^2\text{H}$ értékek alapján holocén korú vizet adott. Pleisztocén korú (jégkorszaki) vizek két sekélyfúrásban (Mó-6 és Üh-18) és három vízműkútban (Bátaszék K-41, Feked K-25 és Várdomb K-31) voltak. A ^{14}C kormeghatározás nyomán az egyik sekélyfúrás (Mó-6) és ugyanazon három vízműkút vize bizonyult pleisztocén korúnak. A két sekélyfúrás a gránit mélyebb szintjeiből származó vizet tárt fel. A három vízműkút a pannóniai összlet mélyebb szintjeit tárta fel, ezzel magyarázható vizük idősebb kora.

2. Az üveghutai telephely vízföldtani viszonyai

Az üveghutai telephely mind a mai napig nincs pontosan lehatárolva sem térképen, sem szelvényben. Az a 600×300 m-es téglalap, amely a kijelöléskor – 1997 nyarán – potenciális telephelyként szerepelt, egy előzetesen elhelyezett idom (2. ábra). Alakja az előzetes műszaki tervkonceptióból (Calamites 1996) származik, s azon feltevéssé

mán keletkezett, hogy a tároló egy szintben, párhuzamos, 8,3 m széles, egymástól 41,7 m-es közökkel elválasztott vízszintes vágatokban lesz kialakítva. Gyakorlati szempontból telephelynek jelenleg az Üh-2, -3, -4, -5, -22 és -23 fúrás körzetét tekintjük, de konkrét tároló számára mind ez idáig sem szelvényben, sem térképen nincs lehatárolva megfelelő közzetőmb.

A vízföldtani jellemzés adatforrása a telephelyi 6 mélyfúrás, pontosabban az azokban lefolytatott kútvizsgálat (1. táblázat): a pakkeres mérésekből származnak mind a transzmisszivitásra és az ebből számított szivárgási tényezőre, mind a vízszinteloszlásra és a hidrodinamikai kapcsolatokra vonatkozó ismereteink.

1. táblázat

Az üveghutai telephelyen lefolytatott fúrás és kútvizsgálat

Megnevezés	Egység	Mennyiség
Kutatófúrás (6 db)	m	2084
fúrás, 500 m tervezett mélységgel (2 db)	m	883
fúrás, 300 m tervezett mélységgel (4 db)	m	1201
lyuktisztítás (4 db)	m	1259
Kútvizsgálat		
gyorsteszt (~10 m lépésközzel)	teszt	128
hosszú teszt	teszt	43
interferenciás teszt	jeladás észlelés	2 50
vízmintavétel	minta	21

Az alábbiakban először a hidrodinamikai paramétereket, majd a felszín alatti vízszinteket és -áramlásokat, ezután a vízeokémiát, végül a telephelymodellt tárgyaljuk.

2.1. Hidrodinamikai paraméterek

A hidrodinamikai paraméterek ismertetésében az első lépés a víztartó képződmények elkülönítése. A telephelyen a talajvízszint többnyire a mállott gránit G II övében van (2. táblázat), az Üh-22 és az Üh-2 fúrásban ennél mélyebben, az Üh-5 jelűben magasabban. Így tehát a teljes fedő üledékösszlet, talpán a gránitmurvával, valamint a mállott gránit legfelső szintje (az Üh-5 fúrás kivételével) a telítetlen, háromfázisú övben van. E képződményeket a regionális részben ismertettük, bennük víztartó szint csak a telephely legdélebbi részén (Üh-5) van. A mállási kéreg vízzel telített részének vastagsága D-ről É-ra haladva csökken: 50-80 m-ről 20-30 m-re.

A közvetlenül a talajvíztükör alatti képződmények vízvezető képessége sokkal jobb, mint a mélyebben fekvő gyengén mállott vagy üde alapkőzeté. A kettő határán rendszerint csökkent vezetőképességű szint helyezkedik el. Feltételezzük, hogy ez a szint a mállási kéreg cementációs övével (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000a) esik egybe, ez tekinthető a felső víztartó réteg alsó határának. A mállás és a cementáció a szelvényben fokozatosan fejlődik ki, szintjeinek határa sehol sem éles, ezért a szóban forgó határ sem jelölhető ki pontosan. A víztartó réteg vastagsága a telephelyen 30 m-re becsülhető, ez az aktív vízforgalom öve, s a regionális képhe is ez vetíthető ki.

Az üveghutai telephelyen lefolytatott fúrás és kútvizsgálat

Szint	Üh-5		Üh-3		Üh-4		Üh-22		Üh-2		Üh-23	
	mélység	vízszint	mélység	vízszint	mélység	vízszint	mélység	vízszint	mélység	vízszint	mélység	vízszint
fedő		230,9										
G I	228,7		230,6		226,9		228,2		223,7		223,2	
	226,7		219,6		217,6		223,2		215,1		214,2	
G II	226,7		219,6	219,5	217,6	213,4	223,2		215,1		214,2	
	209,3		210,6		212,6		214,9		210,7		210,5	211,8
G III	209,3		210,6		212,6		214,9		210,7		–	
	201,3		193,6		207,0		206,6	212,6	203,1		–	
G IV	201,3		193,6		207,0		206,6		203,1		210,5	
	150,8		159,0		158,6		177,8		162,9	?	193,2	

Megjegyzés: a vízszint oszlopban üres a telítetlen, szürke a telített öv.

A gránittesten belül a vízforgalom töréses övekhez és repedésrendszerekhez kapcsolódik. A töréses övek általában jobb vízvezető képességűek, mint a közöttük lévő alapkőzet. A töréses öveket azonban gyakran repedezettség kíséri, s az alapkőzet még az övektől távol is több helyütt repedezett. További bonyolító körülmény, hogy a töréses övek általában jelentős hidrotermális bontást szenvedtek. A bontástermékek között az agyagásványok vannak túlsúlyban, amelyek a vízáteresztő képességet jelentősen csökkentik. Ennek következtében még a nagy vastagságú, igen erősen tört, zúzott szakaszok áteresztőképessége is meglepően kicsi lehet. A kétféle képződmény – a töréses övek és az alapkőzet – között így még statisztikus értelemben sem vonható meg éles határ (BALLA 2000).

Az alapkőzetet átszelő repedéseknek csak kis része nyitott, nagy részükben különböző ásványos kitöltések (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000b) vannak. Ennek következtében a szivárgási tényező nem korrelál sem a töredezettség számszerű értékeivel (3. ábra), sem a töredezettséget eléggé közvetlenül jellemző geoelektromos ellenállással (4. ábra). Sem a töréses övek, sem az alapkőzetbeli töredezettség esetében tehát nincs lehetőség arra, hogy az áteresztőképesség értékét földtani alapon előre jelezzük. Más szóval ezeket az értékeket közvetlen mérésekkel kell meghatározni, s térbeli eloszlásukról is elsősorban mérési adatok alapján kell képet alkotni.

A töréses övek vízföldtani hatását determinisztikus és sztochasztikus modellezéssel lehet megállapítani. Determinisztikus modellbe csak a legnagyobb töréses övek kerülhetnek bele, a kisebb töréses övek, a törések és a töredezettség hatása elvileg is csak sztochasztikus modell keretében vizsgálható. Az alapkérdés tehát az, hogy van(nak)-e a telephelyen olyan töréses öv(ek), amely(ek) determinisztikus modellbe beépíthető(k). Ha van ilyen töréses öv, annak ismernünk kell a települési elemeit (dőlésirányát és -szögét).

A telephely legnagyobb töréses övei a fúrás során omló zónákként jelentkeztek (elsősorban azért, mert a töréses övek eltömődésének és a vízminták szennyezésének elkerü-

lése érdekében az öblítőfolyadék tiszta, adalékanyagmentes víz volt). A három legnagyobb omló zónát az Üh-2, az Üh-4 és az Üh-5 harántolta. Településükről előzetesen az alábbi képet alkothatjuk.

Az Üh-2 fúrás töréses övével kapcsoljuk össze 1998 óta (MEZŐ et al. 1998) azt a vízszintminimumot, amely a fúrás egész szelvényét jellemzi. Mivel a minimum a törés feletti, igen kis – $1,11 \times 10^{-10}$ – $1,98 \times 10^{-9}$ m/s – szivárgási tényezőjű kőzetekben a vizsgálható 254 m magasságig megvan, a töréses öv felfelé nem kerülhet messze a fúrástól, vagyis igen meredek dőlésű. A vízszintnek a környezetben megfigyelhetőhöz képest 15-20 m-es csökkenése valószínűleg azzal magyarázható, hogy az öv valamilyen – ennél alacsonyabb térszíni helyzetű – felszíni megcsapolási pontra csatlakozik. A terepviszonyokból következően ilyen lehetőség legnagyobb valószínűséggel a KÉK felé lefutó Éva-völgyében vagy a folytatását képező Mórágyi-völgyben van, ezért a töréses öv csapását NyDNY-KÉK-inek tételezzük fel. A lyuktelevíziós és a lyuk-felszíni szeizmikus mérések tanúsága szerint az Üh-2 fúrás környezetében közel É-i dőlésű repedések és reflektáló síkok találhatóak, ezért valószínűnek tartjuk, hogy a töréses öv is kb. É felé dől.

Az Üh-4 és az Üh-5 fúrás töréses öve csaknem azonos tszf. magasságban van, s a két harántolás vastagsága közel azonos. Ezért úgy gondoljuk, hogy a kettő egyazon töréses övbe esik, amelynek csapásvonalára igen közel áll a két fúrás összekötő vonalhoz, vagyis DNY-ÉK-i. A dőlésirány meghatározásához földtani vagy geofizikai támpontunk nincs. Látni fogjuk, hogy e tekintetben az interferenciás kútvizsgálat szolgáltatott fontos információt.

A két töréses övnek összesen három fúrásos harántolása van, ami jellemzésükhöz nyilvánvalóan kevés. Ezért az alábbiakban a töréses öveket és a közöttük lévő alapkőzetet csak összefoglalóan ismertetjük.

– A töréses övekre részletes adataink fúrásos harántolásokból vannak (BALLA, DUDKO 1998, DUDKO, BALLA 1999, GYALOG, TUNGLI 1998, MAROS, PALOTÁS 1998b, MAROS, PALOTÁS 1999, ZILAH-

3. táblázat

A fúrások mélyítése során észlelt omló zónák és kútvizsgálati adataik

Fúrás jele	Omló zóna			Teszt száma	Vizsgált szakasz			Szivárgási tényező [m/s]	Szám. max. leszívás [m]	Átlagos vízhozam [l/min]
	teteje [m f.a.]	talpa [m f.a.]	hossz [m]		teteje [m f.a.]	talpa [m f.a.]	hossza [m]			
Üh-2	346,60	381,90	35,30	7	335,20	364,20	29,00	9,00E-09	87	4,27
				8	318,87	364,20	45,33	—	92	2,71
				9	370,35	381,90	11,55	1,96E-10	—	—
Üh-3	75,58	93,98	18,40	—	—	—	—	—	—	
	161,60	164,95	3,35	1	154,12	173,68	19,56	2,33E-07	—	—
Üh-4	76,51	77,91	1,40	1	70,99	96,23	25,24	1,38E-08	—	0,60
				1a	70,85	96,23	25,38	—	23	1,83
	124,76	138,83	14,07	3	119,17	136,30	17,13	3,65E-09	—	—
	152,43	165,19	12,76	4	119,33	176,56	57,23	1,97E-09	—	—
	221,05	225,40	4,35	—	—	—	—	—	—	—
Üh-5	170,61	206,07	35,46	1	160,77	182,60	21,83	8,38E-10	—	—
				1a	160,77	182,60	21,83	3,37E-09	—	—
Üh-22	179,50	187,00	7,50	1	178,35	198,76	20,41	4,02E-09	80	0,66
	236,60	254,60	18,00	2	245,42	255,47	10,05	8,66E-09	135	1,35
	283,50	308,30	24,80	5	288,37	318,60	30,23	1,42E-09	135	0,68
	381,50	386,50	5,00	4	367,42	389,06	21,64	2,91E-08	115	9,19

Az Üh-5 fúrás két adata közül az 1a jelű megbízhatóbb. Rövidítések: szám. = számított, max. = maximális, f.a. = felszín alatt.

SEBESS 1999). Ezek a törések és töréses övek *vastagságának* a függőleges (fúrás menti) összetevő értékét tartalmazzák, mert a dőlésszög ismerete nélkül nem számítható ki a valódi vastagság. Az uralkodóan meredek dőlés következtében azonban feltételezhető, hogy a valódi vastagságok legalább két-háromszorta kisebbek. A *térbeli kiterjedés* egyetlen esetben sem adható meg, s meredek dőlésű övek esetében a telephelyi, a gránittestet zömmel 240–250 m vastagságig harántoló fúrások hálójá kiemelkedések megállapításához nem elég sűrű. A *szivárgási tényező* értéke a legnagyobb töréses övekre adható meg, azokra, amelyek fúrás menti vastagsága összemérhető volt a pakkerek közti távolsággal (3. táblázat). Az értékek eloszlása lognormálshoz közelít, csúcsa $5,5 \times 10^{-9}$ m/s körül van, a két szélső érték 10^{-10} és 10^{-6} (BALLA 2000). Az interferenciás kútvizsgálat két jeladó szakaszán a repedezett alapkőzetre modellszámítással $(1,3-6,4) \times 10^{-7}$ m²/s transzmisszivitást kaptunk, amely – figyelembe véve, hogy az egyedi kútvizsgálat során az átszámításhoz vett pakkerek az esetek nagy részében 10-20 m körüli volt – jól egyezik a fenti jellemző értékkel. Az alsó jeladó szakaszon lévő vízadó repedés modellszámítással meghatározott transzmisszivitása $1,3 \times 10^{-4}$ m²/s, félhossza pedig 136 m. Az *effektív porozitás* és a *tározási tényező* értékére töréses övenként nincs adatunk. A szivárgási tényezők *heterogenitása* a logaritmus középérték 6,4-szeres szórásával jellemezhető.

– Az *alapkőzet* a benne lévő törésekkel, repedésekkel és repedésrendszerekkel vesz részt a vízvezetésben. A töréses övek közé zárt alapkőzetblokkok *vastagságáról* és *térbeli kiterjedéséről* ugyanúgy nincs részletes képünk, mint az elválasztó töréses övekről. A *szivárgási tényező* a pakkeres gyors és hosszú idejű kútvizsgálatok alapján adható meg. Az adatok értékelésénél

figyelembe kell venni, hogy minden egyes kútvizsgálat egy vagy több tucat m hosszúságú szakaszt jellemez, amelyen belül kisebb töréses övek, törések, repedések vannak, ezek hatása az eredményekben összeadódik. A szivárgási tényezőt a mért transzmisszivitás és a szakaszhossz hányadosaként kapjuk, így az egy-egy szakaszt, s nem valamely konkrét földtani objektumot jellemez. Az értékek eloszlása mindkét sorozatban a lognormálshoz közelít, de a paraméterek eltérőek. A hosszú idejű kútvizsgálatok adataiban (4. táblázat) az eloszlás csúcsa $6,9 \times 10^{-9}$ m/s körül van, a két szélső érték kb. 10^{-10} és kb. 10^{-6} (a legkisebb adat $2,17 \times 10^{-12}$ m/s). A gyorsteszték közül a nem omló zónákba eső 120 adat közül 114-nek az átlaga $5,8 \times 10^{-10}$, két szélső értéke $1,0 \times 10^{-7}$ és $3,0 \times 10^{-12}$ m/s (BALLA 2000). További 6 adat a nagyobbik szélső érték fölé esik, de nem haladja meg a 2×10^{-6} m/s-ot. A hosszú idejű kútvizsgálatokból kapott érték gyakorlatilag nem tér el az omló zónákra számítottól, a gyorsteszték azonban egy nagyságrenddel kisebb értéket mutatnak. Ez minden bizonnyal annak a következménye, hogy a hosszú idejű kútvizsgálatokat általában a gyorsteszték nyomán kimutatott nagyobb átteresztőképességű szakaszokon végeztük, így az alapkőzetet a gyorsteszték jobban jellemzik. Az *effektív porozitás* és a *tározási tényező* értékére az alapkőzet esetében sincs adatunk. A szivárgási tényezők heterogenitása a logaritmus középérték szórásával jellemezhető, ez a hosszú idejű kútvizsgálatok esetében 27,9-szeres, a gyorstesztékében 9,1-szeres.

A fentiek alapján tehát úgy gondoljuk, hogy a telephelyen a vízvezetés két különböző rendszerhez köthető: egyikbe a nagy töréses övek, másikba a háttér-repedeztettség tartozik (MOLNÁR et al. 1999).

Az *anizotrópia* jellemzéséhez a szivárgási tényező eseté-

A fúrások mélyítése során állékony kőzetben végzett kútvizsgálatok adatai

Fúrás jele	Teszt száma	Vizsgált szakasz			Szivárgási tényező [m/s]	Szám. max. leszívás [m]	Átlagos vízhozam [l/min]
		teteje [m f.a.]	talpa [m f.a.]	hossza [m]			
Üh-2	1	92,14	101,68	9,54	1,74E-10	—	—
	2	133,09	142,63	9,54	2,62E-10	—	—
	3	185,38	194,92	9,54	1,98E-09	—	—
	4	226,05	235,59	9,54	3,07E-10	—	—
	4a	226,59	236,12	9,53	2,96E-10	—	—
	5	305,38	314,92	9,54	1,77E-09	—	—
Üh-3	2	119,67	131,37	11,70	3,52E-07	32	5,00
	3	287,95	300,10	12,15	4,12E-08	129	0,28
	4	258,90	269,53	10,63	1,16E-08	—	—
	5	208,91	219,04	10,13	2,93E-08	—	—
	6	301,31	310,84	9,53	1,11E-10	—	—
Üh-4	2	45,90	71,13	25,23	7,53E-07	—	—
	5	285,18	294,26	9,08	1,46E-07	—	—
	6	250,32	259,40	9,08	1,76E-06	—	—
	7	208,75	217,83	9,08	3,5E-08	—	—
Üh-5	2	139,53	151,97	12,44	5,76E-10	—	—
	3	89,04	101,48	12,44	2,97E-07	16	0,80
	4	279,89	300,88	20,99	4,95E-11	—	—
	5	242,77	253,99	11,22	2,14E-08	—	—
	6	217,52	228,74	11,22	4,73E-09	—	—
	7	217,75	258,67	40,92	2,93E-08	63	2,22
	8	215,84	256,76	40,92	2,83E-08	66	1,68
Üh-22	3	472,84	500,62	27,78	5,76E-09	140	0,78
Üh-23	1	165,01	181,47	16,46	3,58E-08	—	3,50
	3	218,62	229,13	10,51	3,71E-09	55	0,22
	4	288,00	300,46	12,46	2,17E-12	—	—

Szám. = számított, max. = maximális, f.a. = felszín alatt.

Az interferenciás kútvizsgálat jeladó szakaszai az Üh-22 fúrásban

Jeladó szakasz			Viztermelés időtartama [h]	Kitermelt vízmennyiség [m ³]	Átlagos vízhozam [l/min]	Számított maximális leszívás [m]
neve	teteje [m tszf.]	talpa [m tszf.]				
Felső	104,57	82,81	190,44	15,7	1,37	105
Alsó	-86,16	-107,82	215,14	118,6	9,19	115

ben is kevés az adat. A vízszintes anizotrópiát a töréses övek és a nyitott repedések rendszere határozza meg, ezért általánosságban úgy gondoljuk, hogy az a telephely egészére sem jellemezhető egységesen. A regionális modellben (MEZŐ et al. 1998) a függőleges vízvezető képesség bizonyult a legkisebbnek. Ezért valószínűnek tartjuk, hogy a telephelyi anizotrópia olyan háromtengelyű ellipszoiddal jellemezhető, amelyben a minimális vízáteresztő képesség a függőleges, a két vízszintes tengely helyzete pedig térben változik.

A kutakban a hidrodinamikai aktivitás általában véve áramlásméréssel mutatható ki. Valamennyi telephelyi mélyfúrásban hőimpulzusos áramlásmérést folytattunk le, amelynek érzékenysége 0,01 l/min volt. Termelés nélkül ezt a kűszöböt egyetlen fúrás sem lépte túl (az Üh-5 kivételével).

Ez a körülmény azt is jelzi, hogy a telephelyen a vízáramlás természetes állapotban rendkívül csekély. Beáramlásokat általában (az Üh-3 kivételével) több mint 10 m-es szivattyús leszívással kaptunk. A telephelyen észlelt 48 szakaszból a vízhozam 25-ön nem haladta meg a 0,16 l/min-t, további 20-on a 0,69 l/min-t, és csak 3-on volt 1,59–2,00 l/min. A fajlagos vízhozam 25-ön nem haladta meg a 0,016 l/min/m-t, további 15-ön a 0,100 l/min/m-t, még további 7-en a 0,382 l/min/m-t, és csak 1-en volt 0,760 l/min/m. A beáramlások tehát még a természetes állapotban nem létező leszívásnál is jelentéktelenek. Ezekkel az eredményekkel kapcsolatban azonban néhány megjegyzést kell tennünk.

– Az Üh-22 fúrásban 3,5 l/min vízhozamot észleltünk 370–385 m, és 3 l/min értékűt 320–370 m között, de helyüket nem lehetett pontosabban azonosítani. Az

elsőnek kb. megfelel az interferenciás kútvizsgálat (1. alább) alsó jeladó szakasza (367,40–389,06 m), amelyen sokkal nagyobb (max. 115 m-es) leszívással 9,19 l/min átlagos vízhozamot tartottunk fenn csaknem kilenc napon át. A telephelyen ez kiugróan magas érték volt, de abszolút értelemben jelentéktelen.

- Az 1997–1998. évi fúrások legnagyobb töréses öveit elcementeztük vagy lecsöveztük. A cementezett szakaszokat 1998-ban perforáltuk. A csöveztetett szakaszok megnyitására nem tettünk kísérletet: feltételeztük, hogy a cső mögötti téren át az összeköttetés megmaradt. Az 1998–1999. évi Üh-22 fúrásban is lecsöveztünk két szakaszt, a mélyebben lévő perforáltuk. Mindennek következtében az áramlásmérések nem adtak teljes körű jellemzést, de eredményeik jelentős mértékben hozzájárultak a hidrodinamikai kép tisztázásához.

A kútvizsgálatok az 5 m-nél hosszabb omló szakaszokat (3. táblázat) még cementezés előtti állapotban jellemzik. A beáramlások – egy kivétellel (Üh-22, 367,4–389,06 m: 9,19) – 0,6–5 l/min értéket mutatnak, amely kb. ugyanakora, mint az állékony szakaszokon kaptak (4. táblázat). Egyrészt tehát nem mutatkozik érzékelhető korreláció a vízvezetés és a fűrásműszaki szempontból legnagyobb problémát okozó omlások között, másrészt a cementezés előtti kútvizsgálati hozamok ugyanabba a nagyságrendbe esnek, mint az áramlásmérésekkel a nem cementezett szakaszokon kimutatottak. Kétségtelen tehát, hogy az üveghutai telephely gránitjában a vízmozgás lehetőségei rendkívül korlátozottak, akár a beáramlások, akár a szivárgási tényezők alapján értékeljük azokat.

2.2. Felszín alatti vízszintek és -áramlások

A felszín alatti vízáramlások mozgatóereje a potenciál, pontosabban az egyes térrészek közötti potenciálkülönbség. A felszín alatti *potenciáeloszlást* azokkal a szintekkel jellemezhetjük, amelyekre a tér különböző pontjain mélyített csövekben a víz felemelkedik. Ilyen alapadatsort szolgáltatnak a mélyfúrásainknak a kútvizsgálat során pakkerekkel elkülönített szakaszain mért vízszintek (BALLA 2000). Eloszlásukból megállapítható, hogy a fúrások nagy részében a vízszintek lefelé csökkennek, az Üh-5, Üh-22 és Üh-23 fúrásban erősebben, az Üh-3 és Üh-4 fúrásban gyengébben. D-ről É-ra ugyanezekben a fúrásokban a potenciálszintek összességükben csökkennek, bár az egyes vízszintes metszetekben a kép eléggé változatos. Mindez arra mutat, hogy a telephelyen a vízmozgásnak lefelé irányuló összetevője van.

A képből minden tekintetben kitűnik az Üh-2 fúrás, amelynek tengelyében a vízszintek ingadoznak, de összességükben kb. ugyanazt az értéket mutatják, s ez az érték 15–20 m-rel kisebb, mint a szomszédos Üh-22 és Üh-23 fúrásban. Ez a jelenség kiugró anomália a telephely vízföldtani képeben, s egy feltételezett töréses öv leszívó hatásával magyarázható. Ez az öv valószínűleg azonos azzal, amelyet a fúrás 346,6 m alatt harántolt, s települése nagyon mere-

6. táblázat

A felső interferenciateszt megfigyelési szakaszai

Fúrás jele	Megfigyelési szakasz				
	jele	teteje [m tszf.]	talpa [m tszf.]	hossza [m]	távolsága [m]
Üh-2	2U1	187,14	153,75	33,39	114,20
	2U2	152,90	117,01	35,90	94,09
	2U3	116,16	82,77	33,39	84,75
	2U4	81,92	47,03	34,89	89,46
	2U5	46,18	11,81	34,38	106,46
	2U6	10,96	-101,79	112,75	162,79
Üh-3	3U1	179,07	143,18	35,90	141,39
	3U2	142,33	108,05	34,28	128,20
	3U3	107,20	73,92	33,28	124,31
	3U4	73,07	40,32	32,75	129,66
	3U5	39,47	-20,41	59,89	150,09
Üh-4	4U1	203,65	165,70	37,95	185,21
	4U2	164,85	127,72	37,13	169,68
	4U3	126,87	64,55	62,32	161,68
	4U4	63,70	30,87	32,84	167,86
	4U5	30,02	-53,76	83,78	192,79
Üh-5	5U1	192,67	160,77	31,91	281,50
	5U2	159,92	123,43	36,49	273,22
	5U3	122,58	71,66	50,92	269,00
	5U4	70,81	-19,64	90,46	277,47
Üh-23	23U1	184,43	148,59	35,85	194,73
	23U2	147,74	113,47	34,27	184,34
	23U3	112,62	78,76	33,86	180,62
	23U4	77,91	44,52	33,40	183,50
	23U5	43,67	-23,29	66,96	198,98

A megfigyelési szakasz távolsága a jeladó szakasztól értendő.

dek lehet (1. feljebb). A leszívó hatás nem érzékelhető a mindössze 85 m-re lévő Üh-22 fúrás vízszintjeiben, ami valamilyen szigetelőre mutat a kettő között. Az öv csapása – összhangban a leszívó hatást szintén nem mutató Üh-3 és Üh-4 fúrás elhelyezkedésével – valószínűleg KÉK–NyDny-i, s a meredek dőlés feltételezhetően ÉÉK felé irányul.

A *potenciálszintek fluktuációi* az interferenciás kútvizsgálat során kapott adatsorokból voltak meghatározhatók. A földi árapályból származó, kb. félnapos periódusú ciklikus ingadozás 0,5–1,5 kPa nagyságrendű. Szabálytalan periódusú a légnyomásváltozásokból származó nyomásingadozás, amelynek értéke elérheti a 2,0–2,5 kPa-t.

A *hidrodinamikai gradiensek* változékonyak, de összességükben statisztikusan jellemezhetők. Az egymást át nem fedő (uralkodóan 40–60 m-es) hosszú idejű kútvizsgálati szakaszok között összesen 26 függőleges gradiens mérhető (BALLA 2000). Ebből 25 átlaga $-0,021 \pm 0,067$ m/m, $+0,12$ és $-0,16$ szélső értékkel (a 26. érték kiugró, $-0,264$ m/m). A szomszédos fúrások között vízszintes gradienseket számítottunk oly módon, hogy a kútvizsgálat során egy-egy fúrásban mért értékeket a szakaszok középpontjára vonatkoztattuk, s a szomszédos fúrásban az illető szinthez tartozó nyomásértéket a kútvizsgálati szakaszok középpontok közti lineáris interpolációval határoztuk meg. Ily módon minden fúrásra folyamatos potenciál-adatsort kaptunk. A gradiensek számításához használt két pontnak legalább az egyike

Az alsó interferenciateszt megfigyelési szakaszai

Fúrás jele	Megfigyelési szakasz					Nyomáscsökkenés		Hatás-idő [h]	Maradék leszívás [kPa]	Nyomásemelkedés		Hatás-idő [h]
	jele	teteje [m tszf.]	talpa [m tszf.]	hossza [m]	távolsága [m]	abszolút [kPa]	relatív [%]			abszolút [kPa]	relatív [%]	
Üh-2	2L1	116,07	82,69	33,39	213,81	—	—	—	—	—	—	—
	2L2	81,84	45,94	35,90	181,76	—	—	—	—	—	—	—
	2L3	45,09	11,70	33,39	151,24	—	—	—	—	—	—	—
	2L4	10,85	-24,03	34,88	123,79	?	?	?	?	?	?	?
	2L5	-24,88	-59,26	34,38	100,83	?	?	?	?	?	?	?
	2L6	-60,11	-101,79	41,69	86,06	?	?	?	?	?	?	?
Üh-3	3L1	143,95	108,06	35,90	255,29	60	5	22	48	12	20	123
	3L2	107,21	72,93	34,28	224,59	60	5	23	48	12	20	123
	3L3	72,08	38,8	33,28	196,68	59	5	21	48	11	18	121
	3L4	37,95	5,20	32,75	171,77	49	4	32	45	4	8	258
	3L5	4,35	-20,41	24,77	152,84	45	4	38	42	2	5	260
Üh-4	4L1	127,17	64,14	63,04	251,28	—	—	—	—	—	—	—
	4L2	63,30	44,06	19,24	220,74	62	5	35	47	15	24	118
	4L3	43,21	9,42	33,79	203,05	73	6	22	60	13	18	145
	4L4	8,57	-20,69	29,27	185,19	74	6	21	63	11	15	146
	4L5	-21,54	-53,76	32,22	171,89	67	6	22	50	17	25	123
Üh-5	5L1	122,95	72,01	50,94	331,92	—	—	—	—	—	—	—
	5L2	71,16	42,79	28,37	309,93	—	—	—	—	—	—	—
	5L3	41,94	14,21	27,73	296,64	—	—	—	—	—	—	—
	5L4	13,36	-19,64	33,00	284,88	—	—	—	—	—	—	—
Üh-23	23L1	150,44	114,59	35,85	292,05	—	—	—	—	—	—	—
	23L2	113,74	79,84	34,27	264,77	—	—	—	—	—	—	—
	23L3	78,63	44,77	33,86	240,43	—	—	—	—	—	—	—
	23L4	43,92	10,52	33,40	219,20	—	—	—	—	—	—	—
	23L5	9,67	-23,29	32,97	201,87	—	—	—	—	—	—	—

A nyomáscsökkenés oszlopban a maximális értékeket tüntettük fel. A megfigyelési szakasz távolsága a jeladó szakasztól, a relatív nyomáscsökkenés a jeladó szakaszhoz képest, a relatív nyomásemelkedés a maximális nyomáscsökkenéshez képest értendő. A hatásidő a szivattyúzás megindításától a nyomáscsökkenés kezdetéig, illetve a szivattyúzás befejezésétől a nyomásemelkedés kezdetéig tart.

szakaszközépre esett. A 49 számítható gradiens két jól elkülönülő halmazt alkot (BALLA 2000). Az egyikbe az Üh-2 fúrást felhasználó 12, a másikba a (123–193 m-es távolságon meghatározott) maradék 37 érték tartozik. Az első halmaz értékei 0,13–0,27 m/m között szóródnak (ezek az Üh-2 fúrás már említett potenciálanomáliáját jellemzik), a másik halmaz értékei kivétel nélkül kisebbek, mint 0,06 m/m. A második halmaz középértéke $0,027 \pm 0,016$ m/m, ez fogadható el telephelyi háttérként. Átlaga nagyobb, szórása sokkal kisebb, mint a függőleges gradiensé. A vízszintes gradiens vektora mind az Üh-22 és az Üh-4, mind az Üh-3 és az Üh-5 fúrást összekötő szelvényben egységesen DK-ről ÉNy felé, az Üh-22 és Üh-5 fúrást összekötő szelvényben pedig ugyancsak egységesen D-ről É felé mutat, a másik két mérhető irányban (ÉK-DNy és K-Ny) a fúrások mentén ingadozik (BALLA 2000). Ez a kép úgy is értelmezhető, hogy a vízvezetést a déli négy fúrás körzetében egy NyÉNy-KDK-i csapású szerkezet segíti (1. alább). Az É-i összetevő minden bizonnyal a regionális áramlási képből származik.

A fúrások közötti hidrodinamikai kapcsolatokat illetően az interferenciás kútvizsgálat közvetlen adatokkal szolgált. Ennek során az Üh-22 fúrás két szintjének a leszívásával (5. táblázat) kapott hatást a másik öt fúrás 25, egymástól

pakkerekkel elválasztott szakaszán mértük (6–7. táblázat). A leszívás során a vízhozamot igyekeztünk állandó szinten tartani. Minden mért jel két szakaszból állt: nyomáscsökkenésből a leszívás hatására és nyomásnövekedésből a leszívás megszűnte utáni visszaállás következményeként.

A felső interferenciateszt során egyetlen megfigyelési szakaszon sem tapasztaltunk egyértelmű választ. Az alsó interferenciateszt során viszont határozott választ kaptunk az Üh-3 mind az öt és az Üh-4 alsó négy szakaszán (7. táblázat). A szivattyúzás megindítása után a nyomáscsökkenés 20–40 órán belül volt észlelhető mind a kilenc szakaszon, 153–255 m lineáris távolságban (ez a jeladó és megfigyelő szakaszt összekötő egyenes hossza, a jelnek a konkrét repedések szövevényes rendszerén át megtett tényleges útja ennek akár többszöröse is lehet). A nyomáscsökkenés a szivattyúzás befejezése után is folytatódott, s 5–11 nap után elérte a 45–75 kPa-t. A nyomásemelkedés sokkal lassabban ment végbe, mint a nyomáscsökkenés.

A továbbiakban kísérletet teszünk az interferenciás jelenségek pontosabb értelmezésére. Ennek elvi akadályául azt tekintik (BRADLEY and MACDONALD 1999), hogy ismeretlen a tározási tényező, ezért nem lehet megítélni a jelamplitúdók és a hatásidők földtani értelmét. A tározási tényező értékét a közetmechanikai és a repedezettségi tulajdonság-

gok befolyásolják. A jeladó és megfigyelési szakaszok közötti 150–250 m közötti lineáris távolságok figyelembevételével e tulajdonságokat is valószínűleg legalább több tucat m-es szakaszok átlagáiként kell felfognunk. Ebből a szempontból nézve megállapíthatjuk, hogy a közetmechanikai paraméterek ingadozása a mintaanyag háromnegyedén 3-5-szörös értéktartományon belül van, s ezt a nagyságrendet nem haladja meg a PSQ-mérésekből (HERMANN et al. 1998) kapott értékek ingadozása sem. A töredezettség átlagértékében a fúrások közötti különbség nem haladja meg a kétszerest, s a fúrásonkénti adatok szórásában már 20-30 m-es összevonástól kezdve a 3-5-szöröst (MAROS, PALOTÁS 1998a). Valószínűleg nem tévedünk tehát nagyot, ha feltételezzük: a tározási tényező értékének ingadozása a telephelyi interferenciás jelpályák méretében még a nagyságrendet sem éri el, azaz minőségi értékeléshez első megközelítésben a tározási tényező konstansnak vehető. Az alábbi értékelést erre a feltevésre alapozzuk.

Hidrodinamikai kapcsolat alatt mérhető jel kimutatását értjük. Nem foglalkozunk sem azzal a lehetőséggel, hogy a kapcsolatnak megfelelő jel esetleg a mérési hibahatáron belül esik, sem azzal, hogy a mérhető jel kialakulásához a mérési időtartam talán nem volt elegendő.

Az Üh-2 fúrás 86–124 m lineáris távolságban lévő szakaszain igen gyenge, bizonytalan jel volt megfigyelhető, a magasabban – és 151–214 m lineáris távolságban – lévő szakaszokon még ez sem. Ezért feltételezhetjük, hogy a hidrodinamikai kapcsolat mindenképpen sokkal gyengébb, mint az Üh-3 és Üh-4 fúrás két-háromszorta nagyobb távolságban lévő szakaszaival.

Abból a tényből, hogy az Üh-2 fúrásnak csak az alsó szakasza bizonyult kapcsolatban állónak az Üh-3 és Üh-4 fúrással, a felső nem, az következik, hogy a hidrodinamikai kapcsolat öve – a továbbiakban: *hidrodinamikailag aktív övezet* – az Üh-3 és Üh-4 fúrás felől az Üh-22 felső szakasza alá, vagyis elég meredeken É felé dől.

Az Üh-3 fúrásban a jel a két felső szakaszon volt a legerősebb, és itt jelentkezett a legkorábban. Lefelé fokozatosan gyengült, annak ellenére, hogy a megfigyelési szakaszok egyre közelebb kerültek a jeladó szakaszhoz. A jel tehát a legkönnyebben a legmeredekebb irányban terjedt, s minél nagyobb volt a lineáris irány eltérése ettől a "preferált" iránytól, annál hosszabb időt vett igénybe a terjedés, és annál jobban gyengült a jel. Mindez megerősíti, hogy a hidrodinamikai kapcsolat meredek É-i dőlésű szerkezethez kötődik. Ilyen szerkezet tételezhető fel az Üh-22 jeladó szakaszán belüli 367,42–389,06 és az Üh-3 legfelső megfigyelési szakaszán belüli 161,60–164,95 m-ébe eső omló zóna (3. táblázat) korrelálásával (BALLA 2000). Megjegyezzük, hogy szelvényben ezzel közel párhuzamos az Üh-22 fúrás 283,50–308,30 és az Üh-3 fúrás 75,58–93,98 m-be eső omló zónájának összekötésével kapott öv. Az interferenciás kútvizsgálatba egyik szakasz sem lett bevonva, így nem világos, része-e ez a feltételezett szerkezet a hidrodinamikailag aktív övezetnek, avagy sem.

Az Üh-4 fúrásban a kép jóval bonyolultabb. A legfelső szakasz nem mutatott jelet, bár ide esik a fúrás legjelentő-

sebb, kettős töréses öve (3. táblázat: 124,76–138,83 és 152,43–165,19 m), ugyanakkor a jóval állékonyabb alsó négy megfigyelési szakaszon a jel jól észlelhető volt. Ezért kénytelenek vagyunk feltételezni, hogy a töréses öv nincs hidrodinamikai kapcsolatban a közvetlenül alatta települő alapkőzettel, s el van szigetelve az Üh-22, Üh-3 és Üh-4 fúrásokon átfutó, hidrodinamikailag aktív övezettől. Az utóbbin belül az Üh-4 fúrás 2–4. megfigyelési szakaszán lefelé, miközben a lineáris távolság egyre kisebb, a nyomáscsökkenési képből erősödik a jel, és csökken a hatásideő, a nyomásnövekedési képből ennek fordítottja figyelhető meg. A legalsó (5.) megfigyelési szakasz már mind a nyomáscsökkenési, mind a nyomásnövekedési képből kisebb jelet és nagyobb hatásideőt mutat, mint a felette levő, dacára a még rövidebb lineáris távolságnak. Ezért úgy gondoljuk, a jelvezetési maximum a 4. megfigyelési szakaszon van, vagyis az Üh-22 fúrással fennálló hidrodinamikai kapcsolat, ugyanúgy, mint az Üh-3 esetében, meredek É-i dőlésű szerkezethez kötődik.

Feltételezzük, hogy az Üh-4 kettős töréses öve (124,76–138,83 és 152,43–165,19 m) korrelálható az Üh-5 legnagyobb töréses övével (170,61–206,07 m). Az így kapott öv (BALLA 2000) nem dőlhet ÉNy felé, mert megszakítaná az Üh-22 és Üh-4 közötti hidrodinamikai kapcsolatot, ezért feltételezzük, hogy dőlése DK-re irányul. A dőlés-szöveget illetően nincs semmiféle adatunk.

Az Üh-5 fúrás 2–4. megfigyelési szakasza másfélszer nagyobb lineáris távolságban van, mint az Üh-4 fúrásnak a DK-i dőlésű töréses öv alatt lévő szakaszai. Ez az eltérés kb. ugyanakkora, mint akár az Üh-3, akár az Üh-4 legfelső és legalsó megfigyelési szakasza között. A jel nagyság és a távolságarány alapján tehát azt várhatnánk, hogy az Üh-5 fúrás mélyebb szakaszai is beletartoznak a hidrodinamikailag aktív övbe, a jelhiány azonban arra mutat, hogy ez nem így van. Ezért valószínűnek tartjuk, hogy az Üh-5 fúrás ettől az övtől el van szigetelve, azonban az illető szerkezetre vonatkozóan nincs semmiféle adatunk.

A hidrodinamikai kép és a legjelentősebb töréses övek összevetésével az alábbi három szerkezetet körvonalazhatjuk:

- az Üh-2 fúrás talpán feltárt, meredek ÉÉK-i dőlésű kisnyomású töréses öv;
- az Üh-22 fúrás alsó és az Üh-3 fúrás felső részén lévő töréses öv, amelyet a hidrodinamikailag aktív öv kísér;
- az Üh-4 és Üh-5 fúrás nagy töréses öve, amely DK felé dől, a hidrodinamikailag aktív öv felett települ, és attól el van szigetelve.

A vázolt három szerkezet az, amelyik jelenlegi ismereteink szerint a telephely hidrodinamikai képét meghatározza. Az Üh-3 és Üh-22 fúrások között korrelált hidrodinamikailag aktív övezet tengelye az Üh-4 fúrás 221,05–225,40 m-ben lévő omló zónájára illeszthető, s ez 18/62° dőlést eredményez. Ez a sík mint a hidrodinamikailag aktív övezet tengelye, s nem mint egy, a repedezett háttérben kiugró jelentőségű vízvezető öv (vö.: BRADLEY and MACDONALD 1999) értékelendő, s elsősorban arra szolgál, hogy fogalmat adjon az övezet valószínű településéről. A NyÉNy-KDK-i csapás

összhangban van azzal a megállapításunkkal, hogy a potenciálgradiensek vektorai kb. ebben az irányban egységesek (1. feljebb).

Az Üh-2 fúrás talpán feltárt töréses öv áldölése az Üh-22 fúráson átvezetett síkban 75 és 90° közé eshet. Konkrét értékét 82°-osnak vesszük, de a hidrodinamikai modellezés során esetleg még meredekebb szöggel kell számolni. Csapására azt az irányt fogadjuk el, amely a legvalószínűbb felszíni megcsapolást biztosítja, ehhez 327/84° dőlés tartozik (BALLA 2000).

Az Üh-4 és Üh-5 fúrás közös töréses övének dőlésszögét 70°-ra becsüljük (BALLA 2000), dőlésiránya így 124°-nak adódik. Nem tartjuk valószínűnek, hogy az elképzelhető 5-10°-os eltérés a modellezési eredményeket lényegesen befolyásolná.

2.3. Vízegekémia

A vízegekémiai jellemzés adatforrása a telephelyen 16, hosszú idejű kútvizsgálat során vett vízminta (8. táblázat), továbbá 5, a fedő üledékösszletből (Üh-4: 1. és 2., Üh-5: 1., Üh-22: 1., Üh-23: 1.) vett minta. A 21 mintában *hőmérsékletet, pH-t, redoxpotenciált (Eh), vezetőképességet (Ec) és szabadoxigén-tartalmat*, valamint *lúgosságot* a helyszínen mértünk. A laboratóriumi elemzések során újra mértük a pH-t, vezetőképességet (Ec) és szabadoxigén-tartalmat, meghatároztuk a *kovasav- és szénsavtartalmat* (az utóbbit HCO₃ formájában), kiszámítottuk a *keményiséget*, s emellett ugyanazokat a fő- és nyomelemeket határoztuk meg, mint a

régió többi felszín alatti vizében, s vannak tórium- és urán-, továbbá radonkoncentráció-adataink is.

A vízegekémiai adatok alapján képet alkothatunk a felszín alatti vizek mozgásának jellegéről, irányáról és sebességéről, ami korlátokat teremt a transzportmodellezéshez, s lehetővé teszi az abból levont következtetések független ellenőrzését. Ugyanezen adatok szükségesegek a víz-közet kölcsönhatások megítéléséhez is.

- Az üveghutai telephely *vízminőségi jellemzése* az alábbiakban vázolható. Az oldott sótartalom 450-900 mg/l. A felszínközeli vizek Ca-Mg bikarbonátosak, néha a Mg túlsúlyával. Mélyebben nő a Na mennyisége, de Na-bikarbonátos víztípus a régióban sehol sem jelenik meg. A (Ca+Mg)/(Na+K) aránya a felszínközeli 8-10-ről a mélységgel egészen 1-3-ra csökken. A klóríd-, szulfát- és nitráttartalom csak kommunális vagy mezőgazdasági szennyezés következtében nő meg, a telephelytől távolabb. A telephelyi vizek nitráttartalma természetes eredetű (levegő-talaj), s 3000-5000 év alatt tűnik el. A helyenként megjelenő kénhidrogénről bebizonyítottuk, hogy szulfátredukáló baktériumok hatására képződött. Az e baktériumok létezéséhez szükséges szerves anyagról kimutattuk, hogy nagyrészt ipari eredetű, s a használt eszközökkel került a vízbe.
- A *beszivárgó vizek hőmérséklete* a stabilizotóp-összetétel alapján változatos képet mutat. Összességében két fő csoport körvonalazható: hideg éghajlat alatt, a jégkorszakban, és melegebb, a maihoz hasonló ég-

8. táblázat

A telephelyi vízmintavétel áttekintő adatai

Fúrás jele	Koordináták			Minta száma	Mintavétel ideje	Vizsgált szakasz				Kútvizsgálatok száma	Nyomjelző [%]
	X [EOV m]	Y [EOV m]	Z [m tszf.]			teteje [m f.a.]	talpa [m f.a.]	teteje [m tszf.]	talpa [m tszf.]		
Üh-2	95 178,69	616 014,27	279,42	1	1997. 12. 09.	318,9	364,2	-38,2	-83,5	8	9,91
				2	1997. 12. 09.	318,9	364,2	-38,2	-83,5	8	8,00
Üh-3	94 999,11	615 919,06	278,77	1	1997. 10. 28.	119,5	131,2	160,1	148,4	2	7,60
				2	1997. 12. 17.	288,0	300,1	-8,4	-20,5	3	4,20
Üh-4	94 987,47	616 111,21	246,16	1	1997. 09. 29.	–	17,5	–	229,1	–	–
				2	1997. 10. 01.	–	28,6	–	218,0	–	–
				4	1997. 10. 29.	70,9	96,2	175,7	150,4	1a	8,92
				5	1998. 02. 24.	280,0	300,2	-33,4	-53,6	8	1,57
Üh-5	94 828,32	616 006,77	280,43	1	1997. 09. 23.	–	53,4	–	227,9	–	–
				3	1997. 11. 07.	89,0	101,5	192,3	179,8	3	9,13
Üh-22	95 096,93	615 992,71	280,80	4	1998. 01. 21.	215,8	265,8	65,5	15,5	8	7,83
				1	1998. 11. 18.	78,3	80,1	203,0	200,1	–	6,79
				2	1999. 01. 09.	178,5	198,9	102,7	82,3	1	2,48
				5	1999. 05. 21.	176,8	198,6	104,4	82,6	6	4,53
				3	1999. 02. 22.	245,6	255,6	35,6	25,6	2	1,50
				7	1999. 07. 05.	288,5	318,8	-7,3	-37,6	5	2,87
Üh-23	95 275,97	615 968,97	276,66	6	1999. 06. 11.	367,6	389,2	-86,4	-108,0	4	0,09
				4	1999. 05. 01.	473,0	500,8	-191,8	-219,6	3	0,17
				1	1998. 11. 16.	65,5	90,0	211,7	187,2	–	4,35
Üh-23	95 275,97	615 968,97	276,66	2	1998. 12. 10.	165,0	181,5	112,2	95,7	1	4,37
				3	1999. 02. 04.	218,6	229,2	58,6	48,1	3	7,76

Az Üh-4, Üh-5, Üh-22 és Üh-23 fúrás felső vízmintáit talajvízből, kútvizsgálat nélkül vettük. Az Üh-4 fúrás 3. mintájában a nyomjelző koncentráció túl magas volt, helyette vettük a 4. mintát. Az Üh-5 fúrás 2. vízmintájába technológiai szennyezés került, helyette vettük a 3. mintát.

A leszívás hatása a vízösszetételre az Üh-22 fúrásban

Fúrás jele	Minta száma	Vizsgált szakasz		Összetétel leszívás előtt			Összetétel leszívás után		
		teteje [m tszf.]	talpa [m tszf.]	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) [‰v]	$\delta^2\text{H}$ (SMOW) [‰v]	^{14}C vizkor [év]	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) [‰v]	$\delta^2\text{H}$ (SMOW) [‰v]	^{14}C vizkor [év]
Üh-22	1	203,0	200,1	-10,44	-73,5	—	—	—	—
	2	102,7	82,3	-11,14	-79,1	11 000	—	—	—
	5	104,4	82,6	—	—	—	-10,76	-76,7	<500
	3	35,6	25,6	-13,10	-96,1	17 500	—	—	—
	7	-7,3	-37,6	—	—	—	-12,88	-95,4	5 750
	6	-86,4	-108,0	—	—	—	-10,90	-77,7	6 600
	4	-191,8	-219,6	-13,44	-99,4	19 500	—	—	—

hajlat alatt beszivárgott vizek. A különbség a vizkórokban is ugyanígy jelentkezik. A telephely szelvényében a csoportosulás változatos képet mutat (5. ábra).

- Az Üh-5, Üh-3 és Üh-22 fúrásban az első csoportba tartozó vizek a tszf. 50–80 m szinten jelennek meg, s a mélyebb szintekre jellemzőek. Felettük, tszf. 150–200 m-től kezdve a gránit felszínéig a második csoportba tartozó vizek vannak. A kettő között átmeneti értékek figyelhetők meg. Mivel a hőmérséklet-váltás időben meglehetősen éles volt, az átmeneti értékek a kétféle víz keveredésével magyarázhatók. Az Üh-4 és Üh-2 fúrás nem jutott ki a kevert vizek övéből, az Üh-23 el sem érte azt, ami az előző csoportnál gyorsabb áramlásra mutat. A különböző típusú eloszlást mutató fúrások térben váltakoznak egymással, ami arra mutat, hogy vízszintes irányban a közvetlen áramlási kapcsolat gyenge. Az említett gyorsabb áramlás tehát elsősorban gyorsabb függőleges mozgást jelent.
- A szivattyúzás hatása a felszín alatti víz összetételére az Üh-22 fúrásban az interferenciás kútvizsgálat előtt és után vett minták összevetésével határozható meg közvetlen módon. A változások (9. táblázat) egyértelműen arra mutatnak, hogy a felszín alatti vizek kora lecsökkent, számítható beszivárgási hőmérsékletük emelkedett, vagyis a leszívott vizek felülről pótlódtak, s a leszívás a vizkorövességet lefelé mozdította.

2.4. Telephelymodell

Az alábbiakban az előzőekben összesített adatokból kialakítható földtani-vízföldtani modellt ismertetjük. Előjáróban megjegyezzük, hogy a telephelyen harántolt 9 db, legalább 5 m függőleges vastagságú töréses öv (3. táblázat) közül mindössze kettőt tanulmányoztunk interferenciás kútvizsgálattal. E vizsgálat váratlan eredményeket hozott, s a telephelynek még a válaszokkal érintett részén is több kérdést nyitva hagyott. Ezért a telephely ismeretessége egyáltalán nem elegendő a modellalkotáshoz, s a további interferenciás kútvizsgálat várhatóan meglepetésekkel fog szolgálni. A lényegét tekintve minden modell hipotézis, s ilyen minőségében rá is igaz, hogy akkortól kezdve válik

igazán elfogadhatóvá, ha az újabb adatok már nem hoznak lényeges módosítást.

Az a modell tehát, amelyet a telephelyi ismeretek jelenlegi szintjén kidolgozhatunk, szükségszerűen bizonytalan, és valószínűleg nem kellő pontossággal írja le a valóságot. Ennek ellenére úgy gondoljuk, hogy – hangsúlyozottan munkahipotézis szinten – a rendelkezésre álló adatok konzisztens modellbe építhetők. A modellalkotásnál alapvető kritériumként használtuk azt, hogy minél többféle adat egyeztethető a modellben, annál valószínűbb a kialakítható kép, ezt az elvet követtük már az omló zónák korrelációjában és a töréses övek kijelölésében is.

A kútvizsgálatokkal közvetlenül észlelt egyetlen elem a hidrodinamikailag aktív övezet, ezért a modellépítésnél erre támaszkodunk. Az övezet tengelysíkját kijelöltük, de határait és vastagságára vonatkozóan csak megfontolásokkal élhetünk. A tengelyét alkotó töréses övtől az Üh-3 fúrásban lefelé 118, továbbá az Üh-4 fúrásban lefelé 77 és felfelé 38 m-re az övezet biztosan kiterjed (BALLA 2000). Kiterjedésének felfelé további határt szab, hogy az Üh-22 fúrásban a 169 m-rel feljebb lévő felső jeladó szakasz már nem tartozik az övezetbe. Feltételezhetjük, hogy a hidrodinamikai öv függőleges vastagsága 200–250 m körül van, s tengelysíkja kb. a közepén helyezkedik el benne. A határok helyzete és jellege bizonytalan, a modellezés során változtatható, ezért a határokat a szerkezeti modellben (BALLA 2000) nem tüntettük fel.

A szerkesztéssel kapott képből (BALLA 2000) kitűnik, hogy az övezetnek a tengelysík feletti része megközelítené az Üh-2 fúrás alsó részét, s az annak talpán átfutó meredek töréses öv szabna számára határt. Ezért a vázolt felfogás keretében azt kell képzelnünk, hogy a töréses övet szigetelő réteg kíséri. Hasonló jelenséget kell valószínűnek tartanunk az Üh-4 fúrásban is, amelyben a legfelső válaszadó szakasz felett egy nem válaszoló töréses öv következik. Így tehát az interferenciás kútvizsgálat eredményeitől gyakorlatilag függetlenül kapott mindkét töréses öv – az Üh-2 talpán, valamint az Üh-4 és Üh-5 közepe táján – úgy viselkedik, mint ha a szegélyén szigetelő réteg lenne. Ez a jelenség talán azzal függ össze, hogy a nagyobb töréseket erőteljes agyag-ásványosodás kíséri, amely a szegélyövekben a repedéseket gyakorlatilag teljesen eltömítette. A bizonytalan válasz az Üh-2 alsó szakaszán a szigetelés tökéletlenségével lenne magyarázható.

Az Űh-22 fúrás felső, elszigetelt és az Űh-5 fúrás töréses öv alatti szakaszának a határai a fentiekből közvetlenül adódnak. Tisztázatlan marad egyrészt az Űh-4 és Űh-5 közepe táján áthúzódó töréses öv feletti, másrészt az Űh-2 talpán átvezetett töréses övön túli, azaz az Űh-23 fúrás környéki blokk helyzete és jellege.

Megjegyezzük, hogy a hidrodinamikailag aktív övezet fő elemének kijelölése vitatható, de ha ezt az elképzelést feladjuk, megfosztjuk magunkat a determinisztikus modell megalkotásának lehetőségétől, s a modellezést kizárólag a sztochasztikus változatra korlátozzuk, amelynek a lehetőségei egyelőre nincsenek meg.

3. Összefoglalás

Az üveghutai telephely kutatása keretében 1997-1999 folyamán 6 mélyfúrást telepítettünk, s ezekben egyedi és

lyukközi (interferenciás) kútvizsgálatot folytattunk le. A kapott paraméterek arról tanúskodnak, hogy az üde gránit a tszf. 200 m-es szint alatt megfelelő közeg lehet kis és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezésére. A legfontosabb alkalmassági kritérium a lassú vízmozgás, mélybe merülő pályákkal.

A vízvezetést meghatározó törések döntő része egyelőre csak statisztikusan jellemezhető. A vízföldtani kép legkritikusabb eleme az Űh-2 fúrással feltárt alacsony nyomású zóna, amely alapvetően befolyásolja a felszín alatti áramlási viszonyokat. Ez a zóna egy nagyjából KÉK-NyDny-i csapású, meredek ÉÉNy 84°-os dőlésű töréses övhöz kapcsolódik, amely az Űh-2 fúrástól legfeljebb néhány méterre húzódik. A tárolóból származó vizek e feltételezett törés mentén juthatnak a legrövidebb idő alatt a felszínre, a legnagyobb földtani veszélyt jelentve a telephely biztonságára. Ezért a továbbkutatás talán legfontosabb feladata a töréses öv behatóbb vizsgálata.

SINGLE-BOREHOLE HYDROGEOLOGICAL TESTING IN THE CARBONIFEROUS GRANITES, AT ÜVEGHUTA, IN SOUTH-WEST HUNGARY

PÉTER MOLNÁR*, J. GRAHAM BRADLEY**, CRISTIAN ENACHESCU*** and JOHN WOZNIOWICZ****

*Golder Associates (Hungary) Kft., H-1021 Budapest, Húvösvölgyi út 54., Hungary

**Golder Associates (UK) Ltd., Landmere Lane, Edwalton, Nottingham, NG12 4DG, UK

***Golder Associates (Germany) GmbH., Vorbruch 3, D-29227, Celle, Germany

****Golder Associates Inc., 44 Union Boulevard, Suite 300, Lakewood, Colorado, USA 80228

Keywords: fractures, granite, groundwater, Hungary, hydrogeology, pumping tests, radioactive waste, South-eastern Transdanubia

Single-borehole hydrogeological tests have been carried out in deep boreholes of between 300 and 500 m depth, at Üveghuta, in the frame of the site characterisation programme for the geological disposal of low- and intermediate-level radioactive wastes. A two-stage testing strategy was adopted in order to characterise hydrogeological conditions of the potential host rock. An initial series of short-duration contiguous slug tests has produced a statistically representative sample of near-borehole transmissivity. This was followed by a smaller number of constant rate tests targeted on higher transmissivity borehole intervals that has provided estimates of large-scale transmissivity and groundwater heads extrapolated from pressure recovery curves.

Hydrogeological tests have been conducted using inflatable packers, downhole shut-in valves, high accuracy pressure transducers and real time data display and acquisition. Groundwater has been produced from test intervals with swabbing tool or a positive displacement progressing cavity pump. The measured data have been analysed using up-to-date techniques based on the method of type curve matching. This paper presents the methodology and results of the single-borehole hydrogeological testing.

1. Introduction

The Geological Institute of Hungary (MÁFI) is currently assessing the suitability of the Carboniferous granitoid rocks at Üveghuta, in South-west Hungary, for the geological disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Detailed geological and hydrogeological investigation of the Üveghuta site began in 1995. To date, seven deep boreholes have been drilled, and an extensive hydrogeological testing programme has been carried out by Golder Associates, in order to characterise hydrogeological conditions of the potential host rock.

A pilot borehole called Üh-1 was drilled in 1996, to a depth of approximately 365 m below ground level (bgl). Results of the hydrogeological tests conducted in this borehole were presented by HARBORTH and TUNGLI (1997). In 1997, a candidate site was selected for detailed investigation, and four further boreholes, known as Üh-2, Üh-3, Üh-4 and Üh-5, have been drilled to depths from 300 to 380 m bgl. Two new boreholes, named Üh-22 and Üh-23 were completed in 1999 with a total depth of approximately 500 and 300 m bgl, respectively. Single-borehole hydrogeological tests were carried out in each of these boreholes and two interference tests involving all six boreholes at the candidate site were also performed. This paper presents the methods and results of the single-borehole hydrogeological tests. Methodology and results of the interference tests are presented in a separate paper of this volume (BRADLEY *et al.* 2000).

2. Testing strategy

Prior to the start of the single-borehole hydrogeological testing, a simple conceptual flow model was developed for the Üveghuta site. The site is situated on a hilltop. The granitoid host rock is overlain by a sequence of up to 60 m thick Quaternary eolian silt (loess) and 20 m of variegated clays. The upper part of the granitoid rock is highly weathered. The Quaternary sediments are mainly unsaturated, and the water table beneath the hills is relatively deep and located within the weathered granites. Granitoid rocks only outcrop along the neighbouring valleys.

The results of hydrogeological testing conducted in Borehole Üh-1 showed that the transmissivity of the granitoid rocks was generally low, but variable. The groundwater heads had an overall decrease with depth, consistent with a recharge location, but with variations around this trend. It was not possible to derive a simple relationship between the hydrogeological properties, and the core characteristics and geophysical logs.

The principle objectives of the single-borehole hydrogeological testing were as follows:

- acquire a representative statistical distribution of hydraulic transmissivity;
- determine the spatial distribution of groundwater heads;
- provide a detailed hydrogeological characterisation of the most transmissive borehole intervals;
- collect groundwater samples for geochemical analysis.

Table 1

Summary of single-borehole hydrogeological tests

Borehole	Final depth (m bgl)	Top of granite (m bgl)	Testing period	Scan Tests	Detailed Tests	Groundwater samples
Üveghuta-2	381.90	59.9	1997-98	27	10	1
Üveghuta-3	300.10	50.1	1997-98	17	5	2
Üveghuta-4	300.19	21.2	1997-98	15	9	2
Üveghuta-5	300.88	60.5	1997-98	15	9	2
Üveghuta-22	500.77	62.5	1998-99	31	6	5
Üveghuta-23	300.48	60.2	1998-99	23	4	2

Based on the conceptual flow model and considering the above-mentioned objectives, it was decided to adopt a two-stage testing strategy. An initial series of short-duration contiguous slug tests (known as Scan Tests) was carried out along the open section of the boreholes, followed by long-duration hydrogeological tests (known as Detailed Tests) targeted on higher transmissivity borehole intervals.

The Scan Tests provided a contiguous profile of near-borehole transmissivity to facilitate the selection of appropriate intervals for the Detailed Tests. This strategy also produced a complete unselective set of transmissivity data derived from test intervals of approximately equal length and suitable for statistical treatment.

The most transmissive borehole intervals were selected for the Detailed Tests, because the magnitude of uncertainty in the estimate of groundwater head is less for these intervals. Higher transmissivity intervals give sufficient yield to facilitate the abstraction of a groundwater sample in a relatively short duration, as well.

In 1997, hydrogeological testing in Boreholes Üh-2 to Üh-4 was originally scheduled to be performed after the total depth of these boreholes had been reached. However, due to borehole stability problems, certain sections of these holes had to be cemented or cased (GYALOG and TUNGLI 2000). In order to characterise hydrogeological properties of the unstable sections, the drilling process had been interrupted, and hydrogeological tests were performed prior to cementing or installation of the casing. Due to the technical problems, some short borehole sections were not tested.

Considering previous experience, hydrogeological testing in Boreholes Üh-22 and Üh-23 was divided into several phases in advance, and the tests were conducted during drilling, after every 30-50 metres of progress. No borehole sections were omitted from testing. A summary of the single-borehole hydrogeological tests performed in Üveghuta boreholes is presented in Table 1.

3. Test equipment

Figure 1 shows the most common configuration of the downhole and surface test equipment used during the single-borehole hydrogeological testing. The downhole test equipment consisted of a single or straddle packer tool, a surface-controlled shut-in valve and three pressure transducers.

Inflatable packers with a sealing length of approximately 0.85 m were used to isolate the tested interval from the rest of the borehole. The packers were inflated with nitrogen gas from the surface through inflation lines, and the inflation pressure was controlled during the test. The integrity of the packer seal was checked carefully at the start of the test. The packers were lowered to the test depth using an aluminium test string.

A downhole shut-in valve was placed just above the upper packer to control hydraulic communication between the test interval and the test string. The shut-in valve was operated from the surface with nitrogen gas through hydraulic lines. With the valve open, water is able to flow from the test string into the formation or vice versa, depending on the pressure difference between the test interval and the surrounding formation. When the valve is closed, no flow can occur between the test interval and the test string, and fluid pressure in the isolated interval starts to recover towards the groundwater pressure.

Pressure conditions in the test interval and in the rest of the borehole, above and below the test section, were monitored with three downhole pressure gauges. The signal from the sensors was transmitted to the surface data acquisition system via electric cables. The data acquisition software allowed a minimum sampling rate for data collection of 5 seconds and real time visualisation of the measurements.

A positive displacement progressing cavity pump (with the trade name "Moyno pump") was used to produce groundwater from the test interval at an approximately constant rate. The system consists of a hydraulic motor and a top drive on the surface, and a downhole stator, rotor and sucker rods. Both the stator and rotor form an Archimedes' screw arrangement. With the rotor firmly positioned inside the stator, no flow can occur through the pump. Once the rotor starts to rotate, small cavities filled with a portion of fluid begin to move from the bottom to the top of the stator. Adjusting the rotation speed regulates the pumping rate. The stator was part of the test string, and the rotor was positioned in it by use of sucker rods. The rotation speed was controlled from the surface with the drive motor. The Moyno pump allowed groundwater to be produced from the test intervals with a rate of 0.8 to 12 l/min.

In preparation for slug tests, it was necessary to abstract a relatively small amount of water (approximately 60-100 litres) from the test string. A swabbing tool was used for this purpose. The swabbing tool consists of a swab

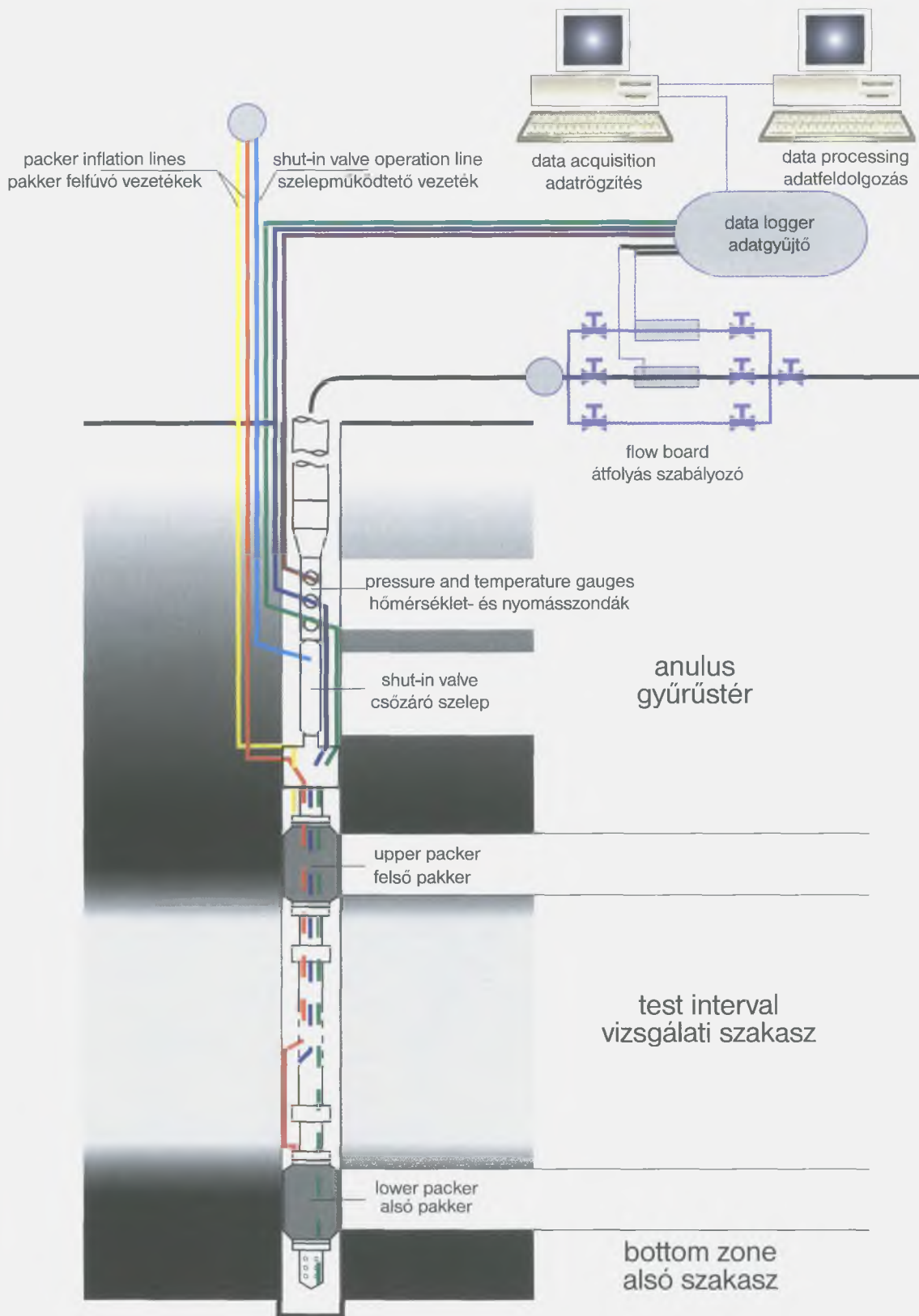


Figure 1. Schematic diagram of the test equipment configuration

1. ábra. A pakkeres vizsgálatok eszközei

cup and a swab bar. The tool was lowered into the test string on a wireline with the downhole shut-in valve closed. During running in, a ball valve in the swab bar allowed water to flow through the system. When pulling out, the ball valve closed, and a slug of water was removed from the test string. Swabbing technique was also used to obtain groundwater sample from less transmissive intervals where the Moyno pump was not applicable due to the small production rate.

4. Test configuration and operations

The Scan Tests were conducted using straddle packer equipment with an interval length of approximately 10 m. A Scan Test usually lasted for 2-3 hours and consisted of an initial pressure stabilisation period followed by a slug test. During the pressure stabilisation period, the shut-in valve was closed, and the water level inside the test string was lowered using the swabbing tool. Upon opening the shut-in valve, an instantaneous drawdown of 300 to 600 kPa (30 to 60 m) was applied to the test interval and flow was induced from the formation. The groundwater was allowed to flow into the test section for one hour or until the recovery was greater than 15 to 30% of the initial drawdown. *Figure 2* shows pressure response recorded during a typical Scan Test.

Detailed Tests were performed using straddle or single packer equipment of variable (mostly 10 to 30 m) length. A typical Detailed Test lasted for 2 to 6 days and consisted of several test phases (*Figure 3*). An initial pressure stabilisation period was included to dissipate most of the borehole history effects. After that, a slug test was conducted. The maximum recovery allowed during the slug test was approximately 40%. This provided a well-controlled signal for the following main pressure recovery period after the down-

hole shut-in valve was closed. The pressure response recorded during the main recovery period was analysed to derive an estimate for the undisturbed *in situ* groundwater head and to characterise the geometry of the groundwater flow. Most of the Detailed Tests then continued with an abstraction period in order to obtain a representative groundwater sample for geochemical analysis. Water was produced from the test interval at a constant rate to facilitate derivation of large-scale hydrogeological properties. Some Detailed Tests were terminated with a final pressure recovery period.

5. Analysis methods

During the last 10-15 years important advances in well-test analysis have taken place. These developments were at least partly driven by improvements in hardware including high accuracy pressure transducers and increased data storage capabilities. Another major progress was introduction of computer-aided interpretation techniques (HORNE 1997). Log-log type curves including pressure derivative type curves have been developed for a wide variety of flow models which include the influence of storage and skin effects in early time and boundary conditions in late time (GRINGARTEN *et al.* 1979). Special computer codes using non-linear regression are available now for improved type curve matching. Golder Associates have taken full advantage of these developments during the interpretation of data from the Űvegghuta investigations.

The transient pressure responses acquired during both the Scan Tests and Detailed Tests have been interpreted using one of the several available analytical solutions which employ the type curve matching (KRUSEMAN and DE RIDDER 1991).

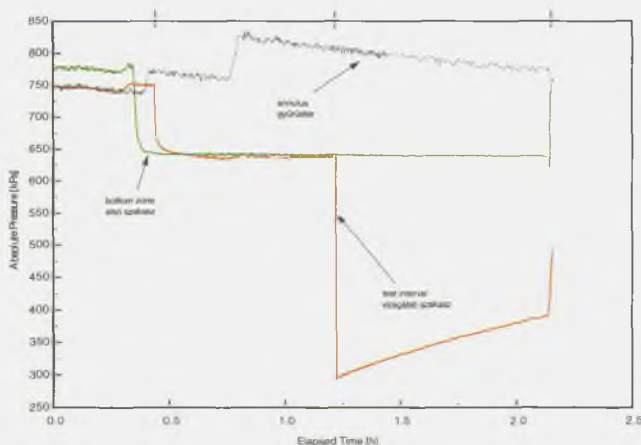


Figure 2. Pressure response recorded during Scan Test 6 in Borehole Űh-4

2. ábra. Az Űh-4 fűrés 6. gyorstesztjének nyomásdiagramja

X tengely = eltelt idő (óra), Y tengely = nyomás (kPa)

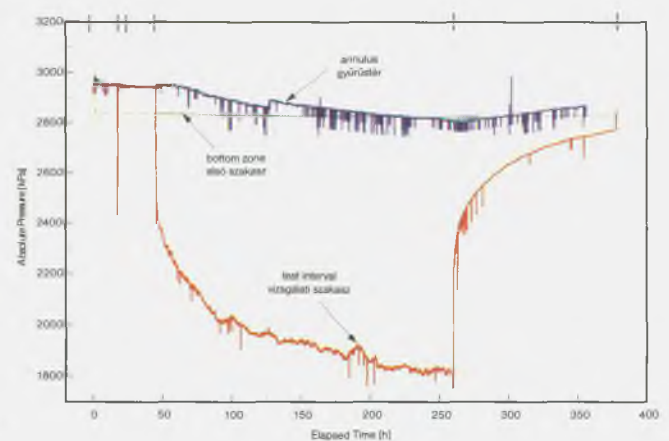


Figure 3. Pressure response recorded during Detailed Test 4 in Borehole Űh-22

3. ábra. Az Űh-22 fűrés 4. hosszú idejű tesztjének nyomásdiagramja

X tengely = eltelt idő (óra), Y tengely = nyomás (kPa)

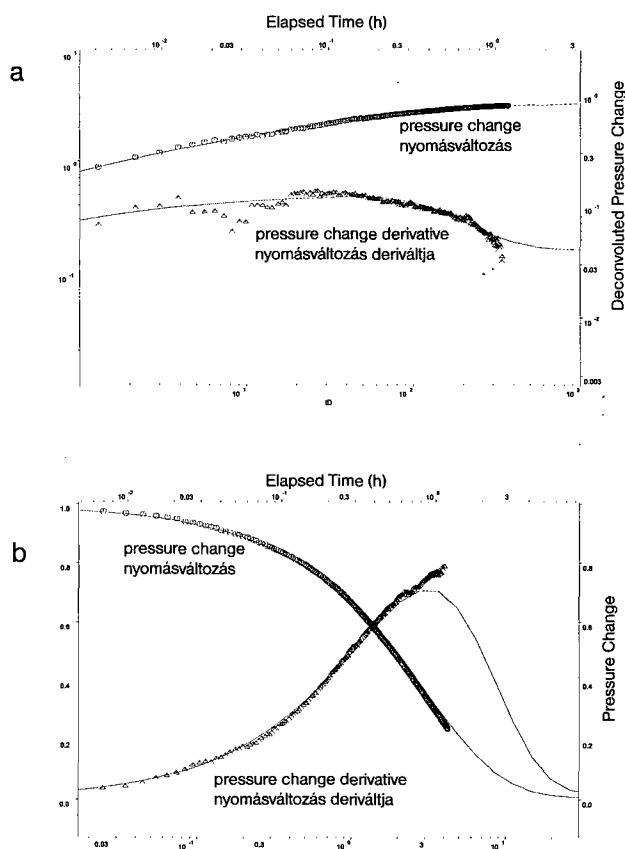


Figure 4. Type curve analysis of slug test data

a = log-log deconvolution plot; b = Ramey A plot

4. ábra. Slugeszt kiértékelése típusgörbe illesztéssel:

a) log-log dekonvolúciós görbe: X tengely = eltelt idő (óra), Y tengely = dekonvolúciós nyomásváltozás; b) Ramey-féle „A” típusú görbe: X tengely = eltelt idő (óra), Y tengely = nyomásváltozás

The slug tests have been analysed using the code known as FlowDim, written by Golder Associates. This code incorporates a number of innovative analysis tools including pressure derivative type curves (OSTROWSKI and KLOSKA 1989), deconvolution of slug and pulse test data (CHAKRABATY and ENACHESCU 1997), PERES *et al.* 1989) and automatic curve fitting using a non-linear regression algorithm.

A relatively simple analysis procedure was used to interpret the Scan Test data. The first step was to identify the flow model by evaluation of the pressure derivative data on the log-log deconvolution plot (Figure 4, a). Two dimensional (*i.e.* cylindrical) flow geometry and zero skin were assumed in each of the Scan Test analyses. Usually the simplest homogeneous flow model was selected to match the data but sometimes a more complex composite model was required in order to reach an appropriate fit. The composite flow model consisted of two concentric shells around the borehole, with different transmissivities and

storage coefficients assigned to each zone. Once the flow model was selected and the transmissivity was roughly estimated, the analysis then switched to the Ramey type curves (RAMEY *et al.* 1975) to obtain a better estimate both for transmissivity and storativity (Figure 4, b).

A more comprehensive analysis was performed on the Detailed Test data. The slug phase was interpreted using the FlowDim code, described above. The constant rate events, including the zero flow rate pressure recovery periods, have been analysed using an oil industry code known as Interpret/2 (Scientific Software-Intercomp 1994), which also incorporates a number of analysis tools not in common use in the field of hydrogeology. These include multiple event superposition (GRINGARTEN *et al.* 1980), pressure derivative type curves (BOURDET *et al.* 1983) for a wide range of flow models, automated non-linear regression and multi-event validation plots.

After selecting input parameters, the rate schedule was assigned. The rate for pressure recovery periods was set at zero, and the measured rate was used for the constant rate production phases. Slug phases were divided into 3 to 5 periods, and the rate for each period was computed from the measured inflow.

Borehole history effects were considered significant if there was a large discrepancy between the pressures measured at the end of the initial pressure stabilisation period and the main pressure recovery period. The duration of the borehole history period was assumed as the time between the drilling through the midpoint of the test interval and the start of the initial pressure stabilisation phase. During the main recovery period, the test interval pressure is responding to the preceding well-controlled slug event. Pressure changes recorded during the initial stabilisation period reflect the influence of the uncertain borehole history effects. These two recovery periods were compared on a rate-normalised diagnostic plot, and a single borehole history rate was estimated using the validation module of the Interpret/2 code.

All the relevant test phases were examined together to check for a consistent formation response throughout the Detailed Test. Interpretation of an individual constant rate period started with identification of a flow model by evaluation of the pressure derivative on the log-log diagnostic plot (Figure 5, a). Initial estimates of the major model parameters (*e.g.* wellbore storage and transmissivity) were obtained by straight-line analysis of the pressure derivative curve. Model parameters were then optimised by automated type curve matching of the pressure and pressure derivative data on the log-log diagnostic plot using the non-linear regression algorithm. In the next stage of the analysis, the static groundwater pressure was selected for regression on the superposition Horne plot in semi-log coordinates (Figure 5, b). Finally, a simulation of the entire Detailed Test sequence was plotted in linear coordinates (Figure 5, c), using the optimised parameter set derived from the analysis of the individual test phase. This plot was used to verify the reliability of the derived parameters.

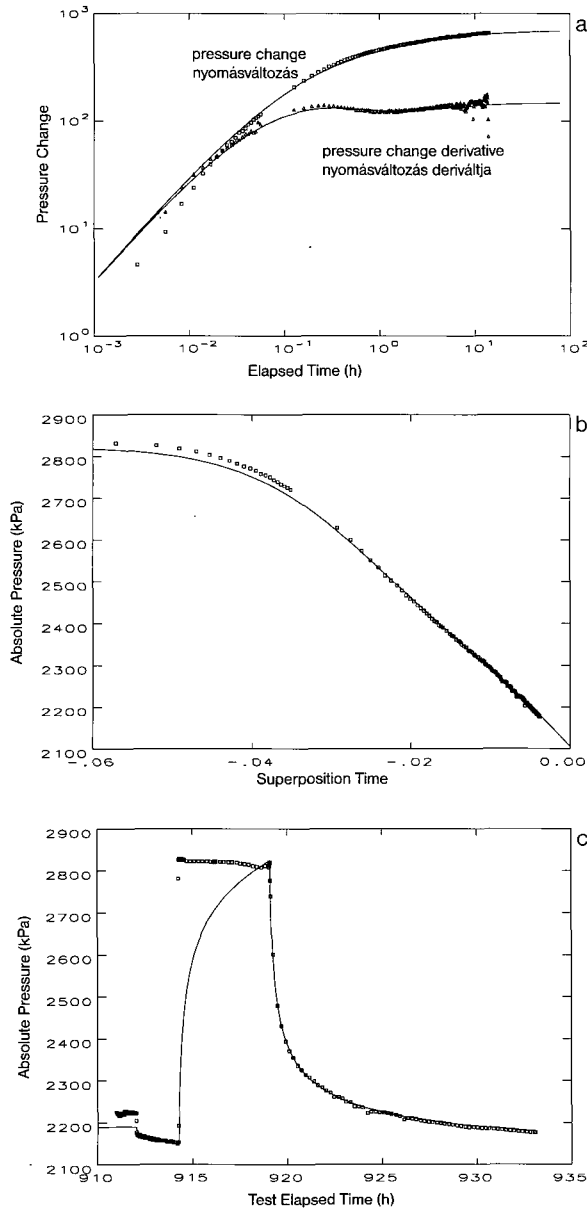


Figure 5. Analysis plots for constant rate test periods

a = log-log diagnostic plot; b = superposition Horne plot; c = entire simulation plot

5. ábra. Állandó hozamú teszt kiértékelése

a) log-log diagnosztikai görbe: X tengely = eltelt idő (óra), Y tengely = nyomásváltozás; b) szuperpozíciós Horne-féle görbe: X tengely = szuperpozíciós idő, Y tengely = nyomás (kPa); c) szimulációs görbe: X tengely = mérési idő (óra), Y tengely = nyomás (kPa)

Analysis of a Detailed Test iterates between the various test phases in order to obtain consistency between the derived hydrogeological parameters. Selected phases may be emphasised in the analysis due to their relatively long duration or an easily recognisable period of formation response. The derived parameters may represent formation properties at various scales.

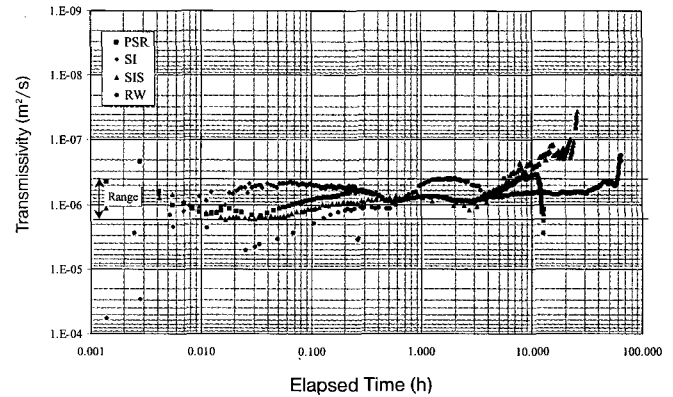


Figure 6. Normalised derivative plots of individual test phases from Detailed Test 1 in Borehole Üh-23, used to evaluate total uncertainty in transmissivity estimate

6. ábra. A transzmisszivitás bizonytalanságának értékelése az egyes vizsgálati fázisok normált diagnosztikai görbéinek összetétele alapján (Üh-23 fúrás, 1. hosszú idejű teszt)

X tengely = eltelt idő (óra), Y tengely = transzmisszivitás (m²/s). A kettős nyíl a transzmisszivitás lehetséges legkisebb és legnagyobb értéke által közrefogott tartományt jelzi

During the analysis of Detailed Tests in Boreholes Üh-22 and Üh-23, an additional method of data synthesis was introduced. For each Detailed Test, diagnostic plots of the individual test phases were normalised and integrated into a single diagram called normalised derivative plot (Figure 6).

Depending on the test type, diagnostic plots are computed in different ways:

- for constant rate and recovery tests, pressure difference ($p-p_0$) is plotted against superposition time;
- for slug and pulse test data, the Peres deconvolution function is used (PERES *et al.* 1989);
- flow rate data obtained from constant pressure tests is used as a rate inverse function.

The derivatives of the processed data are normalised then using the flow rate (constant rate and recovery periods), the wellbore storage (slug and pulse tests) and the pressure difference (constant pressure tests), respectively. Starting from the transmissivity transformation equation (HORNE 1997), it is possible to present the normalised derivatives with transmissivity on the vertical axis and a time function on the horizontal axis. This method of data presentation assumes 2D cylindrical flow in a homogeneous medium and allows the transmissivity to be read directly off the vertical axis from the horizontal stabilisation on the derivative plot.

The normalised derivative plots can be used in two ways:

- compare the phases of a single test and identify eventual inconsistencies in hydraulic behaviour, occurring for example due to changing skin, wellbore storage, or transmissivity;

- synthesise data of different tests, for example in order to visualise groups of hydraulic behaviour within one hydrogeological unit or emphasise differences between units.

In the frame of the single-borehole hydrogeological testing programme at Üveghuta, the normalised derivative plots were used to quantify the uncertainty in the determination of transmissivity from Detailed Tests in Boreholes Üh-22 and Üh-23.

6. Results of flow geometry characterisation

In fractured crystalline rocks most of the flow occurs in fractures, and contribution of the crystalline rock matrix to total groundwater flow is usually negligible. The flow geometry mainly depends on size, orientation and intensity distribution of fractures, which determines the number of fracture intersections.

Under certain conditions, when the fracture network is evenly spaced and the number of fracture intersections does not change significantly, or the test section is intersected by a constant aperture horizontal fracture, the fractured medium can be approximated as an equivalent porous medium. In this case, pressure derivative on the log-log diagnostic plot shows a flattening off, which is indicative of the two dimensional radial flow. If the test section is short relative to the average hydraulic fracture spacing and the fractures form a well-connected network, a decline of the derivative curve in the mid-time implies existence of a flow geometry approaching 3D spherical flow. Contrarily, if majority of the inflow originates from a single vertical fracture, the pressure derivative shows a characteristic linear increase over the early and mid-time data, suggesting a channelised 1D linear flow. A hierarchical fracture system (*i.e.* sparse high transmissivity low storativity features connected to frequent less transmissive but high storativity 'background' fracture network) can result in a pressure response similar to one of a theoretical dual porosity model.

The character of the transient pressure response is also scale dependent. As the time passes, pressure signal propagates through the fracture system, and spatial changes in flow geometry will be reflected as a change in slope of the pressure derivative curve on the log-log diagnostic plot. A composite radial flow model is often used to simulate this change in mid-time period. Variations in flow geometry or hydrogeological parameters in the close vicinity of the borehole are matched with skin effects, and significant changes further away from the hole are replicated with boundary effects. These assumptions may have no real geological meaning, and they should only be considered as a simplified qualitative description of the very complex genuine geometry of the fracture flow.

Character of the flow geometry at the Üveghuta site was investigated during the analysis of Detailed Tests targeted on the most transmissive borehole intervals. In 26 out of the total of 34 Detailed Tests the simplest homo-

geneous radial flow model, without boundary effects, was not appropriate to replicate the observed pressure response. In 19 cases a composite model was required, and in 12 analyses boundary effects were used to achieve a satisfactory match to the measured data. The estimated radius of influence for the Detailed Tests varies between 10 and several 100s of metres. Hence, the single-borehole test data have indicated significant heterogeneity in the flow system on a scale of some 10 metres.

In two analyses a dual-porosity flow model was used to match the data and in three Detailed Tests the pressure response was similar to that of a discrete fracture with one-dimensional flow. These results indicate that some of the highest transmissivity parts of the hydrogeological system appear to be associated with channelised fracture flow.

7. Summary of hydraulic transmissivity results

The statistical distribution of transmissivity at the Üveghuta site was characterised on the basis of the unselective data set derived from Scan Tests. Detailed Tests were targeted on higher transmissivity borehole intervals, so the result of these tests should not be included into the statistical analysis. However, some borehole intervals were omitted during the scanning process, and transmissivity estimate is only available from a Detailed Test. Therefore a complete transmissivity profile was compiled for each borehole at first, and this data set was then employed for the statistical analysis.

In a fractured rock, the estimates of transmissivity often range over orders of magnitude, and the variation is proportional to the magnitude. A logarithmic (base 10) transformation is often used when presenting transmissivity data. The distribution of raw transmissivity is usually strongly skewed due to a small number of high values on the right tail, whilst the distribution of log transmissivity is more evenly distributed. The mean of the raw transmissivity (*i.e.* the arithmetic mean) is biased by the rare high transmissivities. In a fractured rock, the mean of the log transmissivity (*i.e.* the geometric mean of transmissivity) is often considered to be more representative of the average properties of the large-scale rock mass.

The descriptive statistics of log transmissivity for the six deep boreholes separately and also for the entire data set are presented in *Table 2*. *Figure 7* shows the histogram of log transmissivity for the whole data set. It can be concluded that the overall statistical distribution of the logarithm of near-borehole test interval transmissivity is unimodal and exhibits a small positive skew. The near-borehole transmissivity has a range of 6 orders of magnitude, from approximately 10^{-5} to 10^{-11} m²/s and the geometric mean is 10^{-8} m²/s. Given that the test interval length during the Scan Tests is approximately 10 m, the equivalent geometric mean of hydraulic conductivity is 10^{-9} m/s.

Transmissivity has been observed to decrease with depth at a number of sites in crystalline fractured rocks *e.g.*

Table 2

Descriptive statistics of log transmissivity (log m²/s) estimates and equivalent transmissivity values (m²/s)

Borehole	Count		Minimum	Maximum	Mean	Median	Standard deviation	Kurtosis	Skewness
Üh-2	29	log m ² /s	-10.54	-6.59	-8.93	-9.01	1.00	0.42	0.78
		m ² /s	2.9×10 ⁻¹¹	2.6×10 ⁻⁷	1.2×10 ⁻⁹	8.8×10 ⁻¹⁰	-	-	-
Üh-3	18	log m ² /s	-9.69	-5.34	-7.99	-8.41	1.23	-0.09	0.98
		m ² /s	2.1×10 ⁻¹⁰	4.6×10 ⁻⁶	1.0×10 ⁻⁸	3.9×10 ⁻⁹	-	-	-
Üh-4	18	log m ² /s	-8.51	-4.71	-6.58	-6.80	1.19	-1.07	0.21
		m ² /s	3.1×10 ⁻⁹	2.0×10 ⁻⁵	2.6×10 ⁻⁷	1.6×10 ⁻⁷	-	-	-
Üh-5	17	log m ² /s	-10.09	-6.39	-8.24	-8.36	0.99	-0.64	0.11
		m ² /s	8.1×10 ⁻¹¹	4.1×10 ⁻⁷	5.8×10 ⁻⁹	4.4×10 ⁻⁹	-	-	-
Üh-22	35	log m ² /s	-9.60	-5.74	-7.77	-7.89	0.82	0.20	0.36
		m ² /s	2.5×10 ⁻¹⁰	1.8×10 ⁻⁶	1.7×10 ⁻⁸	1.3×10 ⁻⁸	-	-	-
Üh-23	23	log m ² /s	-9.21	-5.62	-7.77	-7.85	0.91	0.15	0.43
		m ² /s	6.2×10 ⁻¹⁰	2.4×10 ⁻⁶	1.7×10 ⁻⁸	1.4×10 ⁻⁸	-	-	-
Entire data	140	log m ² /s	-10.54	-4.71	-7.94	-8.05	1.20	0.03	0.44
		m ² /s	2.9×10 ⁻¹¹	2.0×10 ⁻⁵	1.1×10 ⁻⁸	8.9×10 ⁻⁹	-	-	-

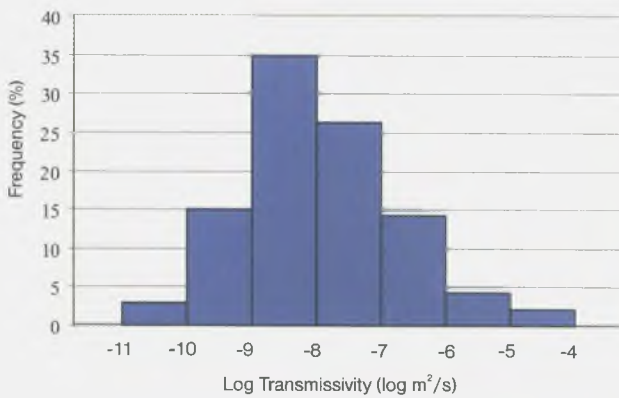


Figure 7. Histogram of log transmissivity

7. ábra. A log transzmisszivitás értékek histogramja

X tengely = log transzmisszivitás (log m²/s), Y tengely = gyakoriság (%)

Finnsjön and Gidea in Sweden (MAGNUSSON and DURAN 1984), Romuvaara in Finland (SASKA 1992) and Sellafeld in the UK (Nirex 1995). The most common explanations of this phenomenon are either an increase in stress leading to a reduced fracture aperture, or a decrease in weathering with depth. Figure 8 shows transmissivity values estimated at Üveghuta and plotted against depth of the test interval midpoint below the top of the granite. This figure demonstrates that there is no consistent relationship between transmissivity and depth. This observation does not rule out the possibility that a depth dependant relationship could emerge at greater depths.

Table 2 and Figure 8 demonstrate that distribution of transmissivity both within and between Üveghuta deep boreholes is variable. This implies that significant heterogeneity in the rock mass is present up to scales of 100s metres. Some similarity between the transmissivity profiles may only be discerned in the uppermost part of the granite, where transmissivity values decrease with depth and reach

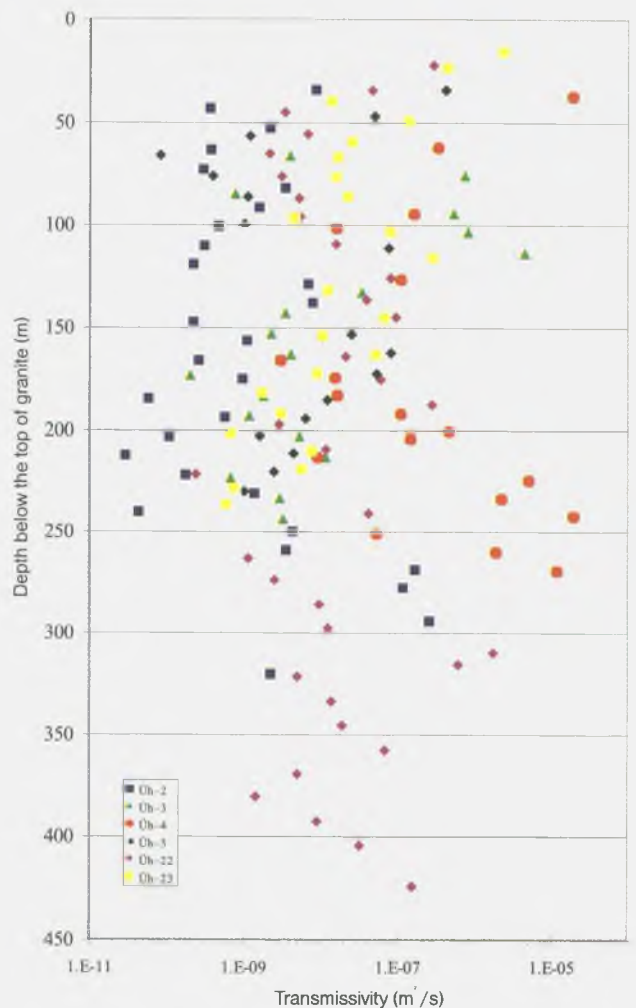


Figure 8. Transmissivity versus depth below top of granite

8. ábra. A transzmisszivitás értékek változása a mélység függvényében

X tengely = transzmisszivitás (m²/s), Y tengely = mélység a gránit felszín alatt (m)

a minimum at 50-70 m below the top of the granite. This tendency is probably caused by weathering process. Relatively low transmissivity values were derived in Borehole Üh-2, whilst rock masses encountered in Borehole Üh-4 have a higher than average transmissivity. Significant statistical differences at 95% confidence level between the transmissivity distributions of Boreholes Üh-2 to Üh-5 were also proved by an analysis of variance F test. Semivariograms were also calculated from the Scan Test data of these boreholes. It was concluded that values of transmissivity at a distance of greater than 60 m apart along the boreholes are spatially independent.

In fractured rocks, the major source of uncertainty in transmissivity estimate is the complexity of the actual flow geometry. Unfortunately, different flow geometries with different transmissivities can produce the same pressure response from the same flow rate. Other sources of uncertainty are assumptions made during flow model selection, as well as limitations in the quality (accuracy and resolution) and quantity of the input parameters for the flow model.

During the analysis of Detailed Tests in Boreholes Üh-22 and Üh-23, an attempt was made to evaluate the uncertainty in transmissivity estimate. The normalised pressure derivative plots for the individual test phases were compared (Figure 6) and a total range of uncertainty from 0.5 to 1.5 order of magnitude was estimated. The main sources of this total uncertainty are uncertainties due to complex genuine flow geometry and simplifying assumptions during flow model selection.

On the basis of the work conducted for UK Nirex Ltd. (Nirex 1997), and knowledge of the data quality and analysis methods used at Üveghuta, it has been attempted to suggest a range of uncertainty on individual transmissivity estimates from Scan Tests. The credible range of transmissivity is estimated to be ± 0.2 orders of magnitude at 10^{-6} m²/s and increases to ± 0.5 orders of magnitude at 10^{-10} m²/s.

It should be noted that it is rare to place significant emphasis on individual estimates of transmissivity. The data set of transmissivity is often used stochastically. The uncertainty on individual estimates is therefore less important than the influence of overall bias or measurement limits in the data set as a whole.

8. Summary of groundwater head results

Spatial distribution of the groundwater heads at Üveghuta site was primarily evaluated based on the results of the Detailed Tests. These tests were necessarily restricted in duration, as the single-borehole hydrogeological testing was conducted simultaneously with the drilling. In tight formations, it could take several days or weeks for the groundwater pressure to recover to a static value after any disturbance. Hence, during the single-borehole testing, static pressure and groundwater head estimates were extrapolated from the pressure recovery data using analytical models.

Later on, in the frame of an interference testing programme (BRADLEY *et al.* 2000) and during the ongoing long-term monitoring, the stabilised groundwater heads were measured directly by pressure transducers. These measurements confirmed the reliability of the head values estimated from the Detailed Tests (Figure 9). It should be noted that the groundwater pressure measured in an isolated borehole interval is an average value, which is weighted towards the pressure within the highest transmissivity features intersecting that interval. This means that in a long test interval the exact depth to which the calculated static formation pressure is appropriate is uncertain.

Figure 10 presents the "best estimate" groundwater heads obtained from Detailed Tests, in each of the six deep boreholes at the Üveghuta site. The overall impression gained from Figure 10 is of generally downward vertical hydraulic gradients, which is consistent with a recharge location. However, the explanation of more detailed trends is less clear.

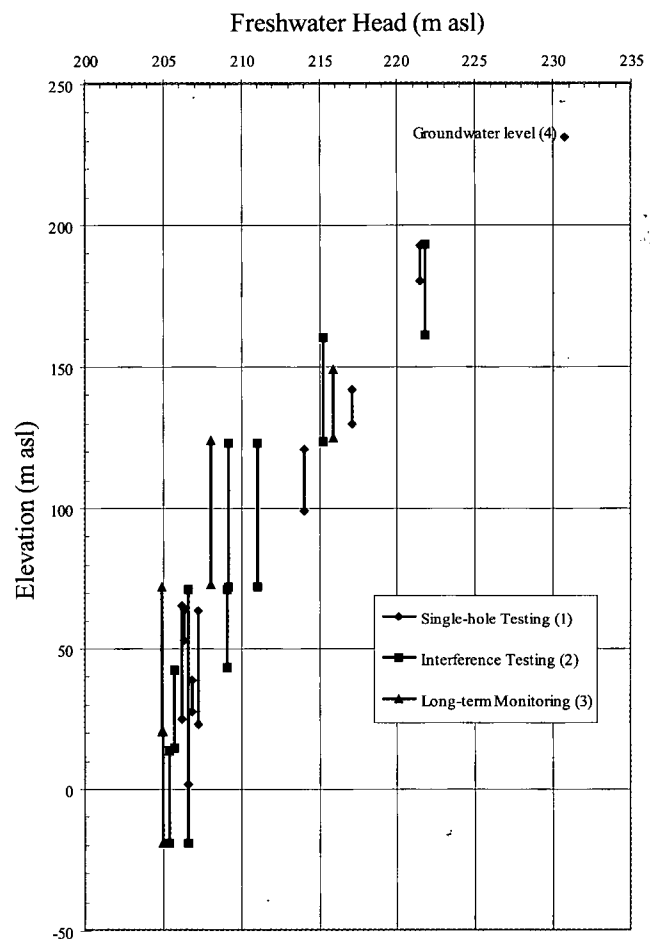


Figure 9. Groundwater heads in Borehole Üveghuta-5

9. ábra. Nyugalmi vízszintek az Üh-5 fúrásban

X tengely = nyugalmi vízszint (m tszf.), Y tengely = magasság (m tszf.); 1 – egyedi kútvizsgálat, 2 – interferenciás kútvizsgálat, 3 – hosszú idejű monitoring

Table 3

Summary of the groundwater head and vertical hydraulic gradient distribution

Borehole	Üh-5	Üh-4	Üh-3	Üh-22	Üh-2	Üh-23
Elevation of ground surface (m asl)	281.2	246.4	279.7	281.4	280.1	279.7
Elevation of top of the granite (m asl)	220.7	225.2	229.6	218.9	224.2	219.5
Elevation of groundwater table (m asl)	230.8	213.1	220.9	212.6	n.a.	211.8
Vertical gradient above 150 m asl	0.16	<0.01	0.18	<0.01	n.a.	0.01
Estimated groundwater head at 150 m asl	218	213	208	212	190	211
Vertical gradient between 75 and 150 m asl	0.44	0.04	0.04	<0.01	-0.08	<0.01
Estimated groundwater head at 75 m asl	207	212	207	212	192	211
Vertical gradient between 0 and 75 m asl	0.08	0.12	<0.01	0.24	0.08	0.56
Estimated groundwater head at 0 m asl	205	209	207	206	190	197

Minus sign indicates upward vertical hydraulic gradient, n.a. means non available.

The general characteristics in distribution of groundwater heads and vertical hydraulic gradients are summarised in Table 3. In this table boreholes are listed according to their geographical position from south to north. Groundwater heads are presented at three different elevations and average vertical hydraulic gradients are calculated between these levels. Besides the head estimates derived from the Detailed Tests, direct groundwater head measurements performed during the interference testing (BRADLEY *et al.*

2000) and the ongoing long-term monitoring were also considered.

The groundwater table appears to be sitting within the weathered granite except at Borehole Üh-5 where the water table is located within the variegated clay above the top of the granite. Due to technical problems, the groundwater level was not defined in Borehole Üh-2. In general, the elevation of the water table reflects the regional ground surface topography. The highest elevation of the groundwater table was detected in Borehole Üh-5, closer to the regional watershed to the south. The groundwater table declines towards north.

The local ground surface topography has less influence on the water table distribution. The difference of approximately 35 metres in topography between Borehole Üh-4 and the other five boreholes does not appear to be reflected in the groundwater table.

One of the most striking features in the groundwater head distribution is the low heads in Borehole Üh-2, compared to the other boreholes. Also, small upward vertical hydraulic gradient was demonstrated in this borehole between the elevations of 75 m and 150 m asl. Similar heads were measured both in the upper part of the borehole in low transmissivity sections and at the bottom, in relatively high transmissivity intervals.

A steep, high transmissivity feature connected to a region of low heads and situated in the close vicinity of Borehole Üh-2 has been proposed to explain the low heads measured in this borehole. This hypothesis is only based on hydrogeological data. No other geological or geophysical information is available to confirm it and therefore it requires further investigation.

Groundwater head differences at given elevations tend to decrease with depth at the Üveghuta site. Although the absolute difference in groundwater table elevation at Üveghuta site is nearly 20 metres, at an elevation of 75 m asl groundwater heads in all boreholes, except Üh-2, are remarkably similar. It is interesting that the highest heads at the elevation of 0 m asl were observed in Borehole Üh-4, which has the lowest ground level.

Steep downward vertical hydraulic gradients were identified in the upper part of Borehole Üh-5 and in the lower section of Borehole Üh-23. Relatively low transmissivities

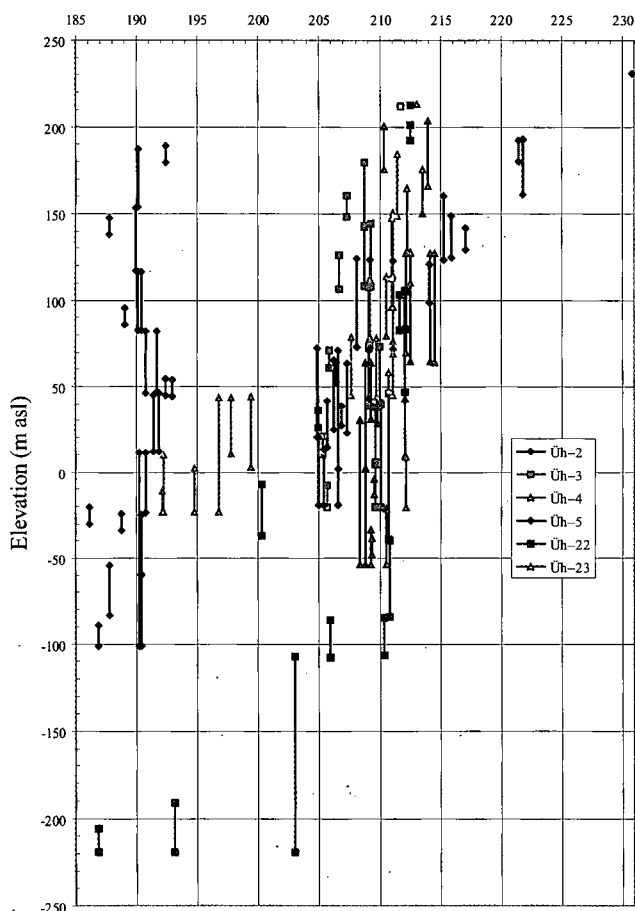


Figure 10. Profiles of groundwater head versus elevation

10. ábra. Az üveghutai mélyfúrásokban mért nyugalmi vízszintek

X tengely = nyugalmi vízszint (m tszf.), Y tengely = magasság (m tszf.)

were estimated along both these sections during the Scan Tests. However, only small vertical gradient is observed along similarly low transmissivity sections in Borehole Üh-2. Higher than average transmissivity sections in the upper part of Borehole Üh-23 and in the lower section of Borehole Üh-4 associate with negligible vertical hydraulic gradient.

Assuming steady-state, gravity driven flow, the pattern of groundwater heads suggests large-scale heterogeneity in the distribution of transmissivity and hydraulic connections to regions of contrasting groundwater potential.

9. Conclusions

The single-borehole hydrogeological testing conducted in deep boreholes at Üveghuta site, yielded the basic information about hydrogeological conditions of the potential host rock. The near-borehole transmissivity data set derived from the Scan Tests was characterised by an almost log-normal distribution with a range of 6 orders of magnitude and a geometric mean of approximately 10^{-8} m²/s.

There is no relationship between transmissivity and depth and values of transmissivity at a greater distance than 60 m apart along the boreholes are spatially independent.

Analysis of Detailed Tests targeted on higher transmissivity borehole intervals indicated significant heterogeneity in the flow system on a scale of some 10 metres. Many high transmissivity parts of the hydrogeological system appear to be associated with channelised fracture flow. It is not possible to derive a simple correlation between the hydraulic properties, and the core characteristics and geophysical logs.

The distribution of groundwater heads indicates a generally downward vertical hydraulic gradient, which is consistent with a recharge location. One of the most striking features is the low heads in Borehole Üh-2, compared to the other boreholes. The current explanations of this feature require further investigation before confidence can be placed in them. The overall pattern of groundwater heads suggests large-scale heterogeneity in the distribution of transmissivity and hydraulic connections to regions of contrasting groundwater potential.

References

- BOURDET, D., WHITTLE, T. M., DOUGLAS, A. A., and PIRARD, Y. M., 1983: A new set of type curves simplifies well test analysis. — *World Oil* 1983 (May), pp. 95–106.
- BRADLEY, J. G., ENACHESCU, C., MACDONALD, B., and MOLNÁR, P., 2000: Hydrogeological interference testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta, in South-West Hungary (Az üveghutai telephely gránitos összetételének lyukközi interferenciás kútvizsgálata). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- CHAKRABATY, C., and ENACHESCU, C., 1997: Using the deconvolution approach for slug test analysis: theory and application. — *Groundwater* 35 (5), pp. 797–806.
- GRINGARTEN, A. C., BOURDET, D., FJARE, D. S., and VITURAT, D., 1980: Horner type curve analysis. — *Society of Petroleum Engineers, Paper 8291*.
- GRINGARTEN, A. C., BOURDET, D., 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)*, pp. 1–11.
- GYALOG, L., and TUNGLI, GY., 2000: Exploration drilling at the Üveghuta site — problems and experience (Kutatófúrások mélyítése az üveghutai telephelyen — problémák és tapasztalatok). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- HARBORTH, B., and TUNGLI, GY., 1997: Hydrodynamic packer testing in a granite formation (Pakkeres hidrodinamikai tesztelés gránitos összetételben). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 123–138.
- HORNE, R. N., 1997: *Modern well test analysis. A computer-aided approach*. 2. Edition. — Petroway Inc., Palo Alto, 257 p.
- KRUSEMAN, G. P., and DE RIDDER, N. A., 1991: *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data*. — International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, 377 p.
- MAGNUSSON, A. K., and DURAN, O., 1984: Comparative study of geological and geophysical borehole investigations. — *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co. (SKB), Stockholm, Technical Report 84-09*, 138 p.
- Nirex 1995: Post-closure performance assessment. A preliminary analysis of the groundwater pathways for a deep repository at Sellafield. Volume I. Development of the hydrogeological conceptual model. — *UK Nirex Ltd., Harwell, Report No. S/95/012*.
- Nirex 1997: Sellafield geological and hydrogeological investigations. The derivation of freshwater and environmental heads, hydraulic conductivity and borehole chloride values with uncertainty limits for use in Nirex 97 groundwater modelling. — *UK Nirex Ltd., Harwell, Report No. SA/97/065*.
- 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.
- PERES, A. M. M., ONUR, M., and REYNOLDS, A. C., 1989: A new analysis procedure for determining aquifer properties from slug test data. — *Water Resources Research* 25 (7), pp. 1591–1602.
- 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* 14 (3), pp. 37–47.
- SASKA, P., (editor) 1992: Bedrock model of the Romuvaara area. Summary Report. — *Nuclear Waste Commission of Finnish Power Companies, Helsinki, Report YJT-92-06*.
- Scientific Software-Intercomp 1994. *Well Test Analysis - Interpret/2 User Manual. Version 1.5A*. — Scientific Software-Intercomp Inc., Denver, 418 p.

EGYEDI PAKKERES KÚTVIZSGÁLATOK AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELY MÉLYFŰRÁSAIBAN

MOLNÁR PÉTER*, GRAHAM J. BRADLEY**, CRISTIAN ENACHESCU***, JOHN WOZNIEWICZ****

* Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

** Golder Associates (UK) Ltd., Landmere Lane, Edwalton, Nottingham, NG12 4DG, UK

*** Golder Associates (Germany) GmbH., Vorbruch 3, D-29227, Celle, Germany

**** Golder Associates Inc., 44 Union Boulevard, Suite 300, Lakewood, Colorado, USA 80228

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezését célzó program keretében jelenleg folyik az üveghutai telephely alkalmassági vizsgálata. A potenciális befogadó kőzet hidrogeológiai tulajdonságainak megismerése érdekében egyedi pakkeres kútvizsgálatokat végeztünk a telephelyen mélyített 300-500 m-es fúrásokban. Kétlépcsős vizsgálati stratégiát dolgoztunk ki. Az első ütemben viszonylag rövid időtartamú slugtesztek segítségével meghatároztuk a fúrások közvetlen környezetének transzmisszivitásslépcsőjét. A második ütemben a nagyobb transzmisszivitású szakaszokon állandó hozamú víztermelést végeztünk, és a szivattyúzást követő nyomásemelkedés alapján meghatároztuk a nyugalmi vízszintet és a fúrások tágabb környezetének transzmisszivitását.

A kútvizsgálatok során felfújható pakkereket, a fúrólyukba telepített, felszínről irányítható csőzáró szelepet, nagy pontosságú nyomás-sondákat, valamint a mért értékek azonnali megjelenítésére alkalmas adatgyűjtő rendszert alkalmaztunk. A víztermeléshez dugattyút, ill. csavarmélyszivattyút használtunk. A mérési eredményeket típusgörbe-illesztéssel alapuló korszerű számítógépes programokkal értékeltük ki. Tanulmányunkban ismertetjük az egyedi pakkeres kútvizsgálatok metodikáját, és összefoglaljuk az eredményeket.

1. Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet vizsgálatokat folytat annak megállapítására, hogy az üveghutai telephely karbon korú gránitos képződményei alkalmasak-e kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére. A telephely környezetének részletes földtani és hidrogeológiai kutatása 1995-ben kezdődött. 1999-ig hét mélyfúrás létesült, melyekben a Golder Associates átfogó kútvizsgálati programot hajtott végre a potenciális befogadó képződmények hidrogeológiai tulajdonságainak megismerése céljából.

Az első próbafúrás (Üh-1) 1996-ban készült, mélysége 365 m volt. E fúrás pakkeres kútvizsgálatának eredményeit HARBORTH, TUNGLI (1997) ismertette. 1997-ben a továbbkutatás számára kijelölt szűkebb területen négy további fúrás mélyült (Üh-2, Üh-3, Üh-4 és Üh-5), melyek mélysége 300 és 380 m között változott. 1999-ben készült el az Üh-22 és Üh-23 jelű fúrás; mélységük 500, ill. 300 m. A fúrások mélyítése során egyedi pakkeres kútvizsgálatokat végeztünk, emellett – a telephelyen mélyült hat mélyfúrás kialakítását követően – két lyukközi interferenciás kútvizsgálatra is sor került. Ebben a tanulmányban az egyedi kútvizsgálatok metodikáját és eredményeit mutatjuk be. Az interferenciás vizsgálatokról a jelen kötet egy másik cikke számol be (BRADLEY et al. 2000).

2. A vizsgálatok metodikája

Az egyedi kútvizsgálatok megkezdése előtt kialakítottuk az üveghutai telephely elvi hidrogeológiai modelljét. Eszerint a telephely egy dombtető alatt helyezkedik el, ahol a be-

fogadó gránitos kőzeteket mintegy 60 m vastagságú negyedidőszaki lösz és kb. 20 m vastag tarkaagyag fedi. A gránitos összlet felső része erősen mállott. A dombtető alatt a talajvízszint viszonylag nagy mélységben, a mállott gránitban húzódik; a negyedidőszaki képződmények zömmel a telítetlen zónában helyezkednek el. A gránitos kőzetek csak a telephely szomszédságában lévő völgyekben bukkannak felszínre.

Az Üh-1 fúrás pakkeres kútvizsgálata szerint a gránitos képződményeket egészében véve kicsi, de meglehetősen változékony transzmisszivitás jellemzi. A nyugalmi vízszintek a mélységgel általában csökkennek, ami igazolja, hogy a telephely regionális beszivárgási területen található. Egyes mélységközökben azonban – az általános trendtől eltérően – helyi potenciálszint-növekedést tapasztaltunk. Nem sikerült egyszerű kapcsolatot találnunk a kútvizsgálatok során meghatározott hidrogeológiai paraméterek, ill. a fúrómag állapota és a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok eredményei között.

Az egyedi pakkeres kútvizsgálatok fő feladatai az alábbiak voltak:

- a képződmények vízvezető képességének jellemzése a transzmisszivitásértékek eloszlásának statisztikai vizsgálata alapján;
- a nyugalmi vízszintek térbeli eloszlásának meghatározása;
- a legjobb vízvezető képességű fúrólyukszakaszok áramlási viszonyainak részletes vizsgálata;
- vízminták gyűjtése a geokémiai vizsgálatok számára.

A telephely elvi hidrogeológiai modellje és a fentebb vázolt feladatok ismeretében kétlépcsős vizsgálati stratégiát alakítottunk ki: az első ütemben a teljes nyitott fúrólyukszakaszt viszonylag rövid idejű slugtesztekkel, ún. gyorsesztekkel vizsgáltuk végig, a második ütemben pedig a nagyobb

Egyedi pakkeres kútvizsgálatok az üveghutai mélyfúrásokban

Fúrás	Talpmélység (m f.a.)	Gránitfelszín (m f.a.)	Vizsgálat ideje	Gyorsteszt	Hosszú idejű teszt	Vízmintá
Üveghuta-2	381,90	59,9	1997-98	27	10	1
Üveghuta-3	300,10	50,1	1997-98	17	5	2
Üveghuta-4	300,19	21,2	1997-98	15	9	2
Üveghuta-5	300,88	60,5	1997-98	15	9	2
Üveghuta-22	500,77	62,5	1998-99	31	6	5
Üveghuta-23	300,48	60,2	1998-99	23	4	2

vízvezető képességű szakaszokon ún. hosszú idejű tesztek keretében részletes vizsgálatot végeztünk.

A gyorsesztek alapján meghatároztuk a fúrások közvetlen környezetét jellemző folytonos transzmisszivitásslévényt, és ez alapján jelöltük ki a hosszú idejű tesztek számára legmegfelelőbb mélységközöket. A gyorsesztek során közel egyforma hosszúságú, nem célirányosan kiválasztott, egymást részben átfedő vizsgálati szakaszokkal a teljes nyitott fúrólukát megvizsgáltuk. Így a képződmények transzmisszivitásáról egy reprezentatív, statisztikai módszerekkel is feldolgozható adathalmazt nyertünk.

A hosszú idejű tesztek számára a legnagyobb vízvezető képességű szakaszokat választottuk ki, mivel ezeken a szakaszokon a légkisebb a nyugalmi vízszint meghatározásának bizonytalansága. Emellett kizárólag ezeket a szakaszokat lehetséges olyan hozammal termeltetni, amellyel a hidrogéokémiai vizsgálatokhoz szükséges vízmennyiség észserű időn belül kinyerhető.

1997-ben még úgy terveztük, hogy az egyedi kúthidraulikai vizsgálatokra csak az Üh-2, Üh-3, Üh-4 és Üh-5 fúrások teljes talpmélységének elérését követően kerül sor. Lyukfallékonyági problémák miatt azonban a fúrólukák egyes szakaszait tamponcementezéssel vagy vesztett technikai rakat alkalmazásával kellett megerősíteni (GYALOG, TUNGLI 2000). Az omló szakaszok hidrogéológiai jellemzőinek vizsgálata érdekében a fúrési folyamatot megszakítottuk, és a cementezés, ill. csövezés előtt elvégeztük a kútvizsgálatokat. Különböző műszaki problémák miatt néhány fúrólukaszakason nem tudtuk a méréseket végrehajtani.

A korábbi tapasztalatok alapján az Üh-22 és Üh-23 fúrások vizsgálata során másféle stratégiát alkalmaztunk. A méréseket már előzetesen több szakaszra tagoltuk, és minden 30-50 m előrehaladás után vizsgáltuk a lefűrt szakaszt. Ily módon egyetlen lyukszakasz sem maradt ki a mérésekből. Az üveghutai mélyfúrásokban végzett egyedi pakkeres kúthidraulikai vizsgálatokat az 1. táblázatban összegezzük.

3. Vizsgálati eszközök

Az egyedi kútvizsgálatok során használt felszíni és mélyégi eszközök leggyakoribb elrendezését az 1. ábrán mutatjuk be. A fúrásokba egy vagy két pakkeret, felszínről szabályozható csőzáró szelepet, valamint három nyomásmérő szondát telepítettünk.

A vizsgálni kívánt fúrólukaszakaszt felfújható pakkerekkel különítettük el a fúrás többi részétől. A pakker mintegy 0,85 m hosszúságban zárta el a fúrólukát. A pakkereket nitrogéngázzal működtettük; a gáz nyomását a pakkereket a felszínnel összekötő felfűvő vezetéken keresztül szabályoztuk. A kútvizsgálat megkezdése előtt a pakkerek zárását gondosan ellenőriztük. A pakkerek beépítéséhez alumíniumból készült tesztrudazatot használtunk.

A tesztrudazatba közvetlenül a felső pakker fölé egy csőzáró szelepet illesztettünk, mellyel szabályozni tudtuk a rudazat és a vizsgálati szakasz közötti hidraulikai kapcsolatot. A csőzáró szelepet a felszínről tudtuk működtetni nitrogéngáz segítségével. Nyitott szelep esetén a tesztrudazat belseje és a vizsgált képződmények közötti nyomáskülönbség hatására vízáramlás alakulhat ki. A szelep zárásakor a rudazat és a képződmények közötti áramlás megszűnik, és a lezárt vizsgálati szakaszban a víz nyomása a környező repedésekben tárolt víz nyomásához közelít.

A pakkerekkel elkülönített vizsgálati szakasz, ill. az alatta és fölötte elhelyezkedő fúrólukaszakaszok nyomásviszonyait három mélyégi nyomásmérővel mértük. A fúrásba telepített érzékelőktől az adatok elektromos kábelén keresztül jutottak a felszíni adatgyűjtő egységhez. Az alkalmazott adatgyűjtő szoftver akár 5 másodpercenkénti adatrögzítést is lehetővé tett, és a mért adatok azonnal megjeleníthetők voltak.

A vizsgálati szakaszról történő, közel állandó hozamú víztermeléshez csavarmélyszivattyút (ún. Moyno-szivattyút) alkalmaztunk. A szivattyú a felszínen elhelyezett hidraulikus motorból és meghajtófejből, valamint a fúrásban lévő állórészből (sztátor), forgórészből (rotor) és meghajtórudakból áll. Mind a rotor, mind pedig a sztátor alakja archimedesi csavart formáz. A sztátorba illesztett rotor álló helyzetben tökéletesen zár, ezért a szivattyún keresztül nem alakulhat ki vízáramlás. Amint a rotor a sztátorban forogni kezd, a két idom által közrezárt apró térrészek csavar alakú pálya mentén felfelé mozognak, és a vizet a sztátor aljától a teteje felé szállítják. A víztermelés hozama a forgás sebességének függvényében változik. A sztátor a tesztrudazat része, a rotort pedig meghajtórudak segítségével illesztettük a sztátorba. A forgási sebességet a felszínen lévő meghajtófejjel szabályoztuk. Az alkalmazott csavarmélyszivattyúval a víztermelés hozamát 0,8 és 12 l/min között fokozatmentesen tudtuk állítani.

A slugesztekhez a tesztrudazatból viszonylag kis mennyiségű (60-100 liter) vizet kellett kiemelnünk. Erre a célra

ún. dugattyút használtunk. A dugattyú egy gumigyűrűvel tömített fejből és egy nehéz rúdból áll. A dugattyút a csőzáró szelep zárt állása mellett a tesztrudazat belsejébe eresztettük egy drótkötél segítségével. A leeresztés során a tesztrudazatban lévő víz a dugattyú fejében lévő golyós szelepen keresztül a dugattyú fölé áramolhat. Kihúzaskor a golyós szelep lezár, és – a dugattyú fején lévő gumigyűrű tömítésének köszönhetően – a rúd fölé jutott víz a felszínre emelhető. A gyengébb vízadó képességű lyukszakaszok vízmintázásához, amikor az elérhető kis hozam miatt nem használhattuk a csavarmélyszivattyút, szintén a dugattyút alkalmaztuk.

4. A vizsgálatok kivitelezése

A gyorsteszték során többnyire két pakkerrel zártuk közre az átlag 10 m hosszú vizsgálati szakaszt. A gyorsteszték időtartama rendszerint 2-3 óra volt. Minden gyorsteszt egy kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázisból, illetve az azt követő slugtesztből állt. A nyomáskiegyenlítődési fázis során – a csőzáró szelep zárt állása mellett – dugattyúzással eltávolítottuk a tesztrudazatban lévő víz egy részét. A csőzáró szelep nyitáskor a vizsgálati szakaszban hirtelen 300–600 kPa (30–60 m leszívásnak megfelelő) nyomáscsökkenés lépett fel, aminek következtében megindult a víz beáramlása a környező képződményekből a tesztrudazat belsejébe. A vízbeáramlást 1 órán keresztül észleltük, vagy amíg a vízszint-emelkedés a tesztrudazatban el nem érte a kezdeti leszívás 15–30%-át. A gyorsteszték jellemző nyomásgörbéjét a 2. ábrán mutatjuk be.

A hosszú idejű tesztek során egy- vagy kétpakkeres eszközt használtunk, a vizsgált szakasz hossza pedig többnyire 10–30 m között változott. Egy hosszú idejű teszt 2–6 napig tartott, és több vizsgálati fázisból állt (3. ábra). Elsőként egy kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázist iktattunk be, hogy a megelőző fúrás tevékenység által okozott zavaró hatások jórészt megszűnjenek. Ezt egy hosszabb slugteszt követte, melyet addig folytattunk, amíg a visszatöltődés megközelítette a kezdeti leszívás 40%-át. Ekkor a csőzáró szelepet ismét bezártuk, és megkezdődött a fő nyomáskiegyenlítődési fázis. E fázis nyomásgörbéjének kiértékelése alapján határoztuk meg a vizsgált szakasz nyugalmi vízszintjét, és választottuk ki a megfelelő áramlási modellt.

A hosszú idejű tesztek többsége ezt követően egy víztermelési fázissal folytatódott, melynek végén vízmintát gyűjtöttünk a geokémiai vizsgálatok számára. A víztermelést lehetőség szerint állandó hozammal végeztük, hogy a fúrás tágabb környezetének hidrogeológiai viszonyait is vizsgálhassuk. Néhány hosszú idejű tesztet egy záró nyomáskiegyenlítődési fázissal fejeztünk be.

5. Kiértékelés

Az utóbbi 10-15 év alatt a kútvizsgálatok kiértékelési módszerei igen sokat fejlődtek. Ezt a fejlődést részben a mérési technológia tökéletesedése – nagy pontosságú nyo-

másszondák alkalmazása, és a megnövekedett adattárolási kapacitás – tette lehetővé. A fejlődés másik motorja a számítógépes kiértékelési módszerek elterjedése volt (HORNE 1997). A kettős logaritmikusság léptékben szerkesztett típusgörbék újabb sorozata jelent meg, amelyek a nyomásváltozás deriváltját is feltüntetik. A legkülönfélébb áramlási modellekre kidolgozott új típusgörbékkel figyelembe vehető a korai észlelési időszakban a kút- és gáthatás, ill. a késői észlelési időszakban a peremfeltételek hatása is (GRINGARTEN et al. 1979). A típusgörbékhez való illesztést nem-lineáris regressziós algoritmust alkalmazó számítógépes programok segítik. Az üveghutai kútvizsgálatok kiértékelése során teljes mértékben kihasználtuk az új módszerek nyújtotta lehetőségeket.

A tranziens nyomásváltozások kiértékeléséhez számos analitikai megoldás áll rendelkezésre (KRUSEMAN, DE RIDDER 1991), melyek közül mi a típusgörbe-illesztést alkalmaztuk.

A slugteszt kiértékeléséhez a Golder Associates saját fejlesztésű FlowDim programját használtuk. A szoftver lehetővé teszi a fentebb felsorolt korszerű módszerek együttes alkalmazását: a típusgörbe-illesztés a nyomásváltozás deriváltja alapján végezhető el (OSTROWSKI, KLOSKA 1989), a slugteszt nyomásadatait dekonvolúcióval dolgozza fel (CHAKRABATY, ENACHESCU 1997, PERES 1989), az adatok típusgörbéhez illesztése pedig automatikusan, nem-lineáris regressziós algoritmus alkalmazásával történik.

A gyorsteszték mérési eredményét viszonylag egyszerű módszerrel értékeltük ki. Első lépésként a log-log dekonvolúciós görbén a nyomásváltozás deriváltjának alakja alapján kiválasztottuk az áramlási modellt (4. ábra, a). A gyorsteszték kiértékelése során minden esetben kétdimenziós radiális áramlási geometriát tételeztünk fel, és a gáthatás-értéket nullának vettük. A mért adatok illesztése általában a legegyszerűbb, homogén áramlási modell alkalmazásával is jól sikerült, azonban néhány esetben csak komplexebb, összetett áramlási modellel lehetett elérni a megfelelő illeszkedést. Az összetett modellben a fúrás körül két koncentrikus zónát tételeztünk fel, melyek tározási tényezője és transzmisszivitása különböző volt. Az áramlási modell kiválasztása és a transzmisszivitás előzetes becslése után a kiértékelést a Ramey-féle típusgörbéken folytattuk (RAMEY et al. 1975), és azok segítségével határoztuk meg pontosabban a transzmisszivitást és a tározási tényezőt (4. ábra, b).

A hosszú idejű tesztek mérési eredményeit alaposabb vizsgálatnak vetettük alá. A slugfázist a fentebb ismertetett FlowDim programmal értékeltük ki. Az állandó hozamú vizsgálati fázisokat – ide értve a nulla vízhozammal jellemezhető nyomáskiegyenlítődési fázisokat is – az elsősorban olajipari kütteszt elemzéséhez kifejlesztett Interpret/2 szoftverrel értékeltük ki (Scientific Software-Intercomp 1994). Ez a program a kiértékelést számos olyan módszerrel támogatja, amelyek használata még csak most kezd elterjedni a hagyományos kúthidraulikai vizsgálatok értelmezése során. Ilyen például az egyes vizsgálati fázisok többszörös szuperpozíciója (GRINGARTEN et al. 1980) és a különféle geometriájú áramlási modellekre kidolgozott, a nyomásváltozás deriváltját is tartalmazó típusgörbék (ún.

diagnosztikai görbék) széles választéka (BOURDET et al. 1983). A típusgörbe-illesztést a program automatizált, nem-lineáris regressziós algoritmussal segíti, és lehetővé teszi az egyes vizsgálati fázisok áramlási hozam szerint normált görbéinek közvetlen összehasonlítását is.

A kiértékelés megkezdésekor megadtuk a vizsgálati paramétereket, valamint az egyes vizsgálati fázisokhoz tartozó vízhozamokat. A nyomáskiegyenlítődési fázisok során a vízhozam nulla, az állandó hozamú víztermelés idején pedig a mért hozammal számoltunk. A slugfázist 3-5 szakaszra osztottuk, és mindegyik szakaszra kiszámítottuk a vízbeáramlás átlagos hozamát.

Ha a kezdeti és a fő nyomáskiegyenlítődési fázis végén beállt nyugalmi nyomások között lényeges eltérés mutatkozott, akkor a hosszú idejű tesztet megelőző fúrási időszak, az ún. fúrási előtörténet zavaró hatását is figyelembe vettük. A fúrási előtörténet időtartamát a vizsgálati szakasz középpontjának átfúrásától a kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázis elejéig eltelt idővel vettük azonosnak.

A fő nyomáskiegyenlítődési fázist egy ismert hozamú víztermelés előzi meg. A kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázis viszont a fúrási előtörténet ismeretlen hatásait tükrözi. Az Interpret/2 program speciális modulja segítségével összehasonlítottuk e két nyomáskiegyenlítődési fázis hozam szerint normált diagnosztikai görbéit, és a fúrási előtörténet ismeretlen hatását egy ún. történeti hozam alkalmazásával próbáltuk számszerűsíteni, ill. kiszűrni.

A hosszú idejű tesztek nyomán az egyes vizsgálati fázisokat egyidejűleg értékeltük, hogy a vizsgált képződmények tényleges hidrogeológiai tulajdonságait leginkább tükröző, konzisztens eredményeket kapjunk. Minden fázis esetében először a log-log diagnosztikai görbén megvizsgáltuk a nyomásváltozás deriváltjának alakját (5. ábra, a), és kiválasztottuk a görbe képének leginkább megfelelő áramlási modellt. Ezután a derivált görbéhez egyenest illetve határoztuk meg a modell fő paramétereinek (kúthatás, transzmisszivitás) első közelítő értékét. A modellparamétereket típusgörbe-illesztéssel optimalizáltuk, kihasználva az Interpret/2 program automatikus, nem-lineáris regressziós algoritmusát által nyújtott lehetőségeket.

A kiértékelés következő lépéseként a nyugalmi nyomás értékét határoztuk meg a féllogaritmikus Horne-féle szuperpozíciós görbére történő illesztéssel (5. ábra, b). Végül az adott vizsgálati fázis kiértékelése során nyert hidrodinamikai paraméterekkel modelleztük a teljes tesztet (5. ábra, c). Ezzel a görbével a kapott értékek megbízhatóságát kívántuk ellenőrizni.

A vizsgálati fázisok egyidejű értelmezésével biztosítottuk, hogy az egyes fázisok kiértékelése alapján konzisztens eredményeket kapjunk. A viszonylag hosszú időtartamú, egyértelműen felismerhető áramlási jellegre utaló vizsgálati fázisokat hangsúlyozottan vettük figyelembe a teljes teszt-kiértékelés során. Az egyes vizsgálati fázisok alapján meghatározott paraméterek más és más léptékben jellemzik a vizsgált képződmények hidrodinamikai tulajdonságait.

Az Űh-22 és Űh-23 fúrás hosszú idejű tesztjeinek kiértékelése során egy újabb értékelési módszert is alkalmaz-

tunk. Az adott hosszú idejű teszt minden egyes vizsgálati fázisának diagnosztikai görbéit normáltuk, és a deriváltakat egyetlen közös diagramban ábrázoltuk (6. ábra).

A mért adatok ábrázolási módja a diagnosztikai görbén az adott vizsgálati fázis típusától függ:

- az állandó hozamú víztermelési fázisok és nyomáskiegyenlítődési fázisok esetében a nyomásváltozást a szuperpozíciós idő függvényében ábrázoljuk;
- a slugtesztek és impulzustesztek esetében a Peres-féle dekonvolúciós görbét alkalmazzuk (PERES et al. 1989);
- az állandó nyomású tesztek esetében a hozamváltozást az eltelt idő függvényében ábrázoljuk.

A derivált görbéket az állandó hozamú tesztek és visszatöltődés-mérések esetében a hozam szerint normáltuk. A slug- és impulzustesztek esetében a kúthatás alapján, az állandó nyomású tesztek esetében pedig a nyomáskülönbség alapján normáltuk a derivált görbét. A transzmisszivitás meghatározásának egyenletéből kiindulva (HORNE 1997) a különféle típusú tesztek normált derivált görbéit egyetlen közös diagramban is ábrázolhatók, melynek függőleges tengelyén a transzmisszivitás, vízszintes tengelyén pedig egy időfüggvény szerepel. Ez az ábrázolási mód homogén közegben történő kétdimenziós radiális áramlást tételez fel, és a transzmisszivitás értéke a függőleges tengelyről közvetlenül leolvasható a derivált görbék vízszintes stabilizációs szakaszának helyzete alapján.

A normált diagnosztikai görbék kétféleképpen használhatók fel:

- összehasonlíthatók valamely teszt különféle vizsgálati fázisai, és ez alapján kimutathatók az áramlás jellegében a teszt során bekövetkező változások, amelyek esetleg a hidrodinamikai paraméterek (kúthatás, gáthatás, transzmisszivitás) megváltozására vezethetők vissza;
- a tesztek egymással is összehasonlíthatók, így az egyes hidrogeológiai egységek áramlási jellegzetességei, illetve az eltérő hidrogeológiai egységek áramlási jellegének különbségei közvetlenül szemléltethetők.

Az Űh-22 és Űh-23 fúrás hosszú idejű tesztjeinek kiértékelése során összehasonlítottuk az egyes vizsgálati fázisok normált diagnosztikai görbéit. Az összevetés alapján megállapítottuk a transzmisszivitás lehetséges legkisebb és legnagyobb értékét, és jellemeztük a transzmisszivitás meghatározásának bizonytalanságát.

6. Az áramlási viszonyok jellemzése

Repedezett kristályos kőzetekben a vízáramlás alapvetően a repedések mentén történik, a kristályos alapkőzet vízszállítása rendszerint elhanyagolható. A felszín alatti vízáramlás jellege elsősorban a repedések méret, irány és intenzitás szerinti eloszlásától, azaz végső soron a repedések keresztesződésének, metszésének gyakoriságától függ.

Bizonyos esetekben – például egyenletes sűrűségű repedésrendszer esetén, amikor a repedések keresztesződésének

gyakorisága a térben csak kis mértékben változik, vagy amikor a pakkerekkel elkülönített vizsgálati szakaszt állandó vastagságú vízszintes repedés metszi – a repedezett közet áramlási viszonyai ekvivalens porózus közeggel is leírhatók. Ebben az esetben a log-log diagnosztikai görbén a nyomásváltozás deriváltján jellegzetes horizontális stabilizációs szakasz jelentkezik, amely a kétdimenziós radiális áramlás kialakulását jelzi. Ha a vizsgálati szakasz hossza a hidraulikailag jelentős repedések átlagos távolságához képest kicsi, és a repedések összefüggő rendszert alkotnak, akkor a derivált görbe a középső észlelési időszakban csökkenő jelet mutat, ami a háromdimenziós gömbi áramlási rendszerre jellemző. Ezzel ellentétben, ha a vizsgált szakaszon a vízbeáramlás egyetlen függőleges irányú repedésből származik, akkor a nyomásváltozás deriváltja jellegzetes lineárisan emelkedő képet mutat a korai és középső észlelési időszakban, ami az egydimenziós áramlásra jellemző. Egy hierarchikus szerveződésű repedésrendszer (amelyben a viszonylag ritka, nagy transzmisszivitású és kis tározási tényezőjű fő vízvezető szerkezetekhez kiterjedt, kis transzmisszivitású, de viszonylag nagy tározási tényezőjű háttér-repedéshálózat kapcsolódik) a kútvizsgálat során a kettős porozitációs elvi áramlási modellre emlékeztető nyomásváltozást mutat.

A tranziens nyomásváltozás jellege a léptéktől függ. Az idő múlásával a nyomásjel fokozatosan tovaterjed a repedésrendszeren keresztül, és az áramlás jellegének térbeli változásai a diagnosztikai görbén a derivált meredekségének változásában nyilvánulnak meg. A középső észlelési időszakban jelentkező meredekségváltozást gyakran összetett áramlási modellel értelmezik. A fúrás közvetlen közelében az áramlási geometria vagy a hidrogeológiai paraméterek értékének változása gáthatásként is felfogható, a fúrástól távoli térrészben mutatkozó jelentős változások pedig különféle peremfeltételekkel (állandó nyomású vagy átfolyásmentes határ feltételezésével) közelíthetők. E feltételezéseknek rendszerint nincsen tényleges földtani értelmük, csupán a repedés menti vízárnyalás igen bonyolult valóság geometriájának egyszerűsített jellemzésére, minősítésére szolgálnak.

Az üveghutai telephely áramlási rendszerének jellegzetességeit a legnagyobb vízvezető képességű fűrólyukszakaszon elvégzett hosszú idejű tesztekkel vizsgáltuk. A 34 hosszú idejű teszt közül 26 esetben a tapasztalt nyomásképet nem lehetett külső perem nélküli, egyszerű homogén radiális áramlási modellel közelíteni. 19 esetben összetett áramlási modellt kellett alkalmaznunk, 12 esetben pedig csak külső határok feltételezésével sikerült elérni a modellgörbe és a mért adatok megfelelő mértékű illeszkedését. A hosszú idejű tesztek becslött hatósugara néhány tíz métertől néhány száz méterig terjed, következésképpen az egyedi kútvizsgálatok eredményei az áramlási rendszer néhány tíz méteres léptékben még meglévő, jelentős mértékű heterogenitását jelzik.

Két esetben kettős porozitációs modellt alkalmaztunk az adatok illesztéséhez, három esetben pedig a diagnosztikai görbe az egydimenziós áramlásra jellemző képet mutatott. Ezek az adatok azt jelzik, hogy az áramlási rendszer egyes – nagyobb vízvezető képességű – elemei valamilyen nagyobb léptékű, konkrét repedéses szerkezethez kapcsolódnak.

7. A képződmények transzmisszivitása

Az üveghutai telephely potenciális befogadó képződményeinek vízvezető képességét a gyorsteszték során meghatározott transzmisszivitások statisztikai vizsgálata alapján jellemeztük. A hosszú idejű tesztek célirányosan a nagyobb vízvezető képességű szakaszok jellemzésére irányultak, így e tesztek eredményeinek figyelembe vétele eltorzította volna a statisztikai mutatókat, ezért a hosszú idejű tesztek eredményeit általában kihagytuk a feldolgozásból. Néhány lyukszakaszon azonban nem végeztünk gyorstesztet, a vízvezető képességről csak a hosszú idejű teszt alapján rendelkezünk információval. Ezért minden mélyfúrás esetében először megszerkesztettük a fúrás folytonos transzmisszivitásslényét, majd a statisztikai feldolgozáshoz ezt az adathalmazt használtuk fel.

Repedezett kőzetek esetében a transzmisszivitás gyakran több nagyságrenden belül változik, és a változékonyság a nagyságrenddel arányos, ezért az adatok ábrázolásához rendszerint logaritmus skálát használnak. A transzmisszivitás eloszlása a néhány kiugró érték miatt általában erősen aszimmetrikus, ezzel szemben a log transzmisszivitás eloszlása egyenletesebb. A transzmisszivitás számtani átlagát eltorzítja a néhány magas érték. Repedezett kőzetekben a log transzmisszivitás számtani átlaga (azaz a transzmisszivitások mértani átlaga) alkalmasabb a képződmények átlagos vízvezető képességének jellemzésére.

A 2. táblázatban ismertetjük a log transzmisszivitás eloszlásának legfontosabb statisztikai mutatóit külön-külön a hat mélyfúrára, illetve együttesen, a teljes adathalmaz alapján. A 7. ábra a log transzmisszivitás értékek hisztogramját mutatja. Megállapítható, hogy a log transzmisszivitás eloszlása egycsúcsú, és kismértékű pozitív ferdeséggel jellemezhető. A fúrások közvetlen környezetének transzmisszivitása 10^{-5} m²/s-tól 10^{-11} m²/s-ig, mintegy 6 nagyságrenden belül változik, és a mértani átlag 10^{-8} m²/s. Mivel a gyorsteszték során a vizsgálati szakasz átlagos hossza 10 m volt, így a szivárgási tényezők mértani átlaga 10^{-9} m/s.

Számos területen azt tapasztalták, hogy a repedezett kristályos képződmények transzmisszivitása a mélységgel csökken. Ilyen adatok ismertek a svéd Finnsjön és Gidea (MAGNUSSON, DURAN 1984), a finn Romuvaara (SASKA 1992), valamint a brit Sellafield (Nirex 1995) telephelyekről, ill. kutatási területekről. E jelenség legáltalánosabban elfogadott magyarázata, hogy a növekvő nyomás hatására a repedések vastagsága csökken, illetve, hogy a mállás intenzitása a mélységgel csökken. A 8. ábrán az üveghutai kútvizsgálatok során meghatározott transzmisszivitásértékeket tüntettük fel, a vizsgálati szakasz gránitfelszín alatti mélységének függvényében. Az ábra azt mutatja, hogy a mélység és a transzmisszivitás között nincsen egyértelmű összefüggés. Mindez nem zárja ki annak a lehetőségét, hogy nagyobb mélységekben esetleg kimutatható ilyen kapcsolat.

A 2. táblázat és a 8. ábra egyaránt azt jelzi, hogy az üveghutai telephelyen a transzmisszivitás eloszlása – mind az egyes mélyfúrásokon belül, mind pedig a fúrások összehasonlítása alapján – meglehetősen változókéony. Ebből ar-

A log transzmisszivitás (log m²/s) és transzmisszivitás (m²/s) értékek eloszlásának statisztikai jellemzői

Fúrás	Adatok száma		Minimum	Maximum	Átlag	Medián	Szórás	Csúszósság	Ferdeség
Üh-2	29	log m ² /s	-10,54	-6,59	-8,93	-9,01	1,00	0,42	0,78
		m ² /s	2,9×10 ⁻¹¹	2,6×10 ⁻⁷	1,2×10 ⁻⁹	8,8×10 ⁻¹⁰	-	-	-
Üh-3	18	log m ² /s	-9,69	-5,34	-7,99	-8,41	1,23	-0,09	0,98
		m ² /s	2,1×10 ⁻¹⁰	4,6×10 ⁻⁶	1,0×10 ⁻⁸	3,9×10 ⁻⁹	-	-	-
Üh-4	18	log m ² /s	-8,51	-4,71	-6,58	-6,80	1,19	-1,07	0,21
		m ² /s	3,1×10 ⁻⁹	2,0×10 ⁻⁵	2,6×10 ⁻⁷	1,6×10 ⁻⁷	-	-	-
Üh-5	17	log m ² /s	-10,09	-6,39	-8,24	-8,36	0,99	-0,64	0,11
		m ² /s	8,1×10 ⁻¹¹	4,1×10 ⁻⁷	5,8×10 ⁻⁹	4,4×10 ⁻⁹	-	-	-
Üh-22	35	log m ² /s	-9,60	-5,74	-7,77	-7,89	0,82	0,20	0,36
		m ² /s	2,5×10 ⁻¹⁰	1,8×10 ⁻⁶	1,7×10 ⁻⁸	1,3×10 ⁻⁸	-	-	-
Üh-23	23	log m ² /s	-9,21	-5,62	-7,77	-7,85	0,91	0,15	0,43
		m ² /s	6,2×10 ⁻¹⁰	2,4×10 ⁻⁶	1,7×10 ⁻⁸	1,4×10 ⁻⁸	-	-	-
Összesen	140	log m ² /s	-10,54	-4,71	-7,94	-8,05	1,20	0,03	0,44
		m ² /s	2,9×10 ⁻¹¹	2,0×10 ⁻⁵	1,1×10 ⁻⁸	8,9×10 ⁻⁹	-	-	-

ra következtethetünk, hogy a közettömeg heterogenitása hidrogeológiai szempontból még néhány száz méteres léptékben is jelentős. A mélyfúrások transzmisszivitásvárányai csupán a legfelső szakaszon, közvetlenül a gránit felszíne alatti részen mutatnak némi hasonlóságot: itt a transzmisszivitás a mélységgel csökken, és a gránitfelszín alatt 50-70 m-rel éri el a legkisebb értéket. Ez a tendencia valószínűleg a mállási folyamatok eredménye.

Az Üh-2 fúrásban viszonylag alacsony transzmisszivitást tapasztaltunk, az Üh-4 fúrás által harántolt képződmények vízvezető képessége viszont nagyobb az átlagosnál. Az Üh-2 és Üh-5 fúrásokban mért transzmisszivitás eloszlásának statisztikai összehasonlítása igazolta, hogy az F-próba szerint a két eloszlás azonossága 95%-os szignifikanciaszinten elvethető. A gyorsteszték során nyert transzmisszivitás- adatok felhasználásával minden fúrára variogramot szerkesztettünk. A variogramok alapján megállapítható, hogy az egyes fúrásokban az egymástól 60 m-nél nagyobb távolságra lévő vizsgálati szakaszok transzmisszivitása már nem korrelál.

Repedezett kőzetek esetében a transzmisszivitás meghatározásában az okozza a legnagyobb bizonytalanságot, hogy nem ismerjük a vízáramlás tényleges geometriáját. Adott hozamú víztermelésre eltérő transzmisszivitású képződmények is válaszolhatnak azonos mértékű nyomáscsökkenéssel, ha az áramlás geometriája különböző. Ugyancsak a transzmisszivitás meghatározásának bizonytalanságát növelik a kiértékeléshez használt idealizált áramlási modellben alkalmazott feltételezések, egyszerűsítések, továbbá a modell bemeneti adataival, paramétereivel kapcsolatos bizonytalanságok.

Az Üh-22 és Üh-23 fúrás hosszú idejű tesztjeinek kiértékelése során megkíséreltük számszerűsíteni a transzmisszivitás meghatározásának bizonytalanságát. Az egyes vizsgálati fázisok normált diagnosztikai görbéinek összevetése alapján (6. ábra) a teljes bizonytalanság 0,5-1,5 nagyságrendűnek adódott. A bizonytalanság fő forrása a bonyolult tényleges vízáramlási geometria, valamint az elméleti modell kiválasztása során alkalmazott egyszerűsítések.

A brit Sellafield területen végzett vizsgálatok tapasztalatai (Nirex 1979), valamint az üveghutai telephely kutatása során alkalmazott mérési és kiértékelési módszerek ismeretében megpróbáltuk megbecsülni a gyorsteszték során meghatározott transzmisszivitás bizonytalanságát. Az egyes adatok hibája a transzmisszivitás értékének csökkenésével nő: 10⁻⁶ m²/s esetén ±0,2 nagyságrendűre, 10⁻¹⁰ m²/s esetén pedig ±0,5 nagyságrendűre tehető.

Meg kívánjuk jegyezni, hogy ritkán van szükség az egyes konkrét transzmisszivitásértékek bizonytalanságának ismeretére. A transzmisszivitás- adatokat rendszerint statisztikus feldolgozást követően, sztochasztikus módon használják fel. Ezért az egyes konkrét meghatározások bizonytalansága kevésbé lényeges, mint esetleg a teljes adathalmazt terhelő szisztematikus hiba, amely mérési pontatlanságra vagy túl magas mérési (kimutatási) határra vezethető vissza.

8. Nyugalmi vízszintek

Az üveghutai telephely nyugalmi vízszintjeinek térbeli eloszlását elsőként az egyedi pakkeres kútvizsgálatok hosszú idejű tesztjei alapján vizsgáltuk. Mivel az egyedi kútvizsgálatokat a fúrási folyamattal párhuzamosan végeztük, ezért a tesztek időtartama korlátozott volt. Alacsony vízvezető képességű képződményekben akár napokba vagy hetekbe is telhet, mire valamilyen zavaró hatást követően a nyomás visszaáll a nyugalmi szintre. Ezért az egyedi kútvizsgálatok során a nyugalmi nyomást és vízszintet a nyomáskiegyenlítődési fázisok alapján, analitikus módon, a mért értékek extrapolációjával határoztuk meg.

A telephely alkalmassági vizsgálatának későbbi szakaszában, a lyukközi interferenciás kútvizsgálatok (BRADLEY et al. 2000), ill. a hosszú távú monitoring program során a beállt nyugalmi nyomásokat közvetlenül is megmértük nyomásmátrix segítségével. Ezek a későbbi mérések igazolták a hosszú idejű tesztek alapján meghatározott értékek megbízhatóságát (9. ábra). Fontos megemlíteni, hogy a fúró-

lyuk valamely elkülönített szakaszán mért nyomás mindig egy átlagérték, amelyet elsősorban az adott lyukszakaszt metsző, nagy vízvezető képességű repedések aktuális nyomásszintjei határoznak meg. Ez azt jelenti, hogy viszonylag hosszú vizsgálati szakaszok esetén nem lehet pontosan megadni azt a mélységet, amelyre az adott nyugalmi nyomásérték vonatkozik.

A 10. ábrán mutatjuk be az üveghutai telephely hat mélyfúrásában mért nyugalmi vízszinteket. Az adatok alapján a hidraulikus nyomásgradiens függőleges komponense általánosan lefelé irányul, ami igazolja, hogy a telephely regionális beszívárgási területen található. A kisebb változások, tendenciák oka azonban kevésbé egyértelmű.

A nyugalmi vízszintek és a függőleges hidraulikus gradiens eloszlásának általános jellegzetességeit a 3. táblázatban foglaljuk össze. Ebben a táblázatban a mélyfúrásokat földrajzi helyzetüknek megfelelő sorrendben, D-ről É felé tartva soroljuk fel. A nyugalmi vízszinteket három különböző mélységszintre adjuk meg, ez alapján számítottuk ki az egyes mélységközökben az átlagos függőleges nyomásgradienst. A táblázat összeállításához nemcsak a hosszú idejű tesztek során extrapolációval meghatározott nyomásértékeket, hanem az interferenciás kútvizsgálatok (BRADLEY 2000) és a hosszú idejű monitoring program során nyert közvetlen mérési eredményeket is figyelembe vettük.

A talajvízszint mindegyik mélyfúrásban a mállott gránitban húzódik, kivéve az Üh-5 fúrást, ahol a talajvízszint a gránit felszíne fölött, a tarkaagyagban helyezkedik el. Műszaki problémák miatt nem sikerült meghatározni a talajvízszint mélységét az Üh-2 fúrásban. A talajvíz felszíne nagyjából a regionális domborzatot tükrözi. A talajvízszint a telephelytől D-re lévő regionális vízválasztóhoz legközelebb lévő Üh-5 fúrásban helyezkedik el a legmagasabban. A talajvíztükör É-i irányban lejt.

A helyi domborzat kevésbé befolyásolja a talajvízszint helyzetét: az Üh-4 fúrás és a többi mélyfúrás közötti kb. 35 m-es terepszintkülönbség a talajvízdomborzatban nem tükröződik.

A nyugalmi vízszintek eloszlásának legszembetűnőbb sajátossága, hogy az Üh-2 fúrásban jóval alacsonyabbak a vízszintek, mint a többi fúrásban. Az Üh-2 fúrásban tszf. 75 és 150 m között felfelé irányuló függőleges nyomásgradienst mutattunk ki. A fúrás felső részének alacsony transzmisszivitású szakaszain, ill. a fúrás talpának közelében lé-

vő, viszonylag magas vízvezető képességű szakaszon a nyugalmi vízszintek gyakorlatilag megegyeznek.

Az Üh-2 fúrás „nyomásanomáliáját” a fúrás közvetlen közelében húzódó, meredek dőlésű, nagy transzmisszivitású szerkezettel magyarázzuk, amely alacsonyabb potenciálszintű területek felé teremt kapcsolatot. Ez a feltételezés egyelőre csak a hidrogeológiai adatokon alapszik. A szerkezet léteéről más földtani vagy geofizikai információval nem rendelkezünk, ezért szerepének, a kapcsolat irányának tisztázása további vizsgálatokat igényel.

Az üveghutai telephelyen az adott tengerszint feletti magasságban mérhető nyugalmi vízszintek eltérése a mélységgel csökken. A telephelyen a talajvízdomborzat abszolút szintkülönbsége közel 20 m, a tszf. 75 m szinten viszont – ha eltekintünk az Üh-2 fúrás nyomásanomáliájától, – a nyugalmi vízszintek meglepően hasonlóak. Érdekes, hogy tszf. 0 m szinten a legmagasabb potenciálszintet a legalacsonyabb terepszinten mélyült Üh-4 fúrásban észleltük.

Az Üh-5 fúrás felső részén és az Üh-23 fúrás alsó szakaszán viszonylag nagy függőleges nyomásgradienst mutattunk ki. A gyorsesztek szerint mind a két szakasz transzmisszivitása az átlagosnál alacsonyabb. Ugyanakkor az Üh-2 fúrás hasonlóan alacsony vezetőképességű szakaszain a függőleges nyomásgradiens igen kicsi. Az Üh-23 fúrás felső részén és az Üh-4 fúrás alsó szakaszán, ahol a transzmisszivitás az átlagosnál nagyobb, csak jelentéktelen függőleges nyomásgradienst tapasztaltunk.

Ha feltételezzük, hogy a mért nyugalmi vízszintek a talajvízdomborzat szintkülönbsége által generált permanens áramlási viszonyokat tükrözik, akkor a tapasztalt eloszlás a vízvezető képesség nagy léptékben is megmutatózó változékonyságát, heterogenitását jelzi. Az áramlási rendszert jelentősen befolyásolják az eltérő potenciálszintű térrészek felé irányuló hidraulikai kapcsolatok.

9. Összefoglalás

Az üveghutai telephelyen lefolytatott egyedi pakkeres kútvizsgálatok alapján megismertük a potenciális befogadó képződmények alapvető hidrogeológiai tulajdonságait. A gyorsesztek során meghatározott transzmisszivitások mintegy hat nagyságrenden belül változnak, közel log-normál eloszlásúak,

3. táblázat

A nyugalmi vízszintek és a függőleges hidraulikus nyomásgradiens eloszlása

Fúrás	Üh-5	Üh-4	Üh-3	Üh-22	Üh-2	Üh-23
Terepszint (m tszf.)	281,2	246,4	279,7	281,4	280,1	279,7
A gránit felszíne (m tszf.)	220,7	225,2	229,6	218,9	224,2	219,5
Talajvízszint (m tszf.)	230,8	213,1	220,9	212,6	n.a.	211,8
Függőleges nyomásgradiens tszf. 150 m fölött	0,16	<0,01	0,18	<0,01	n.a.	0,01
Becsült nyugalmi vízszint tszf. 150 m szinten	218	213	208	212	190	211
Függőleges nyomásgradiens tszf. 75 m és 150 m között	0,44	0,04	0,04	<0,01	-0,08	<0,01
Becsült nyugalmi vízszint tszf. 75 m szinten	207	212	207	212	192	211
Függőleges nyomásgradiens tszf. 0 m és 75 m között	0,08	0,12	<0,01	0,24	0,08	0,56
Becsült nyugalmi vízszint tszf. 0 m szinten	205	209	207	206	190	197

A mínusz jel felfelé irányuló függőleges hidraulikus gradienst jelent; n.a. = nincs adat

mértani átlaguk pedig 10^{-8} m²/s. A mélység és a transzmisszivitás között nem tapasztaltunk összefüggést, és az egyes fúrásokban az egymástól 60 m-nél nagyobb távolságra lévő vizsgálati szakaszok transzmisszivitásai már nem korrelálnak.

A nagyobb vízvezető képességű szakaszok vizsgálatára irányuló hosszú idejű tesztek eredményei az áramlási rendszer néhány tíz méteres léptékben még meglévő, jelentős mértékű heterogenitását jelzik. Az üveghutai telephelyen az áramlási rendszer legnagyobb vízvezető képességű elemei számos esetben valamilyen nagyobb léptékű, konkrét repedéses szerkezethez kapcsolhatók. Azonban a kútvizsgálatok során meghatározott hidrogeológiai paraméterek, ill. a fűrómag állapota és a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok ered-

ményei között nem sikerült egyszerű kapcsolatot találnunk.

A nyugalmi vízszintek eloszlása alapján a hidraulikus nyomásgradiens függőleges komponense általánosan lefelé irányul, ami igazolja, hogy a telephely regionális beszivárgási területen található. A nyugalmi vízszintek eloszlásának legszembevetőbb sajátossága, hogy az Űh-2 fúrásban jóval alacsonyabbak a vízszintek, mint a többi fúrásban. E „nyomásanomália” magyarázata egyelőre csak hidrogeológiai adatokon alapszik, ezért további vizsgálatokat igényel. A nyugalmi vízszintek tapasztalt eloszlása a vízvezető képesség nagy léptékben is megmutatózó változékonyságát, heterogenitását jelzi. Az áramlási rendszert jelentősen befolyásolják az eltérő potenciálszintű térrészek felé irányuló hidraulikai kapcsolatok.

HYDROGEOLOGICAL INTERFERENCE TESTING IN THE CARBONIFEROUS GRANITES, AT ÜVEGHUTA, IN SOUTH-WEST HUNGARY

J. GRAHAM BRADLEY*, CRISTIAN ENACHESCU**, BARRIE MACDONALD* and PÉTER MOLNÁR***

*Golder Associates (UK) Ltd., Landmere Lane, Edwalton, Nottingham, NG12 4DG, UK.

**Golder Associates (Germany) GmbH., Vorbruch 3, D-29227, Celle, Germany

***Golder Associates (Hungary) Kft., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54. Hungary

Keywords: groundwater, hydrogeology, pumping tests, granite, fractures, Hungary, South eastern Transdanubia

The Geological Institute of Hungary (MÁFI) is currently assessing the suitability of the fractured granitoid rocks of the Mórágý Complex, at Üveghuta in South-west Hungary, for the geological disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. The potential host rock underlies up to 80 m of loess and variegated clay beneath the Geresd Hills. Six deep boreholes were drilled to depths of between 300 and 500 m below ground level, during the period from 1997 to 1999. A programme of single-borehole hydrogeological testing, conducted during the drilling programme, provided estimates of transmissivity and groundwater heads, together with groundwater samples for geochemical analyses.

This paper describes the two hydrogeological interference tests which were performed following completion of the six deep boreholes at the Üveghuta site, during May and June 1999. These tests provided the first opportunity to assess the character of the hydraulic connections between boreholes. The paper begins by discussing the objectives and the approach adopted by the interference tests before describing the test configurations and operations.

The primary objectives of the interference tests were to establish the geometric character of the hydrogeological system in the Mórágý Complex, and determine the hydraulic diffusivity for as many pathways as possible, within the available testing period.

Groundwater was pumped from two intervals from 104.57 to 82.81, and -86.18 to -107.82 metres above sea level (m asl), located in the central borehole (Borehole Üh-22), for 190 and 215 hours, at 1.4 and 9.2 l/min respectively. These Source Zones were selected on the basis of their higher than average local transmissivity. The groundwater pressures were recorded in 25 isolated Observation Zones, in 5 boreholes (Boreholes Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, and Üh-23), located between 85 and 330 m from the Source Zones, during each test.

The groundwater heads derived from the Observation Zones, prior to the test, are examined for an initial assessment of the heterogeneity of the hydrogeological system. The Source Zone pressure responses are analysed to determine the local conceptual flow model and transmissivity. The overall distribution and character of the pressure responses in the Observation Zones are then assessed before they are analysed to determine the hydraulic diffusivity. The paper concludes by summarising the implications for the geometry of groundwater flow and the diffusivity of the connected parts of the hydrogeological system in region of the Mórágý Complex under investigation.

1. Introduction

The Geological Institute of Hungary (MÁFI) is currently assessing the suitability of the fractured granitoid rocks of the Mórágý Complex, at Üveghuta in South-west Hungary, for the geological disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Golder Associates were subcontracted by MÁFI to conduct, amongst other tasks, the implementation and analyses of the hydrogeological testing in the potential repository host rock. This paper presents the methods, results, and conclusions of the hydrogeological interference testing. The interference tests are the first to be performed in crystalline fractured rocks, in Hungary. The interference testing was funded jointly by the European Commission and the Hungarian beneficiary, which is the Public Agency for Radioactive Waste Management (Puram).

The reconnaissance investigation of the selected potential repository location began with the drilling of four bore-

holes, known as Üh-2, Üh-3, Üh-4, and Üh-5, to depths between 300 and 380 m bgl, during the period from November 1997 to February 1998. The potential host rock underlies up to 80 m of loess and variegated clay beneath the Geresd Hills (KÓKAI 1997). The early investigations showed that the Quaternary sediments are unsaturated, and the water table beneath the hills is relatively deep, and generally located within the weathered granites (BALLA *et al.* 1997, HARBORTH and TUNGLI 1997). Two additional boreholes, known as Üh-22 and Üh-23 were drilled to depths of 500.77 and 300.48 m bgl respectively, between November 1998 and April 1999. All six boreholes are located within a rectangular area measuring 300 m by 600 m (see *Figure 1*). The boreholes were almost fully cored in the granite, and the data acquisition programme included extensive wireline geophysical logging and single-borehole hydrogeological testing.

The interference testing documented here provides the

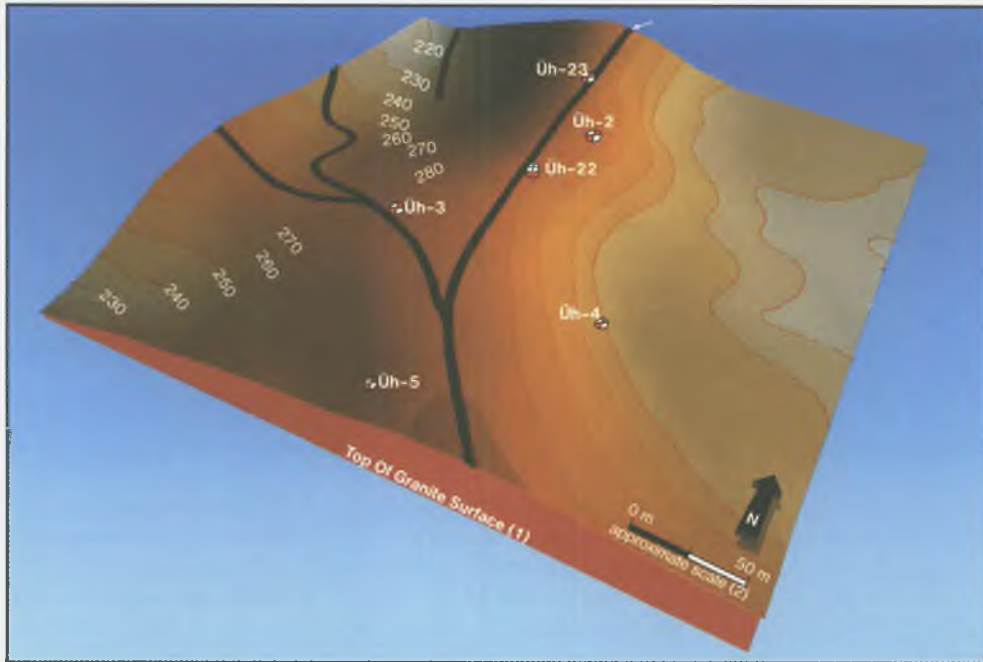


Figure 1. Three dimensional visualisation of the borehole locations and the ground surface topography

1. ábra. A telephely domborzatának térbeli képe a mélyfúrásokkal

1 – gránitfelszín, 2 – közelítő lépték

first opportunity during the site characterisation programme to investigate the large-scale geometry and properties of the hydrogeological system between the Üveghuta boreholes. Ground water was abstracted from two isolated intervals in Borehole Üh-22 consecutively, whilst ground-water pressures were monitored in Boreholes Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, and Üh-23. The primary objectives of the interference testing are:

- establish the general geometric character of the hydrogeological system in the Mórágý Complex, and
- determine the hydraulic diffusivity for as many pathways as possible, within the available testing period.

One of the most important objectives is to determine if the hydraulically active fracture network behaves as a well-connected porous medium or a poorly connected discrete fracture network at the scale of investigation. The results of the interference testing may be used to reduce the number of alternative conceptual models, which can be implemented in numerical models of the hydrogeological system.

2. Approach

It has proven difficult to establish a correlation between the distribution of transmissivity observed during single-borehole tests and specific geological features that may be interpolated or extrapolated between or beyond the borehole locations. The interference test design therefore takes into account the location of the high transmissivity borehole

intervals, but does not make specific assumptions about the locations of preferential hydraulic pathways between boreholes.

The interference tests were designed to provide the optimum data set, within the available time and budget, to characterise the nature of the hydraulic connections between the Üveghuta boreholes. The general philosophy of the interference test design was to set a relatively high hydraulic diffusivity threshold, (below which, no measurements could be made) and investigate as many source-receiver combinations as possible.

The approach that was adopted was to pump consecutively, at a constant rate, from a small number of Source Zones in one borehole, and monitor the pressure response in a large number of Observation Zones in the other boreholes. A relatively non-selective, contiguous monitoring scheme has been adopted. However, the packer locations have been selected to ensure high transmissivity zones and major structural features are not divided between different Observation Zones. Therefore, the interference test design facilitates interpretation by either stochastic or deterministic approaches.

3. Test configuration and operations

Borehole Üh-22 was selected as the source borehole due to its central location (see Figure 1) and the presence of suitably transmissive potential Source Zones. In order to

attain the target depth of 500 m bgl in Borehole Üh-22, it was necessary to install uncemented technical casing from 103.60 to 89.39 m asl and from 40.69 to -36.67 m asl (see Figure 2). The interval for the Upper Source Zone, is located over the upper short section of casing from 104.57 to 82.81 m asl. The single-borehole tests showed this interval to have a relatively high transmissivity ($>10^{-7}$ m²/s). The Lower Source Zone is located below the longer deeper section of casing from -86.18 to -107.82 m asl. Although this interval is located beneath all other boreholes except Borehole Üh-2, the single-borehole tests showed this interval to have a relatively high transmissivity of approximately 2×10^{-6} m²/s.

Inflatable packers were used to isolate the Source Zones, and a surface driven positive displacement progressing cavity pump, downhole valves, and real time data display and acquisition system were used to control and monitor the Source Zone flow rate and pressure during the test.

Multi-packer monitoring systems were placed in each of the Observation Boreholes. The packers were operated through a single inflation line. Two data loggers were placed in each borehole, generally above the bottom packer and the third packer from the bottom. The data loggers were wired to the surface, so that data could be downloaded and the data acquisition rate controlled. Each data logger was connected to either two or three pressure or pressure and temperature transducers. The transducers were all located

in the same Observation Zone as the data logger, however, nylon tubes connected the gauge ports to the Observation Zones above and below, therefore allowing the relative pressure changes to be recorded in up to three Observation Zones per data logger.

The 25 available packers were located so that, whenever possible, the monitoring zone intervals had an approximate equal length of around 35 m. The location of Observation Zones was selected to ensure that structural and high transmissivity features are not divided between two or more Observation Zones. The monitoring scheme has been designed to provide a slightly greater density of Observation Zones closer to the Source Zones. In general the top two thirds of the open boreholes were monitored during the Upper Interference Test, and then the monitoring equipment was moved down to allow the bottom two thirds of the boreholes to be monitored during the Lower Interference Test.

Figure 2 shows the details of the borehole completions, Source Zone locations, and the Observation Zone locations, drawn relative to sea level. The elevations of each of the Observation Zones, and the direct linear distance between the Source Zones and each of the Observation Zones are shown in Table 1. Uncemented technical casing has been placed in Boreholes Üh-4 and Üh-5 over intervals that experienced borehole instability. In addition some zones in Boreholes Üh-2, Üh-4, and Üh-3 have been stabilised using an unpressurised cement slurry. Each of the cement-

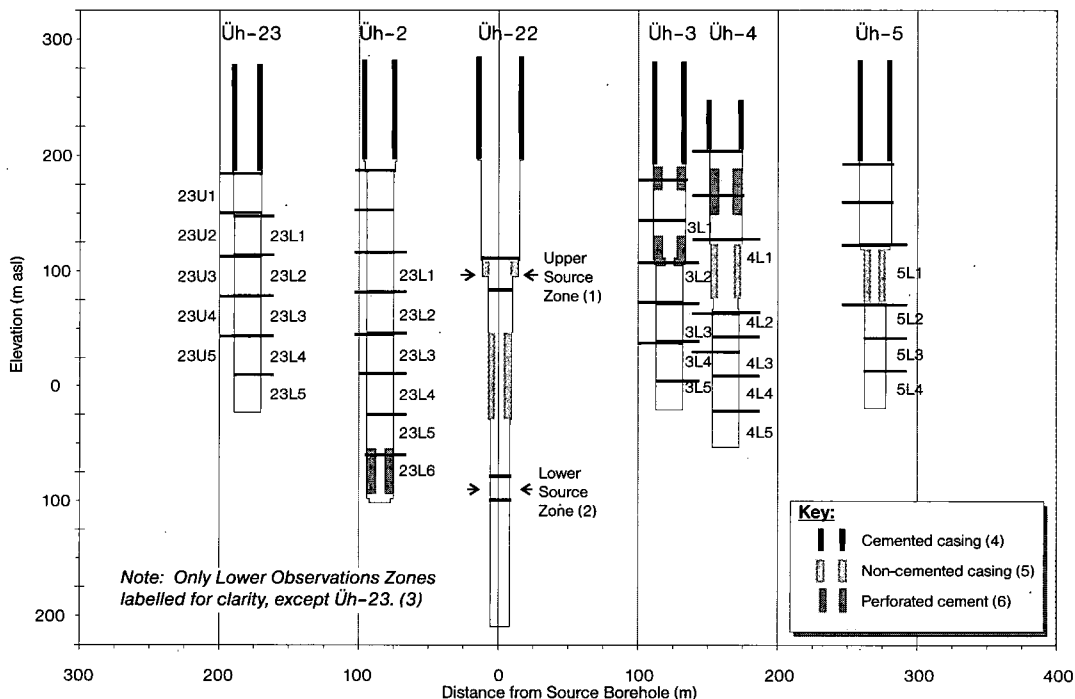


Figure 2. Summary of the borehole geometry and Source and Observation Zone location

2. ábra. A jeladó és megfigyelő szakaszok elrendezése

X tengely = magasság (m tszf.), Y tengely = távolság a jeladó fúrástól (m), 1 – felső jeladó szakasz, 2 – alsó jeladó szakasz, 3 – cementezett béléscsőszakat, 4 – nem cementezett technikai rakat, 5 – perforált tamponcementezés

Table 1

Observation Zone depths and distances to the Source Zone during the Upper and Lower Interference Tests

Zone ID	Borehole	Uh-2		Uh-3		Uh-4		Uh-5		Uh-23	
		Upper	Lower	Upper	Lower	Upper	Lower	Upper	Lower	Upper	Lower
1	Top (m asl)	187.14	116.07	179.07	143.95	203.65	127.17	192.67	122.95	184.43	150.44
	Bottom (m asl)	153.75	82.69	143.18	108.06	165.70	64.14	160.77	72.01	148.59	114.59
	Distance (m)	114.20	213.81	141.39	255.29	185.21	251.28	281.50	331.92	194.73	292.05
2	Top (m asl)	152.90	81.84	142.33	107.21	164.85	63.30	159.92	71.16	147.74	113.74
	Bottom (m asl)	117.01	45.94	108.05	72.93	127.72	44.06	123.43	42.79	113.47	79.48
	Distance (m)	94.09	181.76	128.20	224.59	169.68	220.74	273.22	309.93	184.34	264.77
3	Top (m asl)	116.16	45.09	107.20	72.08	126.87	43.21	122.58	41.94	112.62	78.63
	Bottom (m asl)	82.77	11.70	73.92	38.80	64.55	9.42	71.66	14.21	78.76	44.77
	Distance (m)	84.75	151.24	124.31	196.68	161.68	203.05	269.00	296.64	180.62	240.43
4	Top (m asl)	81.92	10.85	73.07	37.95	63.70	8.57	70.81	13.36	77.91	43.92
	Bottom (m asl)	47.03	-24.03	40.32	5.20	30.87	-20.69	-19.64	-19.64	44.52	10.52
	Distance (m)	89.46	123.79	129.66	171.77	167.86	185.19	277.47	284.88	183.50	219.20
5	Top (m asl)	46.18	-24.88	39.47	4.35	30.02	-21.54			43.67	9.67
	Bottom (m asl)	11.81	-59.26	-20.41	-20.41	-53.76	-53.76			-23.29	-23.29
	Distance (m)	106.47	100.83	150.09	152.84	192.79	171.89			198.98	201.87
6	Top (m asl)	10.96	-60.11								
	Bottom (m asl)	-101.79	-101.79								
	Distance (m)	162.79	86.06								

Table 2

Summary of test operations during the Upper Interference Test

Test Operation	Date	Time
Upper Interference Test		
Install Observation Zone monitoring equipment	1 to 9 May 1999	
Install Source Zone test equipment	10 May 1999	10:20
Allow groundwater pressure to recover	10 May 1999	17:35
Perform Slug Test	11 May 1999	09:42
Isolate test interval, observe pressure recovery and prepare for test	12 May 1999	07:30
Pump ground water at a constant rate (1.37 l/min)	13 May 1999	11:21
Isolate test interval and observe pressure recovery	21 May 1999	09:46
Deflate packers and pull out	25 May 1999	16:40
Lower Interference Test		
Install Observation Zone monitoring equipment	23 to 30th May 1999	
Install Source Zone test equipment	31 May 1999	10:50
Allow groundwater pressure to recover	31 May 1999	17:45
Perform Slug test	1 June 1999	10:14
Isolate test interval, observe pressure recovery and prepare for test	1 June 1999	15:09
Pump ground water at a constant rate (9.19 l/min)	2 June 1999	13:45
Isolate test interval and observe pressure recovery	11 June 1999	12:54
Deflate packers and pull out	16 June 1999	10:31

ed intervals were perforated using explosive charges, prior to the start of the interference

The schedule of operations during the interference tests is summarised in Table 2. Following installation of the Observation and Source Borehole equipment, an initial Slug Test was performed in each Source Zone to determine a suitable pumping rate. The Upper Source Zone was pumped at an average rate of 1.37 l/min for 190.4 hours, and then allowed to recover for 101.5 hours. The Lower Source Zone was pumped at an average rate of 9.19 l/min for 215.1 hours, and then allowed to recover for approximately 117.6

hours. The pressure recovery in the Observation Zones continued to be monitored after the Source Zone equipment had been removed, before recommencing the single hole hydrogeological testing on 08:24 on 28 June 1999.

3. Pre-test groundwater heads

Although the primary aim of this paper is to present the results of the interference testing, the large number of Observation Zones has facilitated the acquisition of a com-

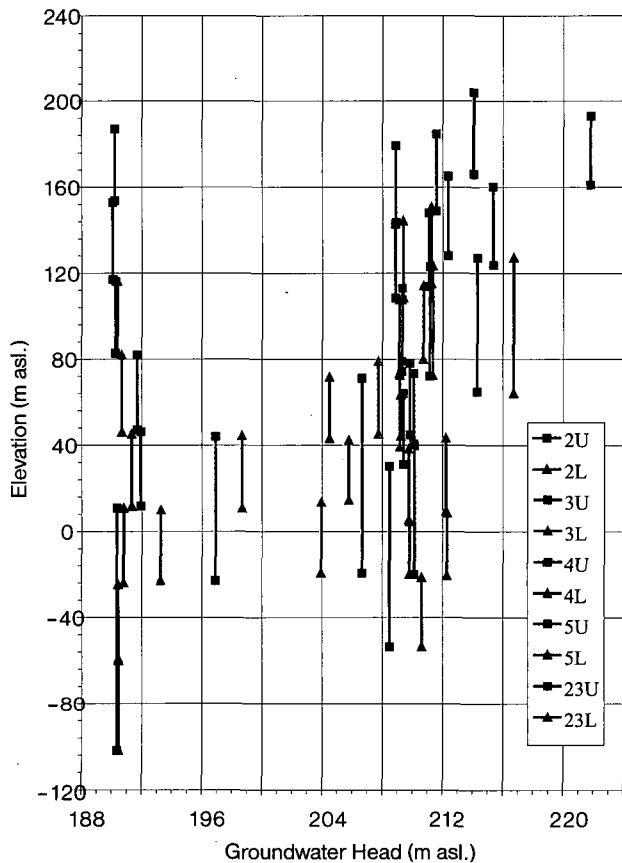


Figure 3. Groundwater heads determined by pressure monitoring system prior to interference testing

3. ábra. Nyugalmi vízszintek az interferenciás kútvizsgálat alapján

X tengely = magasság (m tszf.), Y tengely = nyugalmi vízszint (m Bf.)

prehensive data set of groundwater head data. This information is useful when conceptualising the region of the hydrogeological system influenced by the interference tests, and is therefore presented here.

The Observation Zone monitoring equipment was installed between 3 and 12 days before the start of pumping during the interference tests. Cross-flow between parts of the open borehole with different groundwater heads prior to interference testing, and displacement during packer inflation can both alter the pressure in the vicinity of the Observation Zones. The majority of Observation Zone pressures were observed to recover to a value close to the static formation pressure prior to the start of the pumping. However, given the time period available for the interference testing, it was not possible to allow all of the Observation Zone pressures to recover completely. The majority of Observation Zone pressures (37/50) showed negligible or small trends (0 to 0.5 kPa/day) prior to the start of each of the interference tests. This implies that the measured pressures were close to the static formation pressures. A smaller number of Observation Zone pressures (9/50) contained medium size trends (0.5 to 1 kPa/day), and a few (4/50) contained pressure trends which have been categorised as large (>1 kPa/day).

Figure 3 shows the profiles of groundwater heads against depth for each of the Observation Zones. The distribution of groundwater heads determined by the monitoring system validates the pattern of heads determined during the single-borehole tests. Two of the most striking characteristics of the groundwater head profiles shown in Figure 3 are the change in the vertical hydraulic gradients in Boreholes Üh-5 and Üh-23, and the low heads in Borehole Üh-2.

4. Analyses of source zone data

The transient pressure responses acquired from the Source Zones have been analysed using the type curve matching techniques employed in the oil industry code known as Interpret/2 (Scientific Software-Intercomp 1994). This code incorporates a number of analysis tools not in common use in the field of hydrogeology, which include multiple event superposition (GRINGARTEN *et al.* 1980), pressure derivative type curves (BOURDET *et al.* 1983), and automated non-linear regression. The results of the analyses are summarised in Table 3.

The analyses began with an examination of the pressure recovery data on a log-log diagnostic plot of pressure against time, and the derivative of pressure with respect to a function of time. The shape of the log-log diagnostic plot for the Upper Interference Test Source Zone is characteristic of a dual-porosity response. In essence a dual-porosity model assumes that the bulk of the flow occurs within the fractured regions, whilst the bulk of the storage comes from the "matrix" (or the "background" fractured) regions. During pumping, the initial flow comes only from

Table 3

Summary of Source Zone analyses

Parameter	Value	Units
Upper Interference Test Source Zone: Dual-Porosity Flow Model		
Length of Test Section	21.76	m
Constant Rate Withdrawal	1.4	l/min
Transmissivity	1×10 ⁻⁷	m ² /s
Wellbore Storage	1×10 ⁻⁴	m ³ /kPa
Skin	-4.6	(-)
Omega	0.03	(-)
Lambda	1.5×10 ⁻⁵	(-)
Lower Interference Test Source Zone: Vertical Fracture Flow Model		
Length of Test Section	21.64	m
Constant Rate Withdrawal	9.2	l/min
Formation Transmissivity	6×10 ⁻⁷	m ² /s
Fracture Transmissivity	2×10 ⁻⁵	m ² /s
Wellbore Storage	1×10 ⁻⁷	m ³ /kPa
Fracture Half Length	136	m

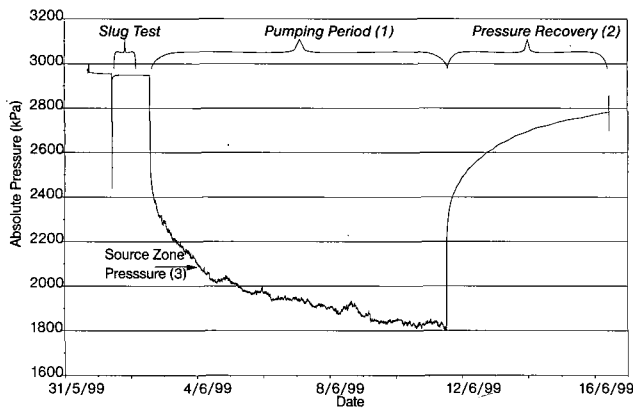


Figure 4. Lower Interference Test, Source Zone pressure response

4. ábra. Az alsó interferencia teszt jeladó szakaszának nyomásdiagramja

X tengely = abszolút nyomás (kPa), Y tengely = (nap/hónap/év), 1 – szivattyúzás, 2 – nyomásemelkedés, 3 – jeladó szakasz nyomása

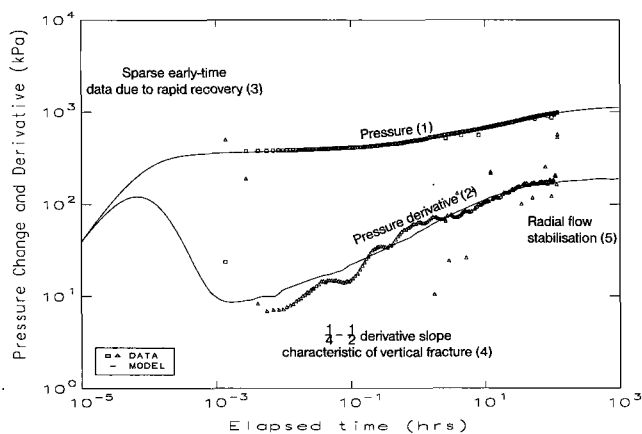


Figure 5. Lower Interference Test, log-log type curve match for the Source Zone pressure response

5. ábra. Az alsó jeladó szakasz záró nyomáskiegyenlítődési fázisának diagnosztikai görbéje

X tengely = nyomásváltozás (kPa), Y tengely = eltelt idő (óra), 1 – nyomásváltozás, 2 – nyomásváltozás deriváltja, 3 – hiányzó kúthatás és gáthatás adatok, 4 – $1/4-1/2$ meredekségű lineáris emelkedés, 5 – radiális áramlásra utaló stabilizáció

the larger fractures, and as time progresses, the matrix begins to contribute to the flow. The “omega” term (see Table 3) represents the ratio of the fracture storativity to the overall storativity of the system. The derived value is relatively small, which is typical for naturally fracture formations. The “lambda” term is related to the relative transmissivity of the matrix to the fracture region.

The Source Zone pressure response during the Lower Interference Test and the log-log diagnostic plot are shown in Figures 4 and 5. A significant feature on the log-log plot

is the $1/2$ to $1/4$ slope in the mid-time derivative. This is characteristic of a high transmissivity vertical fracture. The transmissivity of the fracture is interpreted to be over two orders of magnitude higher than the transmissivity of the larger formation.

5. Description of observation zone data

Natural groundwater pressure fluctuations due to earth tides and atmospheric pressure variations were recorded by the monitoring system during the interference testing. Figure 6 shows an example of the groundwater pressures (converted to heads) recorded in Borehole Üh-2, during the Lower Interference Test. The diurnal and semidiurnal pressure fluctuations of the order of 0.05 to 0.15 m seen in Figure 6 are due to earth tides. Earth tides occur due to lunar and solar gravitational forces, which produce periodic dilation and compression of the rock mass resulting in groundwater pressure fluctuations. It can also be seen from Figure 6 that small fluctuations in the groundwater heads are coincident with atmospheric pressure fluctuations (e.g. higher heads on 10/6/99 and lower heads on 22/6/99). The maximum variation in the atmospheric pressure during the interference testing is equivalent to approximately 0.25 m.

When the natural pressure fluctuations were considered it became apparent that no responses were recorded to the Source Zone signal in any Observation Zone during the Upper Interference Test. However, during the Lower Interference Test, definite responses to the Source Zone signal occurred in all five Observation Zones in Borehole Üh-3 and the bottom four Observation Zones in Borehole Üh-4.

Figure 7 shows a three dimensional visualisation of the pressure responses during the Lower Interference Test, viewed from the south-east. The responding Observation Zones are located above and to the south-east and south-west of the Source Zone. Tables 4 and 5 present a quantitative summary of the drawdown and recovery information in those Observation Zones that responded. Slightly greater drawdowns were recorded in the upper three Observation Zones in Borehole Üh-3 compared to the lower three. However, given that many Observation Zones did not respond there is a remarkable similarity between the size and character of the responses that were observed. The pattern of drawdown in the responding zones, and the lack of responses in other Observation Zones at equivalent distance from the Source Zone, indicates a strongly heterogeneous system.

Figure 8 shows the pressure responses (converted to heads) recorded in Borehole Üh-3. It can be seen on Figure 8 and in Tables 4 and 5 that the lag-time to the start of recovery after the end of pumping was much longer than the lag-time to the initial drawdown after the start of pumping. The rate of recovery was also much slower than the rate of drawdown in all responding zones. In general, the fact that the initial pressure decrease occurs more quickly than the pressure recovery, supports the inference that the

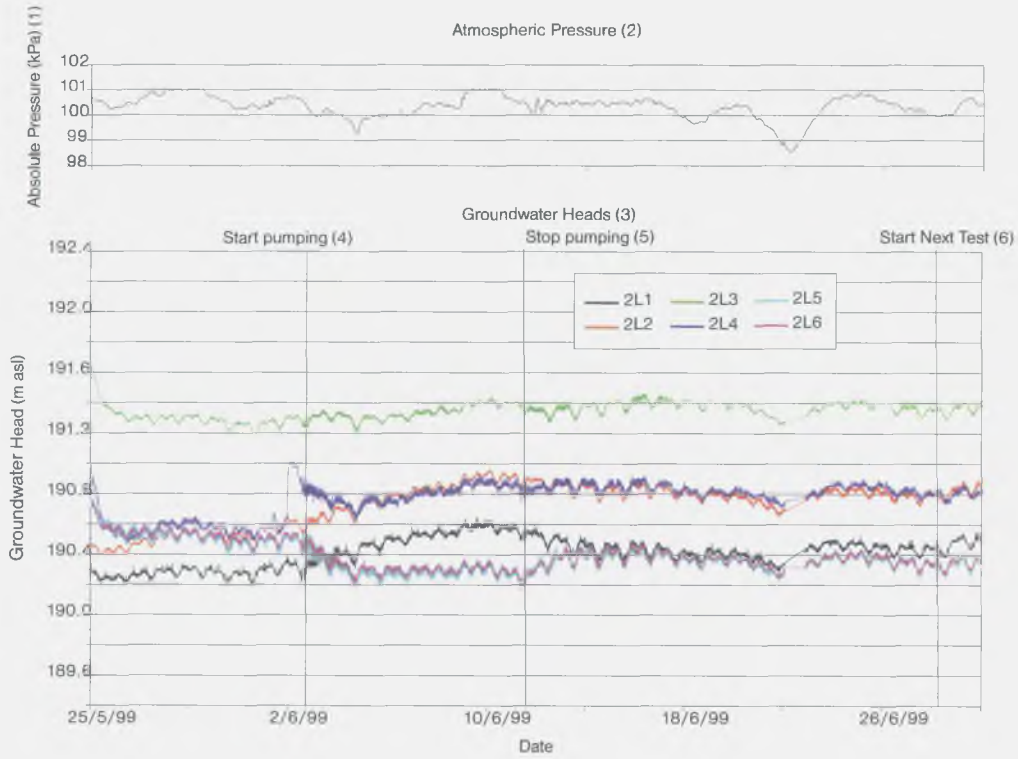


Figure 6. Groundwater heads recorded in Borehole Üh-2 during the Lower Interference Test

6. ábra. Az Üh-2 fúrásban észlelt nyomásértékek az alsó interferenciateszt során

X tengely = potenciálszint (m tszf.), Y tengely = eltelt idő (nap/hónap/év), 1 – abszolút nyomás, 2 – légnyomás, 3 – potenciálszint, 4 – szivattyúzás kezdete, 5 – szivattyúzás befejezése, 6 – következő teszt kezdete

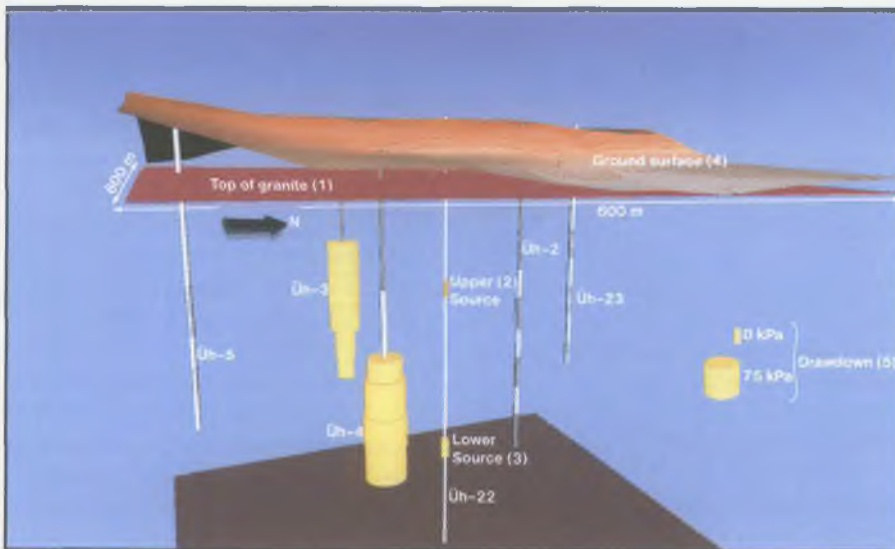


Figure 7. Three dimensional visualisation of the pressure responses during the Lower Interference Test

7. ábra. Az alsó interferenciateszt során észlelt nyomásválaszok térbeli elrendeződése

1 – gránitfelszín, 2 – felső jeladó szakasz, 3 – alsó jeladó szakasz, 4 – domborzat, 5 – leszívás

Table 4

Summary of drawdown information for responding Observation Zones

Zone ID	Inter-zone Distance (m)	Drawdown, at end of Pumping (kPa)	Maximum Drawdown (kPa)	Maximum Drawdown (% Source Zone)	Lag-Time to Start of Drawdown (hrs)
3L1	255.29	49	60	5	22
3L2	224.59	49	60	5	23
3L3	196.68	47	59	5	21
3L4	171.77	36	49	4	32
3L5	152.84	27	45	4	38
4L2	220.74	44	62	5	35
4L3	203.05	52	73	6	22
4L4	185.19	55	74	6	21
4L5	171.89	53	67	6	22

Table 5

Summary of recovery information for responding Observation Zones

Zone ID	Inter-zone Distance (m)	Drawdown, at end of recovery (kPa)	Maximum Recovery (kPa)	Maximum Recovery (% Drawdown)	Lag-Time to Start of Recovery (hrs)
3L1	255.29	48	12	20	123
3L2	224.59	48	12	20	123
3L3	196.68	48	11	18	121
3L4	171.77	45	4	8	258
3L5	152.84	42	2	5	260
4L2	220.74	47	15	24	118
4L3	203.05	60	13	18	145
4L4	185.19	63	11	15	146
4L5	171.89	50	17	25	123

Data for "end of recovery" is selected at 08:24 on 28th June 1999 when single hole testing recommenced.

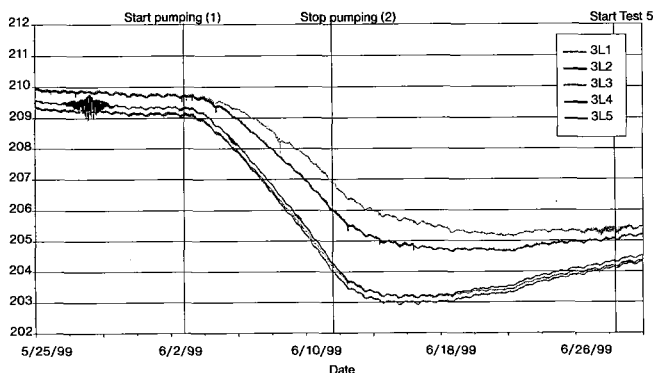


Figure 8. Groundwater heads recorded in Borehole Üh-3 during the Lower Interference Test

8. ábra. Az alsó interferenciateszt során észlelt nyomásváltozások az Üh-3 fúrásban

X tengely = potenciálszint (m tszf.), Y tengely = idő (nap/hónap/év), 1 – szivattyúzás kezdete, 2 – szivattyúzás befejezése

rock in the vicinity of the Observation Zones is better connected to the Source Zone than to the larger rock mass. This type of response is consistent with a dual-porosity conceptual model, and will be discussed further in the context of the Observation Zone analyses.

It can be seen from Tables 4 and 5 that the largest and quickest responses observed in Borehole Üh-3, occurred in the upper three zones, furthest from, and much higher than the Source Zone. Slightly larger and quicker drawdowns occurred in the middle two responding zones in Borehole Üh-4, but these zones also experienced slightly smaller and slower recoveries in comparison to the upper and lower zones in Borehole Üh-4.

The overall comparison of responses confirms that the behaviour of the hydrogeological system is heterogeneous, and does not correspond to the pattern of responses expected in a porous medium. The Observation Zones are almost entirely located above the Source Zone, and therefore it is difficult to assess the anisotropy of the system. The fact that the largest and quickest responses did not occur in Observation Zones with elevations most similar to the Source Zone does suggest greater connectivity in a sub-vertical orientation. However, it is important to note that the anisotropy indicated by the responding zones is less significant than the heterogeneity suggested by the comparison of responding and non-responding zones as a whole.

A qualitative comparison between the location of responding zones and the borehole interval transmissivity, derived from the single-borehole tests, revealed that although there is a possible tendency for responses to occur

in regions of the boreholes with higher transmissivities, there is no simple relationship. Some responses occur in more distant zones with smaller local transmissivities, whilst responses do not occur in some closer zones with higher local transmissivities. It is therefore inferred that it is the average hydrogeological properties of the entire flow path that influence the pattern of responses, and there is no simple relationship between these and the transmissivity determined from a single-borehole test.

An examination of the large-scale structural model revealed no obvious relationship between the location of the proposed structural features and the location of the responding zones during the Lower Interference Test. It was therefore concluded that at this stage of the site characterisation programme it is not possible to derive a deterministic model of the connectivity of the hydrogeological system based on the structural model.

6. Analyses of observation zone data

The spatial distribution of Observation Zone responses during the interference tests suggests a complex pattern of interconnection between the boreholes. The proportion of the total water abstracted from the Source Zone that induces any individual Observation Zone drawdown is unknown, and the transmissivity and storativity cannot be calculated independently. Only the diffusivities (transmissivity divided by storativity) have therefore been calculated by assuming the length of the flowpaths to be the linear distance between the Source and Observation Zones. In reality, the flowpaths may be tortuous, and therefore the distance could be greater.

As no responses were measured in any of the Observation Zones during the Upper Interference Test it can be assumed that the radius of influence was limited to the region closer to the Source Zone than the nearest Observation Zone. An estimate of the maximum diffusivity can therefore be derived based on the closest distance to each of the Observation Boreholes and the test duration (*i.e.* the minimum possible lag-time). The maximum diffusivity values calculated by this method lie between 0.003 and 0.04 m²/s for Boreholes Üh-2 and Üh-5 respectively.

The analyses of the pressure data from those Observation Zones that responded during the Lower Interference Test were performed using similar methods to the analyses of the Source Zone data. The distance between centre of the Source Zone and each of the Observation Zones has been assumed to be the direct linear distance (see Table 1).

Figures 9 and 10 show the type curve match on the log-log plot to the pressure and pressure derivative, and the simulated pressure match to both the drawdown and recovery data for Observation Zone 3L1. A simple homogeneous radial flow model was found to be a good match to the drawdown data, but produced a poor match between the simulated pressure and the slow recovery data. A dual-porosity flow model was therefore selected, which provid-

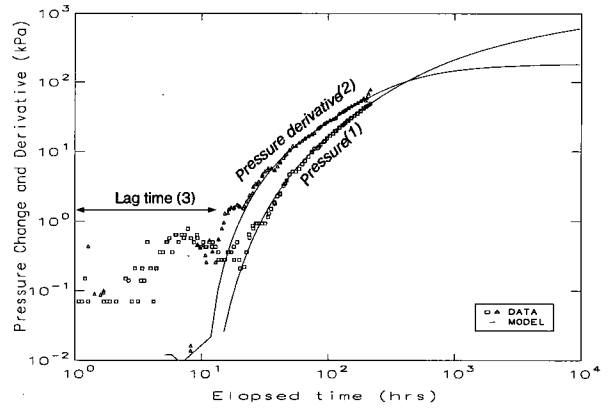


Figure 9. Lower Interference Test, log-log type curve match for Observation Zone 3L1 pressure response

9. ábra. A 3L1 észlelési szakasz záró nyomáskiegyenlítődési fázisának diagnosztikai görbéje

X tengely = nyomásváltozás és deriváltja (kPa), Y tengely = eltelt idő (óra),
1 – nyomásváltozás, 2 – nyomásváltozás deriváltja, 3 – hatáside

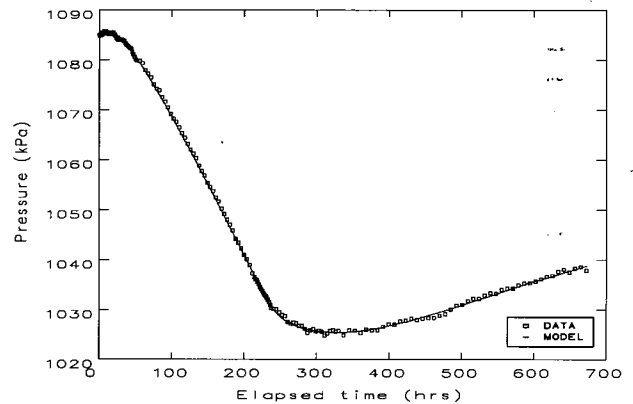


Figure 10. Lower Interference Test, simulation of Observation Zone 3L1 pressure response

10. ábra. A 3L1 észlelési szakasz nyomásváltozása

X tengely = nyomásváltozás (kPa), Y tengely = eltelt idő (óra)

Table 6

Summary of Observation Zone analysis results

Observation Zone ID	Diffusivity (m ² /s)	Omega (-)	Lambda (-)
3L1	0.021	0.35	2.2×10 ⁻⁶
3L2	0.016	0.32	3.1×10 ⁻⁶
3L3	0.012	0.30	4.2×10 ⁻⁶
3L4	0.006	0.20	6.4×10 ⁻⁶
3L5	0.004	0.22	9.1×10 ⁻⁶
4L2	0.017	0.46	6.1×10 ⁻⁶
4L3	0.013	0.31	7.2×10 ⁻⁶
4L4	0.010	0.32	5.3×10 ⁻⁶
4L5	0.011	0.40	6.6×10 ⁻⁶

ed a good match to both the drawdown and recovery data. The analysis results are summarised in *Table 6*.

7. Discussion and conclusions

The main conclusions with regard to the geometric character of the hydrogeological system in the Mórágý Complex are summarised in *Figure 11*.

Both the Upper and Lower Source Zones responded in ways associated with discrete features, *i.e.* dual-porosity and fracture flow. The highest transmissivity parts of the hydrogeological system therefore appear to be associated with channelised flow.

The single-borehole test data have previously indicated heterogeneity on a scale less than 10 m. However, the distribution of groundwater heads and responses determined during the interference tests, have indicated there is still significant heterogeneity present up to scales of 100s of metres. It can therefore be inferred that the hydrogeologi-

cal system is dominated by flow in a hierarchical fracture network.

Significant pressure responses only occurred during the Lower Interference Test, in Boreholes Űh-3 and Űh-4 to the south-west and south-east of the Source Borehole. These responses occurred in locations with similar groundwater heads and small vertical hydraulic gradients. No significant responses occurred in regions to the north and south, where different heads and significant vertical hydraulic gradients exist. It may be inferred that there is a region within the west to east, central portion of the site that may have a higher connectivity. Connectivity is a term often used in the description of the hydrogeology of fractured rocks to describe the combined influence of geometry and transmissivity. Higher connectivity implies a greater number of fracture intersections and/or transmissive flow-paths.

One of the most significant features of the responses observed during the Lower Interference Test was the very slow pressure recovery, compared to the drawdown. This

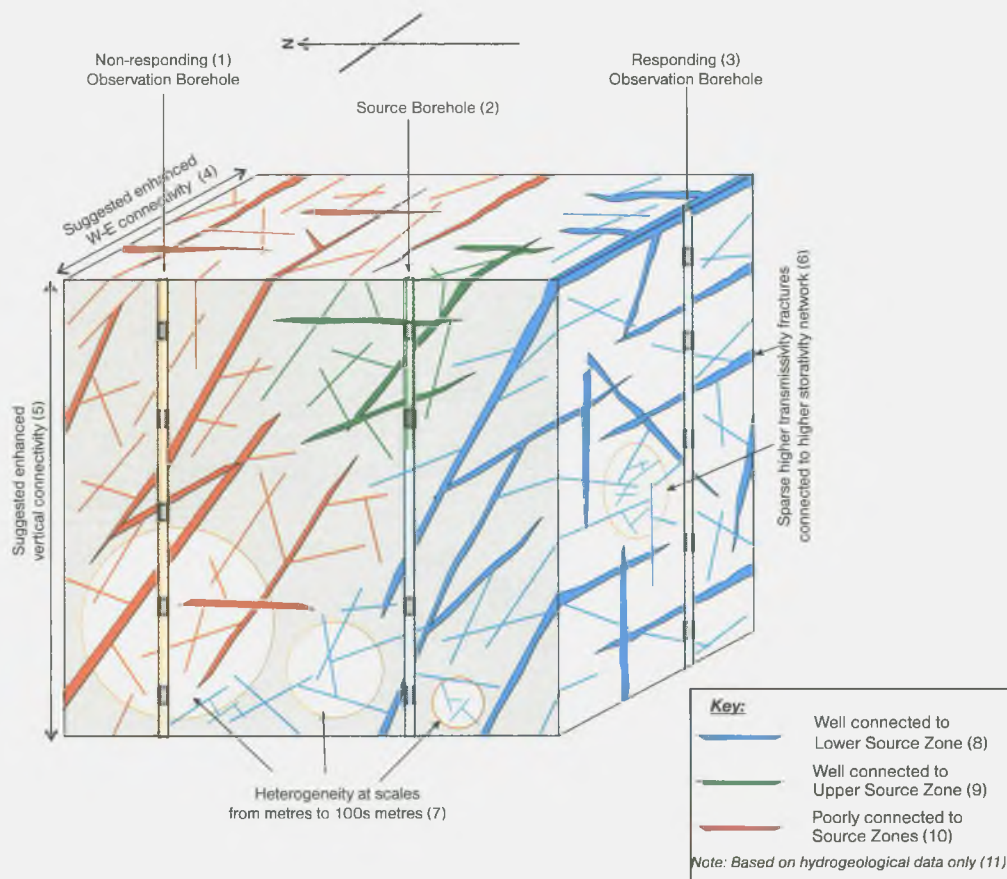


Figure 11. Main features of the conceptual geometry of the hydrogeological system

11. ábra. Az üveghutai telephely elvi áramlási modellje

X tengely = nyomásváltozás (kPa), Y tengely = eltelt idő (óra), 1 – megfigyelő fúrás válaszreakció nélkül, 2 – jeladó fúrás, 3 – megfigyelő fúrás válaszreakcióval, 4 – fokozott K-Ny irányú kapcsolatok, 5 – fokozott függőleges irányú áramlási kapcsolatok, 6 – ritka, nagy transzmisszivitású fő vízvezető szerkezetekhez kapcsolódó kiterjedt, egybefüggő repedéshálózat, 7 – néhány méter – néhány száz méter kiterjedésű, egymástól hidrodinamikailag jelentősen különböző térrészek, 8 – az alsó jeladó szakaszhoz jól kapcsolódó repedések, 9 – a felső jeladó szakaszhoz jól kapcsolódó repedések, 10 – a jeladó szakaszokhoz gyengén kapcsolódó repedések, 11 – az elvi modell kizárólag a hidrogeológiai adatokon alapul

can be explained by the presence of sparse poorly-connected high transmissivity fractures connected to frequent well-connected lower transmissivity fractures. Following the initial drawdown in the sparse, high transmissivity, but low storativity fracture network, the rate of pressure recovery is limited by the rate of flow from the dense, low transmissivity, but high storativity "background" fracture network.

Another significant characteristic of the Observation Zone responses during the Lower Interference Test, was the remarkable similarity between those zones, which did respond. This suggests that connected regions of the hydrogeological system have similar hydrogeological properties within the investigated region.

The differences in hydraulic gradients in the upper and lower sections of Boreholes Üh-23 and Üh-5, and the lack of responses in the upper section of Borehole Üh-4 may be explained by the existence of features with a spatially limited horizontal component and contrasting transmissivity. However, it should be noted that this conclusion is derived without explicit reference to geological data, and therefore requires qualification.

The differences in the characteristics of the groundwater heads to the north and south of Borehole Üh-22, and

the similarity in the heads and interference test responses in Boreholes Üh-3 and Üh-4 during the Lower Interference Test suggest enhanced west to east connectivity, within the investigated region.

Examination of the location of proposed geological structures has shown that there is no clear relationship with the pattern of responses during the interference tests. It has also been shown that there is no simple relationship between the transmissivity measured during single-borehole tests and the pattern of responses in the Observation Zones.

The diffusivities estimated from the pressure responses, during the Lower Interference Test, lie between 0.02 and 0.004 m²/s. The highest and lowest diffusivities were estimated for the flowpaths to the upper and lower Observation Zones in Borehole Üh-3, respectively. The diffusivity estimates for the flowpaths to responding zones in Borehole Üh-4 lie between 0.017 and 0.011 m²/s.

It can be concluded that interference testing conducted in the Üveghuta boreholes has successfully provided data of appropriate quality to refine our knowledge of the geometric character and the diffusivity of the hydrogeological system within the Mórág Complex.

References

- BALLA, Z., TÓTH, GY., and KÖNCZÖL, A., 1997: Hydrogeological conditions of the Üveghuta site and its area (Az üveghutai kutatási terület hidrogeológiai viszonyai). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 135–141.
- BOURDET, D., WHITTLE, T. M., DOUGLAS, A. A., and PIRARD, Y. M., 1983: A new set of type curves simplifies well test analysis. — *World Oil 1983 (May)*, pp. 95–106.
- GRINGARTEN, A. C., BOURDET, D., FJARE, D. S., and VITURAT, D., 1980: Horner type curve analysis. — *Society of Petroleum Engineers, Paper 8291*.
- HARBORTH, B., and TUNGLI, GY., 1997: Hydrodynamic packer testing in a granite formation (Pakkeres hidrodinamikai tesztelés gránitos összletben). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 123–138.
- KÓKAI, A., 1997: Geological evaluation of the borehole Üveghuta-1 (Az Üveghuta-1 fúrás földtani értékelése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*, pp. 59–75.
- Scientific Software-Intercomp 1994. *Well Test Analysis - Interpret/2 User Manual. Version 1.5A*. — Scientific Software-Intercomp Inc., Denver, 418 p.

AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELY GRÁNITOS ÖSSZLETÉNEK LYUKKÖZI INTERFERENCIÁS KÚTVIZSGÁLATA

GRAHAM J. BRADLEY*, CRISTIAN ENACHESCU**, BARRIE MACDONALD*, MOLNÁR PÉTER ***

*Golder Associates (UK) Ltd., Landmere Lane, Edwalton, Nottingham, NG12 4DG, UK

**Golder Associates (Germany) GmbH., Vorbruch 3, D-29227, Celle, Germany

***Golder Associates (Magyarország) Kft., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) vizsgálatokat folytat az üveghutai telephelyen annak megállapítására, hogy a Mórágyi Komplexum repedezett gránitos képződményei alkalmasak-e kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére. A potenciális befogadó kőzetet a Geresdi-dombság területén lösz és tarkaagyag borítja, melynek vastagsága eléri a 80 m-t. 1997 és 1999 között a telephelyen hat mélyfúrás létesült 300 és 500 m közötti mélységgel. A fúrások mélyítése során egyedi pakkeres kútvizsgálatokat végeztünk, melyek alapján meghatároztuk a képződmények vízvezető képességét és a felszín alatti víz potenciálviszonyait, továbbá víz-mintákat gyűjtöttünk a geokémiai vizsgálatokhoz.

Ebben a tanulmányban az üveghutai telephelyen lefolytatott két lyukközi interferenciás kútvizsgálatról számolunk be, melyekre 1999. május-június során, a hat mélyfúrás kialakítását követően került sor. E vizsgálatok alapján első alkalommal nyílt lehetőség a fúrások közötti hidraulikai kapcsolatok értékelésére. A tanulmányban ismertetjük az interferenciás kútvizsgálat célját és metodikáját, majd bemutatjuk a vizsgálat kivitelezését és az eredményeket.

Az interferenciás kútvizsgálat elsődleges célja a Mórágyi Komplexum felszín alatti vízáramlási rendszerének, hidraulikai kapcsolatainak jellemzése volt. A vizsgálatokat úgy terveztük, hogy a rendelkezésre álló idő alatt minél több kimutatott hidraulikai kapcsolat mentén meghatározhatjuk a nyomásvezető képességet.

A telephely központi helyzetű, Üh-22 jelű fúrásának két szakaszából vizet szivattyúztunk: a felső interferenciateszt során a tszf. 104,57–82,81 m mélységközből 190 órán keresztül átlag 1,4 l/min hozammal, míg az alsó interferenciateszt során a tszf. –86,18 m és –107,82 m közötti szakaszból 215 óra hosszat, 9,2 l/min átlagos hozam mellett. Ezeket az ún. jeladó szakaszokat az átlagosnál nagyobb transzmisszivitásuk alapján választottuk ki. Az öt másik mélyfúrásban (Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5 és Üh-23) mindkét teszt során 25-25 megfigyelési szakaszon észleltük a nyomásváltozást. A jeladó és a megfigyelési szakaszok közötti távolság 85 és 330 m között változott.

A szivattyúzás megkezdése előtt minden megfigyelési szakaszon meghatároztuk a nyugalmi vízszintet, és ezek alapján előzetesen értékeltük a felszín alatti vízáramlási rendszer változékonyságát. Kiértékeltek a két jeladó szakaszon mért nyomásváltozást, meghatároztuk a szakaszok transzmisszivitását és áramlási jellegét. Megvizsgáltuk a megfigyelési szakaszokon tapasztalt nyomásváltozások általános térbeli eloszlását, a kimutatott hidraulikai kapcsolatok mentén pedig kiszámítottuk a nyomásvezető képességet. Tanulmányunkban összefoglaljuk a Mórágyi Komplexum vizsgálatokkal érintett részének vízáramlási rendszeréről a lyukközi interferenciás kútvizsgálatok segítségével szerzett ismereteket.

1. Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) vizsgálatokat folytat az üveghutai telephelyen annak megállapítására, hogy a Mórágyi Komplexum repedezett gránitos képződményei alkalmasak-e kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti elhelyezésére. A MÁFI partnereként a Golder Associates végezte a telephely mélyfúrásainak kúthidraulikai vizsgálatát. Jelen tanulmány a lyukközi interferenciás kútvizsgálatok (egymásrahatás-vizsgálatok) metodikáját, eredményét, ill. az eredmények alapján levonható következtetéseket ismerteti. Magyarországon ez volt az első, repedezett kristályos kőzetben végzett egymásrahatás-vizsgálat. Az interferenciás kútvizsgálatok költségét részben az Európai Unió biztosította egy PHARE-projekt keretében, részben pedig a magyar kedvezményezett, a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht. finanszírozta.

Az üveghutai telephely felderítő jellegű vizsgálata keretében, 1997. november és 1998. február között mélyült az

Üh-2, Üh-3, Üh-4 és Üh-5 fúrás, melyek mélysége 300–382 m. A potenciális befogadó kőzetet a Geresdi-dombság területén lösz és tarkaagyag borítja, mintegy 80 m vastagságban (KÓKAI 1997). A vizsgálatok szerint a fedőképződmények zömmel a telítetlen zónában találhatóak, a talajvízszint pedig a dombok alatt viszonylag nagy mélységben, a mállott gránitban húzódik (BALLA et al. 1997, HARBORTH, TUNGLI 1997). 1998. november és 1999. április között két további fúrás mélyült: az Üh-22 jelű 500,77 m, az Üh-23 pedig 300,48 m-ig hatolt. Mind a hat mélyfúrás egy 300×600 m kiterjedésű területen belül helyezkedik el (1. ábra). A fúrások a gránitban teljes magvételrel mélyültek, és mindegyikben mélyfúrás-geofizikai és egyedi kúthidraulikai vizsgálatok történtek.

Az interferenciás kútvizsgálatok alapján a telephely-jellemzési munkák során első alkalommal nyílt lehetőség az üveghutai mélyfúrások közötti tér vízáramlási rendszerének, hidraulikai kapcsolatainak tanulmányozására. A két, interferenciás vizsgálat során az Üh-22 fúrás egy-egy mély-

Handwritten mark or signature.

ségközéből vizet szivattyúztunk, az Űh-2, Űh-3, Űh-4, Űh-5 és Űh-23 fúrásokban pedig mértük a felszín alatti víz nyomásváltozását. Az interferenciás kútvizsgálat elsődleges feladatai az alábbiak voltak:

- a Mórágai Komplexum repedezett közettömegének általános hidraulikai jellemzése a telephely körzetében;
- a kimutatott hidraulikai kapcsolatok mentén a nyomásvezető képesség meghatározása.

A fő cél tehát annak megállapítása, hogy a vizsgálat lép-tékében a hidraulikailag aktív repedések hogyan kapcsolód-nak össze: számtalan ponton érintkezve összefüggő hálózato-t képeznek, és ezért a közettömeg porózus rendszerként viselkedik, vagy pedig a repedések egymáshoz ritkán kapcsolódó, elkülönült rendszereket és vízvezető zónákat alkotnak. Az interferenciás vizsgálatok eredményeinek figyelembe vételével pontosítható az elvi áramlási modell, csökken-thető a numerikus hidrogeológiai modellezés kiindulási alapját képező alternatívák száma.

2. Metodika

Az üveghutai mélyfúrások alapján interpolációval vagy extrapolációval kijelölt földtani egységek és szerkezeti elemek, illetve a fúrások egyedi kútvizsgálata során meghatá-rozott transzmisszivitásértékek eloszlása csak nehezen korrelálható. Ezért az interferenciás vizsgálatok tervezésekor nem kívántunk semmiféle előzetes feltevéssel élni a fúrások közötti fő vízáramlási pályákkal kapcsolatban, bár a jó vízve-zető képességű fűrőlyukszakaszok helyzetét tekintetbe vettük.

Az interferenciás vizsgálatokhoz biztosított pénzügyi keretek és időtartam figyelembe vételével olyan metodika kialakítására törekedtünk, amely lehetővé teszi az üveghu-tai mélyfúrások közötti hidraulikai kapcsolatok általános jellemzését. Minél több jeladó és megfigyelő szakaszpár kapcsolatát kívántuk vizsgálni oly módon, hogy elsősorban a legjelentősebb, magas nyomásvezető képességgel jellemezhető áramlási pályákat tudjuk kijelölni.

A fenti elveknek megfelelően egyetlen fúrás két jeladó szakaszából végeztünk állandó hozamú víztermelést, mi-közben a környező fúrásokban viszonylag nagyszámú megfigyelési szakaszon egyidejűleg figyeltük az esetleges nyomásváltozásokat. A közel egyforma hosszúságú megfigyelési szakaszok a megfigyelő fúrások teljes gránitos részét lefedték. A megfigyelési szakaszokat nem célirányosan választottuk ki, azaz mind a nagy, mind pedig a kis transzmisszi-vitású lyukszakaszokat bevontuk az észlelésbe. Ügyeltünk azonban arra, hogy a legjobb vízvezető képességű fűrőlyuk-szakaszok és a fő tektonikai szerkezetek mindig egyetlen megfigyelési szakaszon belülre kerüljenek. Ez a fajta elren-dezés lehetővé tette az interferenciás vizsgálatok eredmé-nyének mind sztochasztikus, mind pedig determinisztikus módon történő kiértékelését.

3. A vizsgálatok kivitelezése

Központi helyzete miatt az Űh-22 fúrást választottuk jeladónak (1. ábra). Ez a fúrás több olyan, viszonylag nagy transzmisszivitású szakaszt is harántolt, amelyek alkalmas-nak tűntek a jeladás céljára. A fúrás tervezett 500 m-es talpmélyiségének elérése érdekében a tszf. 103,60–89,39 m és 40,69–(-36,67) m mélységközben nem cementezett technikai beléscsöveget kellett elhelyezni (2. ábra). Az egyik csövezett részt, a tszf. 104,57 és 82,81 m közötti mély-ségközt választottuk ki mint felső jeladó szakaszt. Az egye-di kútvizsgálatok szerint e szakasz transzmisszivitása vi-szonylag magas ($>10^{-7}$ m²/s). Az alsó jeladó szakasz a másik csövezett résznél mélyebben, a tszf. -86,18 és -107,82 m közötti mélységközben helyezkedett el. Ez az intervallum egy szintben van az Űh-2 fúrás alsó szakaszá-val, azonban az összes többi fúrás talpánál mélyebben ta-lálható. Választásunk azért esett mégis erre a mélységközre, mert az egyedi kútvizsgálat során ezen a szakaszon viszony-lag magas, 2×10^{-6} m²/s transzmisszivitásértéket határoz-tunk meg.

A jeladó szakaszokat felfújható pakkerek segítségével különítettük el az Űh-22 fúrás többi részétől. A víztermeléshez szabályozható hozamú csavarmélyszivattyút használtunk, a jeladó szakaszok nyomásváltozását pedig a fel-színen folyamatosan nyomon kísértük.

A megfigyelő fúrásokba többpakkeres eszközrendszereket építettünk be. A pakkerek nyomását közös felfúvó veze-tékkel szabályoztuk. Minden fúrásba két mélységi adatgyű-jtőt telepítettünk: az egyiket a legalsó, a másikat pedig alul-ról a harmadik pakker fölé. Az adatgyűjtőket elektromos kábel kötötte össze a felszínnel; ezen keresztül lehetett ki-nyerni az adatokat és szabályozni az adatrögzítés gyakorisá-gát. Minden adatgyűjtőhöz két vagy három darab nyomás-, ill. nyomás- és hőmérsékletmérő szondát csatoltunk. A szondák az adatgyűjtővel azonos megfigyelési szakaszban helyezkedtek el, de nejlonvezetéken keresztül kapcsolatban álltak az adott szakasz fölött, ill. alatt lévő megfigyelési sa-kasszal. Ily módon minden adatgyűjtő három szomszédos megfigyelési szakasz nyomásváltozását rögzítette.

A rendelkezésre álló 25 db pakkert úgy helyeztük el, hogy a megfigyelési szakaszok lehetőleg azonos hosszúsá-gúak, kb. 35 m-esek legyenek. Törekedtünk arra, hogy az ismert fontosabb szerkezeti elemek és magas transzmisszi-vitású fűrőlyukszakaszok mindig egy megfigyelési szakaszon belülre kerüljenek. Valamivel több megfigyelési szakaszt alakítottunk ki a jeladó szakaszhoz közelebb lévő fúrásban. A felső interferenciateszt során általában a megfigyelő fúrások nyitott lyukszakaszának felső kétharmadát vizsgáltuk, majd a többpakkeres észlelő rendszert mélyebbre építve, az alsó kétharmad részen észleltük az esetleges nyomásválaszt az alsó interferenciateszt idején.

A 2. ábrán mutatjuk be a fúrások szerkezetét, valamint a jeladó és megfigyelő szakaszok elrendezését. A megfigye-lési szakaszok helyzetét és a jeladó szakasztól való távolsá-gukat az 1. táblázatban foglaltuk össze. Az Űh-4 és Űh-5 fúrás mélyítése során egyes omló szakaszokat nem cemen-

1. táblázat

A megfigyelési szakaszok helyzete, és távolságuk a jeladó szakasztól az alsó és felső interferenciateszt során

Megfigyelési szakasz	Üh-2		Üh-3		Üh-4		Üh-5		Üh-23		
	alsó	felső	alsó	felső	alsó	felső	alsó	felső	alsó	felső	
1	teteje (m tszf.)	187,14	116,07	179,07	143,95	203,65	127,17	192,67	122,95	184,43	150,44
	alja (m tszf.)	153,75	82,69	143,18	108,06	165,70	64,14	160,77	72,01	148,59	114,59
	távolsága (m)	114,20	213,81	141,39	255,29	185,21	251,28	281,50	331,92	194,73	292,05
2	teteje (m tszf.)	152,90	81,84	142,33	107,21	164,85	63,30	159,92	71,16	147,74	113,74
	alja (m tszf.)	117,01	45,94	108,05	72,93	127,72	44,06	123,43	42,79	113,47	79,48
	távolsága (m)	94,09	181,76	128,20	224,59	169,68	220,74	273,22	309,93	184,34	264,77
3	teteje (m tszf.)	116,16	45,09	107,20	72,08	126,87	43,21	122,58	41,94	112,62	78,63
	alja (m tszf.)	82,77	11,70	73,92	38,80	64,55	9,42	71,66	14,21	78,76	44,77
	távolsága (m)	84,75	151,24	124,31	196,68	161,68	203,05	269,00	296,64	180,62	240,43
4	teteje (m tszf.)	81,92	10,85	73,07	37,95	63,70	8,57	70,81	13,36	77,91	43,92
	alja (m tszf.)	47,03	-24,03	40,32	5,20	30,87	-20,69	-19,64	-19,64	44,52	10,52
	távolsága (m)	89,46	123,79	129,66	171,77	167,86	185,19	277,47	284,88	183,50	219,20
5	teteje (m tszf.)	46,18	-24,88	39,47	4,35	30,02	-21,54			43,67	9,67
	alja (m tszf.)	11,81	-59,26	-20,41	-20,41	-53,76	-53,76			-23,29	-23,29
	távolsága (m)	106,47	100,83	150,09	152,84	192,79	171,89			198,98	201,87
6	teteje (m tszf.)	10,96	-60,11								
	alja (m tszf.)	-101,79	-101,79								
	távolsága (m)	162,79	86,06								

2. táblázat

Az interferenciás vizsgálatok eseménytörténete

Tevékenység	Dátum	Idő
Felső interferenciateszt		
Többpakkeres észlelőrendszerek beépítése a megfigyelő fúrásokba	1999. május 1-9.	
Jeladó eszkörendszer beépítése az Üh-22 fúrársba	1999. május 10.	10:20
Kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázis	1999. május 10.	17:35
A jeladó szakasz vizsgálata (slugteszt)	1999. május 11.	09:42
A jeladó szakasz lezárása, felkészülés a szivattyúzás megkezdésére	1999. május 12.	07:30
Állandó hozamú víztermelés (1,37 l/min)	1999. május 13.	11:21
A jeladó szakasz lezárása, záró nyomáskiegyenlítődési fázis	1999. május 21.	09:46
A jeladó eszkörendszer kiépítése	1999. május 25.	16:40
Alsó interferenciateszt		
Többpakkeres észlelőrendszerek beépítése a megfigyelő fúrásokba	1999. május 23-30.	
Jeladó eszkörendszer beépítése az Üh-22 fúrársba	1999. május 31.	10:50
Kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázis	1999. május 31.	17:45
A jeladó szakasz vizsgálata (slugteszt)	1999. június 1.	10:14
A jeladó szakasz lezárása, felkészülés a szivattyúzás megkezdésére	1999. június 1.	15:09
Állandó hozamú víztermelés (9,19 l/min)	1999. június 2.	13:45
A jeladó szakasz lezárása, záró nyomáskiegyenlítődési fázis	1999. június 11.	12:54
A jeladó eszkörendszer kiépítése	1999. június 16.	10:31

tezett bélésórákattal kellett megerősíteni. Az Üh-2, Üh-3 és Üh-4 fúrásban az omló szakaszokat tamponcementeléssel biztosították. Az interferenciás vizsgálat megkezdése előtt a cementezett lyukszakaszokat perforálással megnyitottunk.

Az interferenciás vizsgálatok eseményeit a 2. táblázatban összegezzük. A jeladó és megfigyelő fúrások eszkörendszerének beépítését követően a jeladó szakaszokon egy-egy slugtesztet végeztünk a víztermelés optimális hozamának

meghatározása érdekében. A felső jeladó szakaszt 190,4 órán keresztül 1,37 l/min átlagos hozammal szivattyúztuk, majd 101,5 órás nyomáskiegyenlítődési szakasz következett. Az alsó jeladó szakaszból átlag 9,19 l/min hozammal, 215,1 órán keresztül termeltük a vizet, majd 117,6 óra hosszat észleltük a nyomásemelkedést. Ezután a jeladó eszkörszert kiépítettük, de a megfigyelési szakaszok nyomását tovább észleltük egészen 1999. június 28-ig, amikor az Üh-22 fúrásban tovább folytattuk az egyedi kútvizsgálatokat.

4. Nyugalmi vízszintek

A jelen tanulmányban elsősorban a lyukközi interferenciás vizsgálat eredményeit kívánjuk bemutatni. Azonban az alkalmazott többpakkeres észlelőrendszer, a megfigyelési szakaszok viszonylag nagy száma lehetővé tette a fúrások nyugalmi vízszintjének részletes vizsgálatát is. Ezt az információt az interferenciás vizsgálatok eredményének kiértékelése során is felhasználtuk, ezért az alábbiakban röviden ismertetjük a nyugalmi vízszintre vonatkozó adatokat.

A többpakkeres észlelőrendszereket 3–12 nappal a szivattyúzás megkezdése előtt építettük be a megfigyelő fúrásokba. A beépítést megelőzően a fúrás által harántolt, eltérő potenciálszintű szakaszok között átfertődés alakult ki a nyitott fúrólukon keresztül, a beépítés során pedig a pakkeres felfújásakor egyes lyukszakaszokon jelentős túlnyomás lép fel. Mindez megváltoztatja a fúróluk körzetében a nyomásviszonyokat. A beépítést követő kezdeti nyomáskiegyenlítődési fázis alatt a megfigyelési szakaszok zömében a nyomás stabilizálódott. Azonban az interferenciás vizsgálatokra rendelkezésre álló időkeret szorításában nem várhattuk meg, hogy a nyomás minden szakaszon beálljon a nyugalmi értékre. Az 50 megfigyelési szakasz közül 37 esetben a jeladás kezdetét megelőzően a nyomásváltozás elhanyagolható mértékűre csökkent (0–0,5 kPa/d), azaz közel került a nyugalmi értékhez. 9 megfigyelési szakaszon mérsekelt nyomásváltozást mértünk (0,5–1 kPa/d), 4 megfigyelési szakaszon pedig a szivattyúzás kezdetét megelőzően még mindig jelentős volt a nyomásváltozás (>1 kPa/d).

A 3. ábrán a mélység függvényében mutatjuk be a megfigyelési szakaszok nyugalmi vízszintjét. Az interferenciás vizsgálat többpakkeres eszközrendszereivel mért vízszintek jól egyeznek az egyedi kútvizsgálatok során meghatározott nyugalmi vízszintekkel. A 3. ábrán látható potenciálszelvények két szembevető jellegzetessége, hogy az Üh-5 és Üh-23 fúrásokban a függőleges hidraulikus gradiens a mélységgel jelentősen változik, valamint hogy az Üh-2 fúrás teljes hosszában a nyugalmi vízszintek igen alacsonyak.

5. A jeladó szakaszok értékelése

A jeladó szakaszok tranziens nyomásváltozását típusgörbe-illesztéssel értékeltük ki, az olajipari vizsgálatokhoz kifejlesztett Interpret/2 számítógépes program segítségével (Scientific Software-Intercomp 1994). A program számos különleges, a hidrogeológiai gyakorlatban ritkán használt analitikai módszer alkalmazását teszi lehetővé, pl. a vizsgálati fázisok többszörös szuperpozícióját (GRINGARTEN et al. 1980) és a nyomásváltozás deriváltja szerinti típusgörbeillesztést (BOURDET et al. 1983). Az illesztést automatikus nemlineáris regressziós algoritmus segíti. A jeladó szakaszok kiértékelésének eredményét a 3. táblázatban foglaltuk össze.

A kiértékelést a záró nyomáskiegyenlítődési fázis log-log diagnosztikai görbéjének tanulmányozásával kezdtük, amely a nyomásváltozást, ill. annak deriváltját az idő függvényében ábrázolja. A felső jeladó szakasz esetében a log

log diagnosztikai görbe kettős porozitású áramlási modellre jellemző képet mutat. E modell lényege, hogy a vízáramlás döntő mértékben néhány nagyobb repedés mentén zajlik, de a vízmennyiség zöme a „mátrixban” (vagy a „háttér” repedéshálózatban) tározódik. A szivattyúzás kezdetén előbb csak a nagyobb repedések ürülnek le, majd idővel a „mátrix” is bekapcsolódik az áramlásba. Az ómega paraméter (3. táblázat) a repedések tározási tényezőjének arányát mutatja a teljes rendszer tározási tényezőjéhez képest. A meghatározott érték viszonylag alacsony, ami jellemző a természetes repedezetszerű képződményekre. A lambda paraméter értéke a mátrix és a repedések transzmisszivitásának hányadosával arányos.

Az alsó interferenciateszt során a jeladó szakaszon észlelt nyomás, ill. a záró nyomáskiegyenlítődési fázis log-log diagnosztikai görbéje a 4. és 5. ábrán látható. A diagnosztikai görbe legfeltűnőbb jellegzetessége a derivált $1/4$ – $1/2$ meredekségű lineáris emelkedése a középső észlelési időszakban. Ez a kép a nagy transzmisszivitású függőleges repedéses áramlási modellre jellemző. A kiértékelés szerint a repedés transzmisszivitása több mint két nagyságrenddel múlja felül a környező képződmények vízvezető képességét.

6. A nyomásválaszok jellemzése

Az interferenciás vizsgálat során a megfigyelési szakaszokon kisebb nyomásingadozásokat észleltünk, melyeket a kőzetek árapály-deformációja, valamint a légnyomás változása okozott. Példaként a 6. ábrán bemutatjuk az Üh-2 fúrásban az alsó interferenciateszt idején mért nyomásértékeket (potenciálszinteket). A 0,05–0,15 m nagyságrendű, 12 és 24 órás periódusidejű nyomásingadozásokat a kőzetek árapály-deformációja okozza. A Hold és a Nap tömegvonzásának következtében a közettömegben periodikusan húzás és összenyomódás lép fel, ami a kőzetrepedésekben tárolt víz ciklikus nyomásingadozását idézi elő. A 6.

3. táblázat

A jeladó szakaszok kiértékelése

Felső jeladó szakasz:		kettős porozitású áramlási modell	
Vizsgálati szakasz hossza	21,76	m	
Víztermelés hozama	1,4	l/min	
Transzmisszivitás	1×10^{-7}	m^2/s	
Kúthatás	1×10^{-4}	m^3/kPa	
Gáthatás	-4,6	(-)	
Ómega	0,03	(-)	
Lambda	$1,5 \times 10^{-5}$	(-)	
Alsó jeladó szakasz:		függőleges repedéses áramlási modell	
Vizsgálati szakasz hossza	21,64	m	
Víztermelés hozama	9,2	l/min	
Kőzet transzmisszivitása	6×10^{-7}	m^2/s	
Repedés transzmisszivitása	2×10^{-5}	m^2/s	
Kúthatás	1×10^{-7}	m^3/kPa	
Repedés félhossza	136	m	

4. táblázat

A választ mutató megfigyelési szakaszok nyomásemelkedési adatai

Megf. szakasz	Távolság a jeladó szakasztól (m)	Nyomáscsökkenés a szivattyúzás befejezésekor (kPa)	Legnagyobb nyomáscsökkenés		Hatásidő a szivattyúzás megindításától a nyomáscsökkenés kezdetéig (h)
			abszolút (kPa)	a jeladó szakaszhoz képest (%)	
3L1	255,29	49	60	5	22
3L2	224,59	49	60	5	23
3L3	196,68	47	59	5	21
3L4	171,77	36	49	4	32
3L5	152,84	27	45	4	38
4L2	220,74	44	62	5	35
4L3	203,05	52	73	6	22
4L4	185,19	55	74	6	21
4L5	171,89	53	67	6	22

5. táblázat

A választ mutató megfigyelési szakaszok nyomásemelkedési adatai

Megf. szakasz	Távolság a jeladó szakasztól (m)	Maradék nyomáscsökkenés az interferenciás vizsgálat befejezésekor (kPa)	Nyomásemelkedés		Hatásidő a szivattyúzás befejezésétől a nyomásemelkedés kezdetéig (h)
			abszolút (kPa)	a legnagyobb nyomáscsökkenéshez képest (%)	
3L1	255,29	48	12	20	123
3L2	224,59	48	12	20	123
3L3	196,68	48	11	18	121
3L4	171,77	45	4	8	258
3L5	152,84	42	2	5	260
4L2	220,74	47	15	24	118
4L3	203,05	60	13	18	145
4L4	185,19	63	11	15	146
4L5	171,89	50	17	25	123

Az interferenciás vizsgálat befejezési időpontja 1999. június 28. 08:24, amikor az Űh-22 fúrásban folytatódta az egyedi kútvizsgálatok.

ábrán az is látható, hogy a potenciálszinteket a légnyomás változása is befolyásolja (pl. magasabb potenciálszintek június 10-én és alacsonyabb értékek június 22-én). A légnyomás változása az interferenciás vizsgálatok megfigyelési szakaszain legfeljebb 0,25 m potenciálszint-változást idézett elő.

Ha tekintetbe vesszük a természetes eredetű nyomásingadozásokat is, megállapíthatjuk, hogy a felső interferenciateszt során egyetlen megfigyelési szakaszon sem tapasztaltunk olyan nyomásválaszt, amelyet a jeladó szakasz szivattyúzása idézett volna elő. Az alsó interferenciateszt során viszont határozott válaszokat észleltünk az Űh-3 fúrás mind az öt megfigyelési szakaszán, valamint az Űh-4 fúrás alsó négy megfigyelési szakaszán.

A 7. ábra az alsó interferenciateszt során észlelt nyomásválaszok térbeli elrendeződését szemlélteti, DK-i irányból nézve. A választ mutató megfigyelési szakaszok a jeladó szakasznál magasabb helyzetben, attól DK-re és DNy-ra találhatóak. A 4. és 5. táblázat tartalmazza a választ mutató megfigyelési szakaszokon mért nyomáscsökkenési és -emelkedési adatokat. Az Űh-3 fúrás három felső megfigyelési szakaszán valamivel nagyobb nyomáscsökkenést észleltünk, mint a jeladó szakaszhoz közelebb lévő alsó két megfigyelési szakaszon. Azonban ha figyelembe vesszük, hogy a megfigyelési szakaszok többségén egyáltalán nem tapasztaltunk

nyomáscsökkenést, akkor az észlelt válaszok nagysága és jellege tulajdonképpen meglepően hasonló. A választ mutató szakaszokon a nyomáscsökkenés közel azonos mértékű, ugyanakkor a jeladó szakasztól hasonló távolságra lévő többi megfigyelési szakaszon egyáltalán nem tapasztaltunk választ. Mindez meglehetősen heterogén áramlási közeget jelez.

Az Űh-3 fúrásban észlelt nyomásválaszok a 8. ábrán láthatók. Mind az ábra, mind pedig a 4. és 5. táblázat azt mutatja, hogy a szivattyúzás befejezését követően a nyomásemelkedés megindulásáig sokkal több időre volt szükség, mint amennyi a szivattyúzás megkezdése és a nyomáscsökkenés bekövetkezése között eltelt. A nyomásemelkedés üteme minden megfigyelési szakaszon sokkal lassabb volt, mint a kezdeti nyomáscsökkenésé. Az a tény, hogy a nyomáscsökkenés sokkal gyorsabban jelentkezett, mint a nyomásemelkedés, azt jelzi, hogy a választ mutató megfigyelési szakaszok környezete szorosabb kapcsolatban áll a jeladó szakasszal, mint a tágabb közetkörnyezettel. Az ilyen típusú nyomásválasz kettős porozitású áramlási modellel értelmezhető, ahogyan ezt a későbbiekben a válaszok kiértékelése kapcsán bemutatjuk.

A 4. és 5. táblázatból az is kiderül, hogy a legnagyobb és leggyorsabb nyomásválaszokat az Űh-3 fúrás felső három megfigyelési szakaszán észleltük (3L1, 3L2 és 3L3),

amelyek viszonylag távol vannak a jeladó szakasztól, és annál jóval magasabban helyezkednek el. Aránylag nagy és gyors választ tapasztaltunk az Ūh-4 fúrás középső megfigyelési szakaszain is (4L3 és 4L4), de ezeken a szakaszokon a nyomásemelkedés később kezdődött és lassabb volt, mint a szomszédos 4L2 és 4L5 szakaszokon.

A nyomásválaszok eloszlása meglehetősen heterogén felszín alatti áramlási rendszert jelez, és erősen különbözik attól a képtől, amelyet porózus közeg esetében várhatnánk. A megfigyelési szakaszok szinte mindegyike az alsó jeladó szakasznál magasabban helyezkedik el, ezért nehéz megítélni, hogy a rendszer anizotrópiája milyen mértékű. A repedések fokozott függőleges irányú összekapcsolódottságát jelzi, hogy a legnagyobb és leggyorsabb nyomásválaszokat nem a jeladó szakaszhoz közeli szintekben észleltük, hanem jóval föllette. Mindenesetre a tapasztalt nyomásválaszok jellege alapján feltételezhető anizotrópia kevésbé jelentős, mint a válaszok általános térbeli elrendeződése alapján megállapítható heterogenitás.

A választ mutató megfigyelési szakaszok helyzete, ill. az egyedi kútvizsgálatok során meghatározott transzmisszivitás értékek összevetése alapján megállapítható, hogy valamivel nagyobb számban kaptunk választ a fúrások magasabb transzmisszivitású szakaszain. Ez az összefüggés azonban meglehetősen bonyolult: észleltünk válaszokat a jeladó szakasztól távolabbi, kis transzmisszivitással jellemezhető megfigyelési szakaszokon is, ugyanakkor nem tapasztaltunk számottevő nyomásválaszt néhány egészen közeli, jó vízvezető képességű intervallumban. A válaszok térbeli eloszlásnak jellegét tehát nem annyira a megfigyelési szakaszok szűkebb környezetének transzmisszivitása határozza meg, hanem a jeladó és megfigyelő szakaszok közötti útvonal átlagos hidrodinamikai tulajdonságai befolyásolják.

Az alsó interferenciateszt során észlelt válaszok eloszlása nem kapcsolható a korábban megismert vagy feltételezett töréses szerkezetekhez. Megállapítottuk, hogy a telephely jellemzésének jelenlegi stádiumában nem áll rendelkezésünkre olyan térbeli tektonikai modell, amelynek alapján a telephely determinisztikus hidrogeológiai áramlási modellje megszerkeszthető lenne.

7. A nyomásválaszok kiértékelése

Az interferenciás vizsgálatok során észlelt nyomásválaszok szabálytalan térbeli eloszlása a fúrások közötti bonyolult hidraulikai kapcsolatokkal magyarázható. Nem tudjuk, hogy a jeladó szakaszból termelt vízhozam mekkora hányada idézte elő az adott megfigyelési szakaszon a nyomáscsökkenést. Ezért a kimutatott hidraulikai kapcsolat mentén a transzmisszivitás és a tárolási tényező elkülönített meghatározása nem lehetséges, csupán hányadosuk, a nyomásvezető képesség adható meg. A nyomásvezető képesség kiszámításakor a jeladó és megfigyelési szakasz középpontja közötti térbeli egyenes távolságot vettük figyelembe. A valóságban az áramlási pályák jóval bonyolultabbak, kacs-

karingósak is lehetnek, emiatt a jel által megtett út hosszát esetleg alulbecsüljük.

A felső interferenciateszt során egyetlen megfigyelési szakaszon sem észleltünk választ. Feltételezhető, hogy a teszt hatótávolsága kisebb volt, mint a jeladó szakasz és a hozzá legközelebb eső megfigyelési szakasz távolsága. A mérések időtartama (vagyis a lehetséges legkisebb hatásidő), ill. a jeladó szakasz és a megfigyelő fúrások közötti legrövidebb távolság alapján megbecsülhető a nyomásvezető képesség lehetséges legnagyobb értéke. Ezzel a módszerrel a nyomásvezető képesség maximális értéke $0,003 \text{ m}^2/\text{s}$ -nak adódott az Ūh-2 fúrás esetében, és $0,04 \text{ m}^2/\text{s}$ -nak az Ūh-5 fúrás esetében.

Az alsó interferenciateszt választ mutató szakaszainak nyomásadatait – a jeladó szakaszok kiértékelésénél is alkalmazott – Interpret/2 szoftver segítségével dolgoztuk fel. A kiértékelés során a jeladó és a megfigyelő szakasz középpontja közötti térbeli egyenes távolsággal számoltunk (6. táblázat).

6. táblázat

A nyomásválaszok kiértékelésének eredménye

Megfigyelési szakasz	Nyomásvezető képesség (m^2/s)	Ómega (–)	Lambda (–)
3L1	0,021	0,35	$2,2 \times 10^{-6}$
3L2	0,016	0,32	$3,1 \times 10^{-6}$
3L3	0,012	0,30	$4,2 \times 10^{-6}$
3L4	0,006	0,20	$6,4 \times 10^{-6}$
3L5	0,004	0,22	$9,1 \times 10^{-6}$
4L2	0,017	0,46	$6,1 \times 10^{-6}$
4L3	0,013	0,31	$7,2 \times 10^{-6}$
4L4	0,010	0,32	$5,3 \times 10^{-6}$
4L5	0,011	0,40	$6,6 \times 10^{-6}$

A 9. ábrán a 3L1 megfigyelési szakaszon észlelt nyomáscsökkenés log-log diagnosztikai görbét mutatjuk be, amelyen a nyomásváltozás és annak deriváltja alapján, típusgörbe-illesztéssel határoztuk meg a hidrodinamikai paramétereket. A 10. ábrán a teljes nyomásválasz szimulációja látható. A nyomáscsökkenési fázis adatait a legegyszerűbb homogén radiális áramlási modell alkalmazásával megfelelően tudtuk illeszteni, azonban a nyomásemelkedési fázis adataira való illeszkedést ezzel a modellel nem tudtuk elérni. Ezért kettős porozitású áramlási modellt alkalmaztunk, amellyel mind a nyomáscsökkenési, mind pedig a nyomásemelkedési fázis esetében kielégítő illeszkedést sikerült elérni. A nyomásválaszok kiértékelésének eredményét az 6. táblázatban foglaljuk össze.

8. Következtetések

A Mórággyi Komplexum felszín alatti vízáramlási rendszerével kapcsolatos legfontosabb következtetéseinket a 11. ábrán foglaltuk össze.

Mind a felső, mind az alsó jeladó szakasz nyomásváltozása repedések menti áramlást jelez, akár a kettős porozitá-

sú, akár a függőleges repedéses áramlási modellt tekintjük. Az áramlási rendszer legjobb vízvezető képességű szakaszai tehát – úgy tűnik – egyes fő vízvezető szerkezetekhez kapcsolódnak.

A korábbi egyedi kútvizsgálatok kimutatták, hogy az áramlási rendszer néhány méteres léptékben vizsgálva meglehetősen heterogén jelleget mutat. Az interferenciás vizsgálatok során mért nyugalmi vízszintek és nyomásválaszok térbeli eloszlásából ítélve az áramlási rendszer heterogenitása még néhány száz méteres léptékben is igen jelentős. Valószínűsíthető, hogy a felszín alatti vízáramlás egy hierarchikus szerveződésű repedésrendszer mentén történik.

Számottevő nyomásválaszokat csak az alsó interferenciateszt során, az Üh-3 és Üh-4 fúrásokban tapasztaltunk, a jeladó fúrástól DNY-ra és DK-re. A választ mutató szakaszok nyugalmi vízszintje hasonló, és a függőleges nyomásgradiens kicsi. A jeladó fúrástól É-ra és D-re nem észleltünk válaszokat; ezekben a megfigyelő fúrásokban igen eltérő nyugalmi vízszinteket vagy nagy függőleges nyomásgradienst mutattunk ki. Feltételezzük, hogy a telephely központi, K-Ny-i irányú részét fokozott hidraulikai kapcsolatok jellemzik. A repedezett képződmények hidrogeológiai jellemzéséhez gyakran használják a „konnektivitás” (*connectivity*) fogalmát. Ez a fogalom a hidraulikai kapcsolatok intenzitását írja le, és együttesen jellemzi a repedésrendszerek geometriáját és vízvezető képességét. A nagyobb konnektivitás a repedések gyakoribb kereszteződését és/vagy a repedések nagyobb transzmisszivitását jelenti.

Az alsó interferenciateszt nyomásválaszainak egyik fő jellegzetessége, hogy a kezdeti nyomáscsökkenéshez képest a nyomásemelkedés igen lassú volt. Ez a jelenség ritka, nagy transzmisszivitású, fő vízvezető szerkezetekhez kapcsolódó, kisebb vezető képességű, de kiterjedt repedés-hálózattal magyarázható. A ritka, nagy transzmisszivitású, kis tároló képességű fő vízvezető szerkezetek leürülését követően a nyomásemelkedés ütemét a kisebb transzmisszivitású, de nagyobb tároló képességű, kiterjedt „háttér” repedés-hálózat vízáradó képessége szabja meg.

Az alsó interferenciateszt másik fontos jellegzetessége,

hogy a választ mutató megfigyelési szakaszokon a nyomásváltozás meglepően hasonló módon ment végbe. Feltételezhető, hogy a felszín alatti vízáramlási rendszer hidraulikai kapcsolatban álló részei a vizsgált térrészen belül hasonló hidrodinamikai paraméterekkel jellemezhetők.

Az Üh-23 és Üh-5 fúrások alsó és felső szakaszának igen eltérő függőleges nyomásgradiense, valamint az Üh-4 fúrás felső szakaszán a nyomásválasz hiánya kis vízszintes kiterjedésű, de erősen különböző transzmisszivitású szerkezetek létevel magyarázható. Ez a következtetés kizárólag a hidraulikai vizsgálatok eredményén alapszik, ezért további megerősítést igényel.

Az Üh-22 fúrástól É-i és D-i irányban lévő fúrások nyugalmi vízszintjei és nyomásgradiensei eltérőek, ugyanakkor az Üh-3 és Üh-4 fúrásban mért nyugalmi vízszintek és nyomásválaszok hasonlóak. Ebből arra következtethetünk, hogy a kutatási terület középső, K-Ny csapásirányú része fokozott hidraulikai kapcsolatokkal rendelkezik, azaz konnektivitása nagyobb az átlagosnál.

A korábbi vizsgálatok alapján feltételezett földtani szerkezetek és az interferenciás vizsgálatok nyomásválaszainak térbeli eloszlása között nem sikerült egyértelmű kapcsolatot kimutatni. A válaszok nagysága és elrendeződése az egyedi kútvizsgálatok alapján meghatározott transzmisszivitásértékekkel sem mutatott közvetlen összefüggést.

Az alsó interferenciateszt nyomásválaszainak kiértékelése alapján a nyomásvezető képesség 0,02 és 0,004 m²/s között változik. A nyomásvezető képesség legnagyobb és legkisebb értéke az Üh-3 fúrás legfelső, ill. legalsó megfigyelési szakasza és a jeladó szakasz közötti áramlási pályát jellemzi. A jeladó szakasztól az Üh-4 fúrás megfigyelési szakaszaihoz vezető áramlási pályák mentén a nyomásvezető képesség 0,017–0,011 m²/s.

Az üveghutai mélyfúrásokban végzett lyukközi interferenciás kútvizsgálat jelentős mértékben pontosította a Mórágyi Komplexum felszín alatti vízáramlási rendszeréről alkotott képünket, és megfelelő minőségű adatokat szolgáltatott a képződmények nyomásvezető képességének meghatározásához.

NEOTECTONIC FEATURES OF THE ÜVEGHUTA AREA

GÉZA CHIKÁN

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

Keywords: aerial photography, boreholes, loess, neotectonics, seismic profiles, tectonic elements

Tectonic stability of the candidate site is of crucial importance concerning the disposal of radioactive waste. Structural and neotectonic data available from the surroundings of Üveghuta show that in spite of the constant rise of the area there are not any tectonic risks in the selected site. This is due to the fact that the faults inducing the latest measurable displacements are more than 27,000 year old, and they are more than 5 km away from the site.

1. Introduction

The structural setting of any selected disposal site is of the utmost significance with regard to the safe disposal of radioactive waste. In addition to influencing the engineering parameters of the repository, the structural features of the enclosing rock body define hydrogeological conductivity and subsurface water-flow patterns as well. Examining structural data of the overlying beds allows us to assess the magnitude, direction and even the age of structural effects resulting from deformation. Studies on the structure of granite – the enclosing rock – supported by field surveys and deep borehole data (ZILÁHI-SEBESS *et al.* 2000, DUDKO 2000, MAROS and PALOTÁS 2000a, b) provide a detailed account of the knowledge gained on structural phenomena in the basement. The description of stratigraphic features (KOLOSZÁR *et al.* 2000) and history of evolution (MARSÍ 2000) of the overlying beds serve as a reliable basis for determining the significance of structural phenomena taking place in them.

One of the most important factors of the safety of the repository is the tectonic stability of the area. It can be declared safe if during the lifetime of the repository – as defined by the 62/1997 IKIM decree (Ministry for Industry, Trade and Tourism), for 600 years – the area is not affected by structural events that would significantly change the mechanical state of the rocks, groundwater-flow patterns and stability interpreted or assumed in the course of surveying, safety analysis, repository planning and construction. Due to the absence of methods that would enable us to predict future phenomena we are restricted to estimating processes and events to be expected in the near future with a certain probability based upon the character, chronological order, frequency and magnitude of past events. Owing to the geological setting of the area, exami-

nation of the events taking place in the recent past gives clues to predict processes expected in the near future. Traces of these events can be revealed in the stratigraphic order, paleogeographic and facies settings of young (Tertiary and Quaternary) formations as well as in the morphology of the area. Their analysis together with the examination of recent tectonic – neotectonic – processes determines whether the given area can be regarded safe. This paper is devoted first of all to the structural analysis of Quaternary formations. Tectonic features in older deposits will be dealt with only to the extent necessary for understanding recent processes.

2. Summary of previous neotectonic studies

Neotectonic studies have long traditions in the geological surveying of Southern Transdanubia. The common feature of almost each of them is that they are based mostly on morphological phenomena and information interpreted from boreholes and compiled geological profiles; precise data born by field measurements and observation are extremely rare, while actively observed young displacements are even fewer.

GERNER (1993) summarised and systematised the results of neotectonic studies in Southern Transdanubia looking back to around the last eight decades. Analysing the work of previous authors, he concluded that publications concerning this subject in the Hungarian geological literature could be associated with one of three different neotectonic models.

One of them characterises the young tectonics of the area essentially by normal faults, vertical displacements and block-type tilting. This model puts the formation of N–S and further eastward NW–SE striking so-called cross

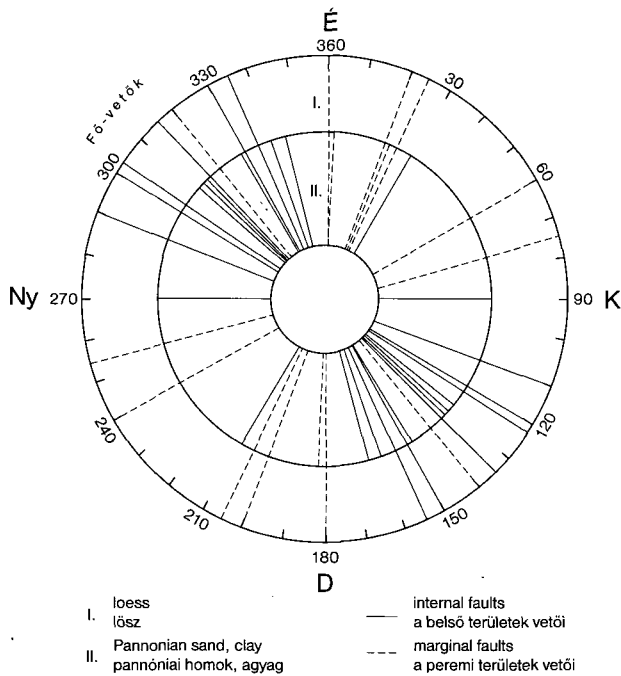


Figure 1. Lines of strike from faults in the Szekszárd Hills according to ÁDÁM (1964)

1. ábra. A Szekszárdi-dombvidék vetődéseinek csapásirányai ÁDÁM (1964) szerint

valleys to the Lower Pleistocene, whereas the longitudinal valleys parallel with the line of Lake Balaton to the Upper Pleistocene. This model is represented in our area by the work of (ÁDÁM 1964). He attributes an important role to longitudinal faults parallel with the Sub-Mecsek (Mecsekalja) Line in the young evolutionary history of the Szekszárd

Hills. Additionally, he concluded that E-W or N-S and NNE-SSW faults strike at different angles to the longitudinal lines (Figure 1). According to ÁDÁM (1964), lines of fault strikes in the Szekszárd Hills have further dismembered these blocks of Pleistocene formations. According to the displacements of "loam bands" he assumes that the youngest red clay horizon has not been affected by these faults.

According to the second model folding played a leading role in the structural evolution of young formations. The followers of this model, elaborated basically by PÁVAI VAJNA (1917, 1926), stress that these young structural movements are reflected in folds, anticlines and domes interpreted essentially by several thousand dip data measured in Southern Transdanubia. It is assumed that the folds were created through the pressure resulting from the subsidence of mountains and suggest that these movements lasted from Middle Miocene till today. A similar picture to this model is reported by MOLDAVY (1964). He presents his theory concerning the structural evolution in more detail in the explanatory text of the Pécs 1:200,000 sheet (FORGÓ *et al.* 1966). In Figure 30 of this work he illustrates structural elevations surrounding the Mecsek Range (Figure 2). He concludes that the related movements were significant essentially during Middle and Late Pleistocene, but they were reactivated at the end of the Würm or even later.

The third model assumes that the structural geological setting of Southern Transdanubia formed as a result of a SE-NW striking horizontal stress. This stress is recognised as the force behind the uplift of ranges (in our case the Mecsek Range) and its imbrication to both North and South on the sediments of their foreland. Simultaneously with the imbrication compression in the basement resulted in the thrusting out of asymmetric wedges along flat thrust-

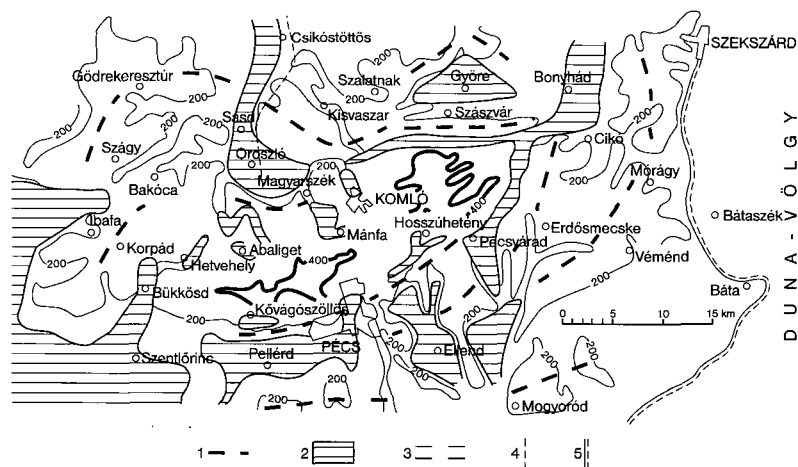


Figure 2. Quaternary movements according to the morpho-tectonic study of the periphery of the Mecsek Range by MOLDAVY L. (FORGÓ *et al.* 1966)

1 - axis of structural elevations, 2 - depressions, 3 - contour lines, 4 - line of drilling profile, 5 - boundary of Danube-valley

2. ábra. Negyedkori mozgások a Mecsek peremeinek morfotektonikai vizsgálatá alapján MOLDAVY L. szerint (FORGÓ *et al.* 1966)

1 - szerkezeti domborulatok tengelye, 2 - süllyedékek, 3 - szintvonalak, 4 - fúrési szelvény vonala, 5 - a Duna-völgy határa

ing planes and lateral slips. The manifestations of these phenomena in the Mecsek Range and Southeastern Transdanubia were analysed in detail by WEIN (1967). NÉMEDI VARGA (1983) dealt also with their several implications.

Of the three structural models presented, the first one basically emphasises the role of faults and is in agreement with morphological patterns, but lacks decisive proof concerning the tectonic features of valleys. The second one working essentially with folded structures is the less accepted; its opponents stress that most structures described as folds are usually domes or structures brought about by the vertical movement of the basement. The most accepted model borrows some of the elements of the previous ones; at the same time, some of the phenomena explained by compression can be regarded also as the consequence of some other effects.

In summary, it can be concluded that though several different ideas were put forward concerning the mechanism of structural processes shaping the present geological and morphological patterns, the age of the specific processes is less uncertain. On the contrary, only a few data are available in previous works that could characterise the movements taking place in the youngest evolutionary history of the area. The majority of authors were satisfied with the term "young movements" or "post-Pannonian" chronological classification; it is however insufficient for determining recent movements.

3. Neotectonic studies in the 80s and 90s

Though geological mapping campaigns in the area during the last two decades determined the structural picture we are still far from being certain in making judgements on the importance of Quaternary structural movements.

The question concerning the recent stability of the area was first seriously brought up in association with the geological exploration of the radioactive waste repository near Ófalu. The final report (JUHÁSZ 1989) did not take a clear stand with regards to the young tectonics of the granite terrain near Mórág. Therefore the completed work was seriously criticised. At the same time the Geological Institute of Hungary undertook a study using complex methods based on both remote sensing and field investigation (SÍKHEGYI *et al.* 1988). On one hand it concerned the tectonic interpretation of lineaments through remote sensing, on the other it involved the analysis of joints occurring in Pleistocene formations. On the basis of the structural evaluation of space and aerial images, and the processing of measurements from a high number of structural elements (fault, overthrust, dome axis, joint), the authors arrived at the following conclusions concerning the young structural evolution of the Mórág Hills: "The main fault structure determining the recent morphology of the hill formed in the Roman phase (<1.8 million years). Its main part was brought about by the reactivation of previously created structural elements. Faults prevail in this structure with dis-

placements of several tens, occasionally 100-200 metres. NNW-SSE is the predominant direction, with sporadically occurring ones at right angle. Even Pleistocene loess was affected by the youngest structural movements in the area, the age of the movements is thus less than 100,000 years. Structural lines still active in Pleistocene are mostly the result of the rejuvenation of older faults, strike-slip faults can also be observed in some places (southern termination of Goldgrund Valley)."

Of the measured joints, 45 were recorded in Pleistocene formations (loess). *Figure 3* summarises them, clearly indicating the absence of explicit rise in data density in Pleistocene; joint directions are dispersed in a wide range. Nearly horizontal traces of movement could be observed on the only fault plane bearing traces of displacement as well. Their tectonic origin is, however uncertain. Though one part of the measured structural directions is in agreement with the results of previous studies in the area (ÁDÁM 1964), the latter suffer from the serious disadvantage of treating loess as one uniform body. It makes the chronostratigraphic assignment of these joints and displacements impossible according to the finer classification, preventing us also from determining whether there is a sort of rise in data density in some of the loess bodies of different ages.

The Ófalu-4 geological key borehole situated in the site of the Ófalu radioactive waste repository was drilled in the

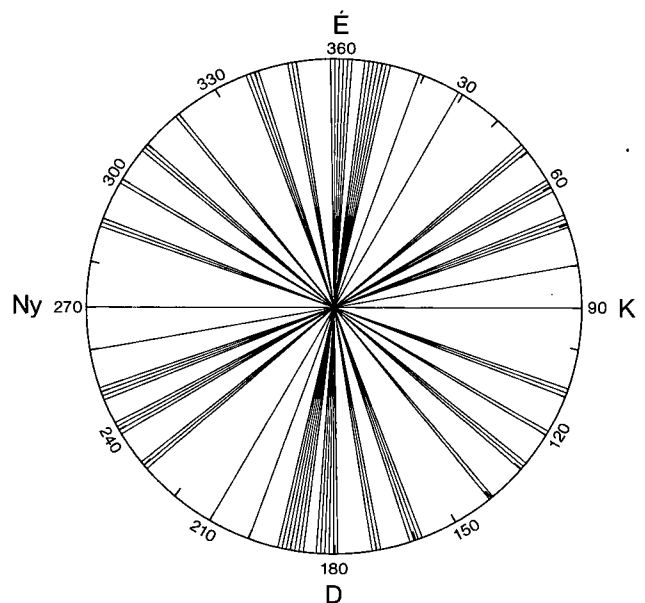


Figure 3. Distribution of joints according to dip direction in Pleistocene formations (SÍKHEGYI *et al.* 1988, Figure 45)

Length of lines in different directions is proportional to the number of joints measured

3. ábra. Litoklázisok dőlésirány szerinti megoszlása a pleisztocén képződményekben (SÍKHEGYI *et al.* 1988, 45. ábra)

Az egyes irányokba mutató vonalak hossza a mért litoklázisok darabszámával arányos

same period. Its detailed analysis was performed by the Geological Institute of Hungary (CHIKÁN *et al.* 1989). Several joints of various dip angles, and bearing mostly vertical slip striae were recorded in the formations of the borehole assigned to Lower Pleistocene (in 1998 arranged into Tengelic Formation). At the same time, similar planes were totally absent in the loess sequence formed during Late Pleistocene. Comparison with data of quite a number of soil-mechanical and hydrogeological observation wells completed during preliminary works of the radioactive waste repository (CHIKÁN 1989) allowed us to draw the following conclusions: some of the few structural data recorded in the latter wells can be correlated with data of the key borehole. It enabled us to suggest the presence of a N-S striking structural line extending all over the study area, but not affecting the younger loess formations. West of this structural line there is a substantial change in the thickness of the loess sequence. Our examination of loess formations during recent years (KOLOSZÁR *et al.* 2000) resulted in modifying stratigraphic classes in the area. Accordingly, formations still affected by structural movements and their overlying beds have been assigned to the Tengelic Formation and the lower part of the Old Loess Series, respectively. Since traces of structural movements have not been observed in the latter at all, we concluded that these structural movements prior to 0.7 million years ago.

Attention turned again to the area during the 90s due to the exploration for a site for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste (BALLA *et al.* 1998). Apart from geological mapping and drilling boreholes, the study included detailed examinations aimed at determining the history of geological evolution, structural setting and recent processes of the area. The 27 wells drilled in the Üveghuta and Mórágý regions penetrated sedimentary overlying beds younger than Upper Pannonian with a total thickness of 754.6 m. Phenomena of structural origin (fault, slipping plane, joint) were totally absent in this considerably thick sedimentary series incorporating all stratigraphic levels of Pleistocene formations. Though it is true that drilling data is of point-type character, and based on the experience of previous field surveys, the chances of hitting one of the mostly steep, to vertical, Quaternary fault planes is very low. However it is noteworthy that we did not succeed in penetrating at least one such plane in the whole Ófalu survey area; if such structural elements exist, then we should have intersected them in at least one of the boreholes.

Simultaneously with the drilling campaign we also carried out the geological interpretation of coloured aerial images taken from one part of the area (SÍKHEGYI 1998). These pictures were taken from the surroundings of Bátaapáti and Mórágý; the Ófalu Site was not included. The interpretation of aerial images contributed largely to the separation of Pleistocene and Holocene geological formations occurring in the area, as well as to the determination of genetic features of Quaternary sediments, and to examining the effects of processes of recent surface evolution. Among these effects slope-related movements are the

most prominent. Areas characterised by denudation and accumulation can clearly be distinguished. Interpretation of aerial images did not indicate any traces of tectonic effects.

Analysis of drilling profiles and geological profiles completed on the basis of compiled geological maps (MARSI 2000) show in many cases that considerable structural movements took place in the area during Pleistocene prior to the deposition of the Young Loess Series (Figure 4).

The exploration of both the waste repository near Ófalu and the Üveghuta site considered the proximity of the Sub-Mecsek Line as a factor that could undermine the safety of the repository. This line separates the Mesozoic block of the Mecsek Range and the granitoids. The majority of authors dealing with the tectonic and structural setting of Southeastern Transdanubia agree, namely that the Sub-Mecsek Line is a significant, old structural zone reactivated frequently during the geological past. Its most recent reactivation is assumed to have taken place after Late Pannonian (latest Miocene), for Pannonian formations in

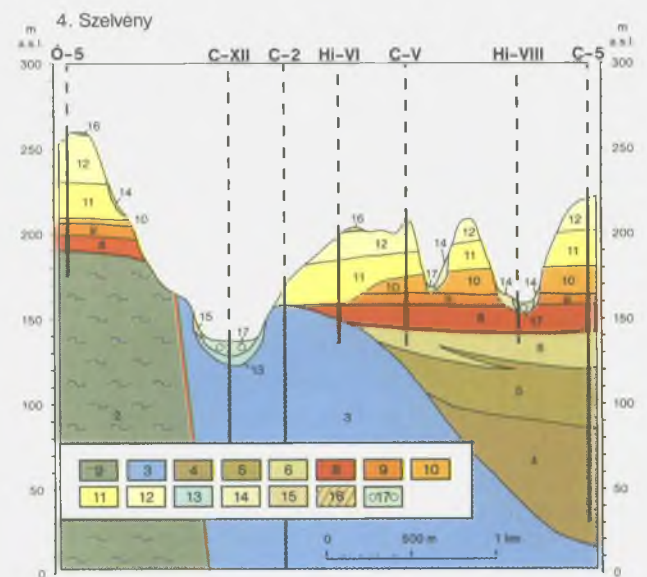


Figure 4. Geological section east of Ófalu between drillings Ófalu-5 and Cikó-5 (compiled by MARSI 1999)

2 – Ófalu Phyllite Formation, 3 – Vasas Marl Formation, 4 – Budafai Formation, 5 – Kálla Gravel Formation, 6 – Somló Formation, 8 – Tengelic Red Clay Formation, 9 – Old loess series, lower sequence, 10 – Old loess series, upper sequence, 11 – Young loess series, lower sequence, 12 – Young loess series, upper sequence, 13 – fluvial terrace deposits, 14 – Upper Pleistocene–Holocene slide-affected deposits, 15 – Upper Pleistocene–Holocene slope deposits, 16 – Upper Pleistocene–Holocene eluvial–deluvial deposits, 17 – fluvial floodplain deposits

4. ábra. Földtani szelvény Ófalutól K-re, az Ófalu-5 és Cikó-5 fúrások között (szerkesztette MARSI 1999)

2 – Ófalui Fillit Formáció, 3 – Vasasi Márga Formáció, 4 – Budafai Formáció, 5 – Kállai Kavics Formáció, 6 – Somlói Formáció, 8 – Tengelici Vörösgyag Formáció, 9 – Idős lözssorozat, alsó összlet, 10 – Idős lözssorozat, felső összlet, 11 – Fiatal lözssorozat, alsó összlet, 12 – Fiatal lözssorozat, felső összlet, 13 – folyóvízi terasz képződmények, 14 – felsőpleisztocén–holocén csuszamlásos képződmények, 15 – felsőpleisztocén–holocén lejtőüledék, 16 – felsőpleisztocén–holocén eluviális–deluviális üledék, 17 – folyóvízi ártéri képződmények

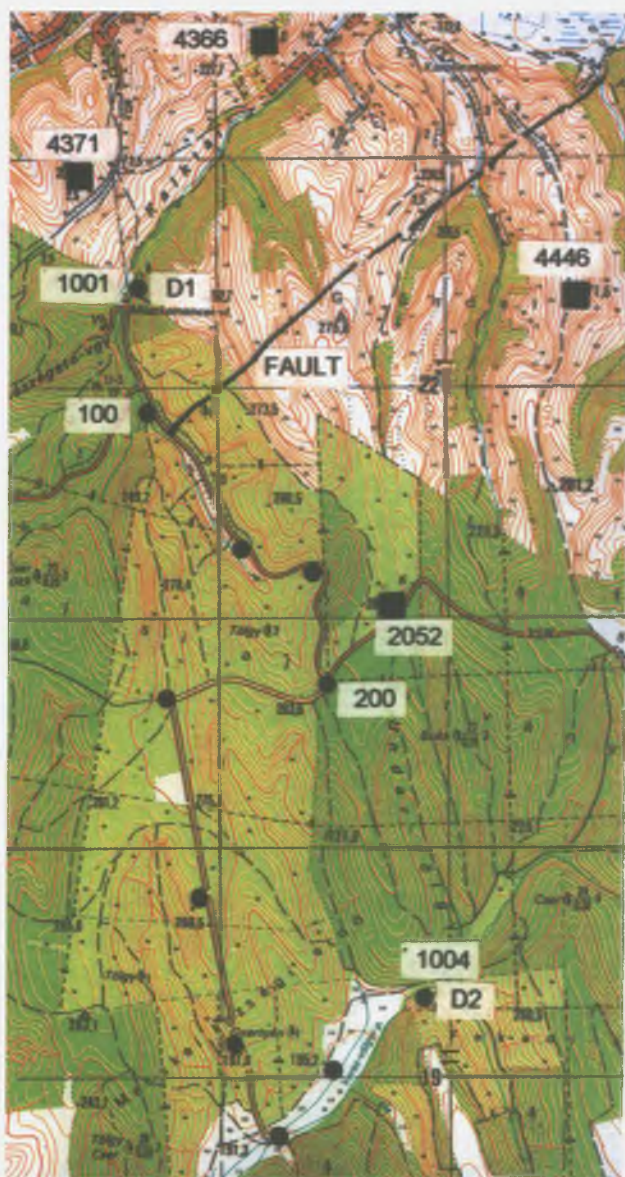


Figure 5. Profile based on the observation of movements along the Sub-Mecsek Line (after MENTES 1999)

■ = GPS pillars; ● = nivelling points

5. ábra. A Mecsekalja-vonal menti mozgások észlelésére kijelölt szelvény (MENTES 1999 nyomán)

■ = GPS pillérek; ● = szintezési pontok

the city Pécs also took part in the movements along the fault (HÁMOR 1970, KLEB 1973). Mapping data show clearly, however, the progressive change in the character of Sub-Mecsek Zone eastward; east of Ófalu it is already overlain by Pannonian formations. This feature suggests that any young, post-Pannonian activity of Sub-Mecsek Zone is highly unlikely, but to be sure we set up a constant monitoring of recent movements along the zone. This work has been carried out by the Geodesic and Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences since 1997 by continuous geodesic recordings along a pro-

file crossing Sub-Mecsek Line at right angles (MENTES 1999); the measurements during the last three years did not indicate any notable movements along this line (Figure 5).

On the basis of special seismic profiling on the river Danube, HORVÁTH and colleagues (1997) carried out an analysis aimed at examining tectonic risks with regard to the designed radioactive waste repository. They review previous work on the tectonics of the hills in detail, and supported by their own observations seek for evidence of active movements in the Quaternary. Seismic measurements on the Danube aimed to determine the age of structural elements on seismic profiles, and where the prolongation of the Sub-Mecsek Zone actually cuts the Danube.

The approximately 30 km of seismic measurements is of great importance, and can be regarded as an invaluable data set concerning the tectonic structure of the region. The reported profiles indicate a great number of mostly pre-Pannonian structural elements in the basement of the Danube section. There are only three structural elements along the total length of the profiles causing displacements in Pannonian formations, *i.e.* they are post-Pannonian. The most intriguing of them is the section between 7700 and 8050 CDP of the profile Duna-XII/96 (Figure 6). A “flower” structure can be identified there. Its southernmost branch causes a displacement even on the base of the Quaternary formations. This structure is considered by the authors as the eastward prolongation of Sub-Mecsek Zone. Examination of the other profiles proved that it was the only structure of significance in the reach of Danube between Paks and Baja. It has to be noted however, that from the west, neotectonic features can only be observed up to the village of Erdősmecske along the section of Sub-Mecsek Zone traceable on the surface. Geological mapping data indicate that from that site eastward it is already covered by Pannonian formations (HETÉNYI *et al.* 1982). East of the outcrops of crystalline basement the Danube profile represents the only data where Tertiary formations are involved in structural movements. This considerable distance of 20-25 km raises doubts as to whether the two structures are indeed the same. The hypothesis that the same structural element acts as a normal fault in Quaternary and overthrust in Cainozoic formations, which must be explained by its reactivation. In addition the structural elements illustrated on the profile are represented on the map annex including the profiles as having opposite vergence. There is no doubt that post-Pannonian can be suggested for the age of the structure, but the effect of the southernmost fault on the Quaternary base is not evident. Determination of its geological age is further complicated by the fact that the age of the lowermost Quaternary is unknown. Hence, concerning tectonic activity in the area we can conclude that movements younger than 6 million years occurred, but it is uncertain whether they were still active less than 2.4 million years ago, *i.e.* later than the beginning of Pleistocene.

Neotectonic studies and publications summarised above include quite a number of data and information con-

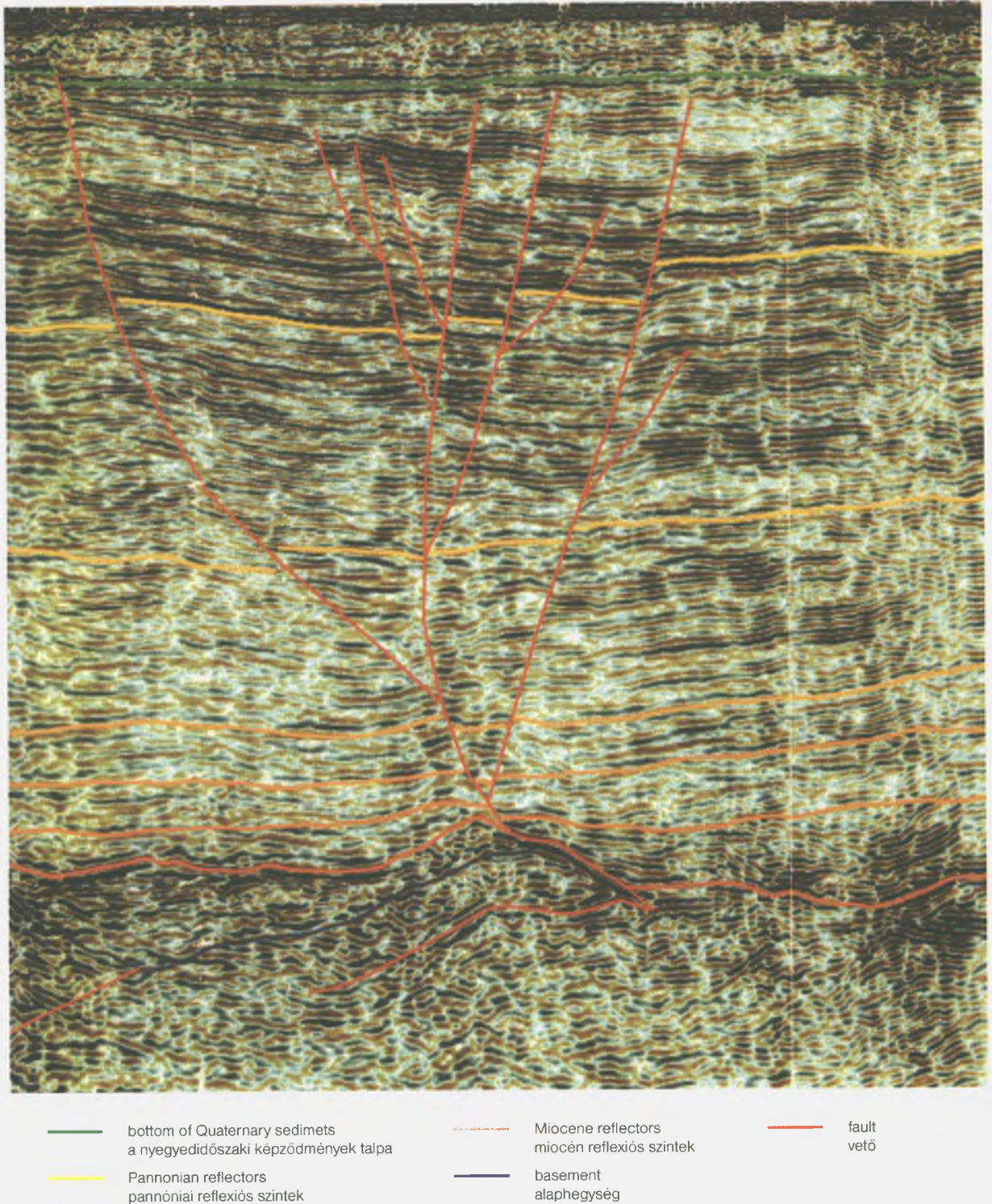


Figure 6. A detail of the Duna-XII/96 interpreted migrated time profile (after HORVÁTH *et al.* 1997)

6. ábra. A Duna-XII/96 értelmezett migrált időszelvény részlete (HORVÁTH *et al.* 1997 nyomán)

firming tectonic activity of the area during the Quaternary. The most direct tectonic evidence is the faults and joints reported by SÍKHEGYI *et al.* (1988) and CHIKÁN (1989). The structural line displacing Quaternary formations revealed through the interpretation of seismic recordings near the

Danube can be regarded as a similar, direct, though more uncertain indication (HORVÁTH *et al.* 1997). Variations in the thickness of Quaternary formations found in the surroundings of Borehole Ófalu-4 (CHIKÁN 1989), together with considerable differences in lithostratigraphic features

and position observed in geological sections (MARSÍ 2000) indirectly suggest Quaternary movements in the area. Quite a number of indications provided by geomorphological survey also infer Quaternary activity: streams incised in their own terraces, receding valleys and intense transport of material along slopes all indicate continuous uplifting of the area during Quaternary. This rise is, however, of different magnitudes: some areas rise more, others less intensely. The margin of blocks moving with different intensity is controlled with high probability by structural lines formed prior to the Quaternary period. Unlike stormy events, they are reactivated gently and smoothly. Specific blocks are being displaced along each other.

4. The age of Quaternary tectonic phenomena

Tectonic stability of the area is defined by the degree of activity of actual structural phenomena. Examination of concrete data concerning the age of movements portrays a reassuring situation: according to the investigations in the Szekszárd Hills (ÁDÁM 1964) the latest indication of structural movements generating significant displacement can be dated as between Würm II and Würm III, *i.e.* occurring more than 27,000 years ago. Other proven structures are still older, or their age is uncertain. One of the latest significant structural changes occurred between the deposition of the Old Loess Series and Tengelic Formation, at least 0.7 million years ago. It can be traced in the log of Borehole Ófalu-4. An even younger, 280,000 year old movement left some traces observable in geological sections of the N foreland of the Mórág Hills, 4-5 km westward of the Üveghuta

site (MARSÍ 2000). The age of the reactivation of the structural line revealed through the interpretation of seismic profiles at the Danube is considered uncertain, since the age of sediments forming the base of Quaternary in the related site is unknown.

5. Summary

The notion of tectonic stability of an area during a certain period refers to the absence of structural effects in the given time slice that would seriously change rock characteristics, subsurface water flow patterns, and stability. Concerning radioactive wastes of low and intermediate activity this period lasts around 600 years. During this time the possible occurrence of faults or displacements facilitating the migration of radioactive materials to the surface must totally be excluded.

Data of the Üveghuta site and its surroundings show that despite the constant uplift of the area, there are not any tectonic risks associated with the selected site. It is due to the facts that the latest faults inducing significant displacements are older than 27,000 years and they are more than 5 km away from the site. The term "young", referring to the age of structural movements brought up frequently in discussions during exploration must be treated with caution: while even Cretaceous volcanism can be considered young as compared to the formation period of granites, each of the structural movements referred to with the same term took place during Pleistocene. Hence on human time scale with reference to the life cycle of the repository they are not considered young.

References

- ÁDÁM, L., 1964: A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája (in Hungarian: Origin and morphology of the Szekszárd Hills). – *Földrajzi Tanulmányok* 2. Akadémiai Kiadó, Budapest, 83 p.
- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARSÍ, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997–1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., 1989: Jelentés az Ófalu-4. sz. fúrás és a közvetlen környezetében korábban leemélyített fúrások földtani eredményeinek összehasonlító vizsgálatáról (in Hungarian: Report on a comparative study of geological results of Borehole Ófalu-4 and boreholes drilled earlier in its surroundings). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CHIKÁN, G., LELKES-FELVÁRI, GY., FÖLDVÁRI M., RISCHÁK, G., and SALLAY, M., 1989: Jelentés az Ófalu-4. és 4/a. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményeiről (in Hungarian: Report on the results of geological study of Borehole Ófalu-4 and 4/a). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DUDKO, A. 2000: Correlation of geological and geophysical data for the fracture zones of the Üveghuta Site (A törésvonalak komplex földtani-geofizikai értékelése). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- FORGÓ, L., MOLDVAY, L., STEFANOVITS, P., and WEIN, GY., 1966: *Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához* (in Hungarian: Explanatory notes to the geological map of Hungary, series 1:200,000). L-34–XIII. Pécs. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 196 p.
- GERNER, P., 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján (in Hungarian with English summary: Neotectonic models of SW Hungary based on the Hungarian geological literature; a review). – *Földtani Közlemények* 124 (3), pp. 381–402.
- HÁMOR, G., 1970: A kelet-mecseki miocén (in Hungarian with German summary: Das Miozän des östlichen Mecsek-Gebirges). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 53 (1), 484 p.
- HETÉNYI, R., HÁMOR, G., FÖLDI, M., NAGY, I., NAGY, E., and BILIK, I., 1982: *A Keleti-Mecsek földtani térképe* (in Hungarian:

- Geological Map of the Mecsek Mountains). 1:25 000. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- HORVÁTH, F., TÓTH, T., SZAFIÁN, P., BADA, G., VIDA, R., BENKOVICS, L., CSONTOS, L., and DÖVÉNYI, P., 1997: A tervezett radioaktív hulladéktároló tektonikai veszélyeztetettségének analízise a Dunán végrehajtott speciális szeizmikus szelvényezés alapján (in Hungarian: Analysis of the tectonic risk of the planned radioactive waste repository on the basis of the special seismic profile carried out on River Danube). – *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 exploration of the planned radioactive waste repository at the village of Ófalu). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KLEB, B., 1973: A mecseki pannon földtana (in Hungarian with German summary: Geologie des Pannons im Mecsek). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 53 (3)*, 199 p.
- KOLOSZÁR, L., MARSI, I., and CHIKÁN, G., 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórág Hill (A Mórág-rög K-i részének fedőképződményei). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 2000: Evaluation of planar features in Boreholes Üvegputa Üh-22 and Üh-23 with CoreDump software (Az üvegputai Üh-22 és Üh-23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MAROS, GY., and PALOTÁS, K., 2000b: Evaluation of the relative time series of the events observed in Boreholes Üh-22 and Üh-23 near Üvegputa with CoreTime software (Az Üvegputa, Üh-22 és Üh-23 fúrásokban észlelt jelenségek relatív időrendjének értékelése CoreTime szoftverrel). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MARSI, I., 2000: Formation of overlying beds and factors determining their characteristics in the eastern part of Mórág Hill (A fedőüledékek felépítését befolyásoló folyamatok a Mórág-rög K-i részén). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).
- MENTES, GY., 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. A Mecsek-törésvonal lokális geodinamikai vizsgálata geodéziai módszerekkel Ófalu térségében. Fúróluk-dőlésmérések eredményei. 1998. 12. 01. – 1999. 05. 31. (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Local geodynamic study of the Sub-Mecsek Fault Line by geodetic methods in the Ófalu area. Results of the borehole inclinometry, 01. 12. 1998–31. 05. 1999). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MOLDAVAY, L., 1964: Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához (in Hungarian with German summary: Beitrag zur Untersuchung der Quartärtektonik des Mecsek-Gebirges und seines Randgebietes). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, pp. 105–109.
- NÉMEDI VARGA, Z., 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban (in Hungarian with English summary: Structural history of the Mecsek Mountains in the Alpine orogenic cycle). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 467–484.
- PÁVAI VAJNA, F., 1917: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól (Über die jüngsten tektonischen Verschiebungen der Erdrinde). – *Földtani Közöny 47 (4-9)*, pp. 249–253.
- PÁVAI VAJNA, F., 1926: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól (Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde). – *Földtani Közöny 55*, pp. 63–85.
- SÍKHÉGYI, F., 1998: A negyedidőszaki képződmények fotogeológiai kiértékelése az Üvegputai terület téli repülésén (1998. március) (in Hungarian: Photogeological evaluation of Quaternary sediments of the Üvegputa area in winter fly, March 1998). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SÍKHÉGYI, F., KONRÁD, GY., CHIKÁN, G., CHIKÁN-JEDLOVSKY, M., and KÓKAI, A., 1988: Jelentés Feked-Véménd körzetének szerkezetföldtani vizsgálati eredményeiről (in Hungarian: Report on the results of structural-geological studies in the Feked-Véménd area). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- WEIN, GY., 1967: Délkelet-Dunántúl hegyszerszerkezete (in Hungarian with German summary: Über die Tektonik Südost-Transdanubiens). – *Földtani Közöny 97 (4)*, pp. 371–395.
- ZILÁHI-SEBESS, L., LENDVAY, P., and SZONGOTH, G., 2000: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üvegputa site (A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságok alapján az Üvegputai telephelyen). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről* (this volume).

AZ ÜVEGHUTAI KUTATÁSI TERÜLET NEOTEKTONIKÁJA

CHIKÁN GÉZA

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

A radioaktív hulladékok elhelyezése szempontjából igen fontos kérdés a létesítendő telephely tektonikai stabilitása. Az Üveghuta környekéről rendelkezésünkre álló szerkezeti, neotektonikai adatok azt mutatják, hogy bár a terület folyamatosan emelkedik, az a tény, hogy az utolsó lényeges elmozdulást eredményező vetők 27 000 évnél idősebbek, s távolságuk a telephelytől több mint 5 km, nem teszi tektonikai szempontból kockázatosá a területválasztást.

1. Bevezetés

A radioaktív hulladékok biztonságos elhelyezése szempontjából rendkívüli jelentősége van a kiválasztandó telephely szerkezeti viszonyainak. A befogadó kőzet szerkezeti állapota – amellett, hogy a kialakítandó tároló létesítésének műszaki feltételeit befolyásolja – meghatározza a vízvezető képességet, illetve a vízáramlási viszonyokat; a fedő képződményekre vonatkozó szerkezeti adatok vizsgálatával a deformációt eredményező szerkezeti hatások mértékére, irányára és nem utolsó sorban korára következtethetünk. A gránit mint befogadó kőzet szerkezetével foglalkozó tanulmányok (ZILAHÍ-SEBESS, SZONGOTH 2000, DUDKO 2000, MAROS, PALOTÁS 2000a, MAROS, PALOTÁS 2000b) részletesen ismertetik a mélyfűrési és terepi adatok alapján az alaphegységi szerkezeti jelenségekre vonatkozó ismereteket. A fedőképződmények rétegtani (KOLOSZÁR et al. 2000) és fejlődéstörténeti (MARSÍ 2000) jellemzése megbízható alap a bennük észlelhető szerkezeti jelenségek jelentőségének meghatározásához.

A tervezett tároló biztonságos kialakításának egyik fontos tényezője a terület tektonikai stabilitása. Akkor tekinthetjük a területet stabilnak, ha a tároló működésének ideje alatt – ami az érvényes 62/1997 IKIM rendelet értelmében 600 évre tehető – a területet nem éri olyan szerkezeti hatás, amely a kutatás, a biztonsági elemzés, a tervezés és kivitelezés során megismert, illetve figyelembe vett kőzetállapotot, áramlási viszonyokat, stabilitást lényegesen megváltoztatja. Mivel nincsen olyan módszer, amely lehetővé tenné a jövőbeli folyamatok előrejelzését, kénytelenek vagyunk a múltban lejátszódott folyamatok természetéből, időrendiségéből, gyakoriságából és mértékéből bizonyos valószínűséggel következtetni a közeljövőben várható folyamatokra és eseményekre. A terület földtani felépítéséből adódóan a közeljövő eseményeire a földtörténeti közelmúlt eseményeiből következtethetünk. Ezen események nyomait a fiatal (harmad- és negyedidőszaki) képződmények rétegsorrendje, ősföldrajzi

és fációs viszonyai, valamint a terület morfológiája őrzi. Ezek elemzése, illetve a jelenleg zajló tektonikai folyamatok – a neotektonika – vizsgálata ad választ arra a kérdésre, hogy egy adott terület tektonikailag stabilnak tekinthető-e. Jelen dolgozatomban elsősorban a negyedidőszaki képződmények szerkezeti elemzésével foglalkozom, s csak annyiban térek ki az idősebb képződmények tektonikájára, amennyire az a jelenkori folyamatok megértéséhez szükséges.

2. A korábbi neotektonikai vizsgálatok összefoglalása

A neotektonikai vizsgálatoknak jelentős múltja van Dél-Dunántúl földtani kutatásában. E vizsgálatok szinte mindegyikének sajátja, hogy elsősorban morfológiai jelenségekre, fűrési és szerkesztett szelvényekből kiolvasható adatokra alapoz; igen kevés a konkrét, terepi észleléseken, méréseken, megfigyeléseken nyugvó adat, s még kevesebb a ténylegesen észlelt fiatal elmozdulások száma.

A dél-dunántúli neotektonikai vizsgálatok mintegy nyolc évtizedre visszatekintő eredményeit foglalta össze és rendszerezte GERNER (1993). Munkájában a korábbi szerzők műveit elemezve megállapította, hogy a témában a magyar földtani szakirodalomban megjelent publikációk három különböző neotektonikai modell köré csoportosíthatók.

Az egyik modell a terület fiatal tektonikáját elsősorban normálvetőkkel, vertikális elmozdulásokkal és táblás billenésekkel írja le. Ez a modell az É-D-i irányú, illetve K felé haladva ÉNy-DK-i irányúvá váló ún. keresztvölgyek kialakulását a kora-, a Balaton vonalával párhuzamos (hosszanti) irányú völgyek keletkezését a későpleisztocénbe helyezi. E modellt képviseli területünkön ÁDÁM (1964) munkája, aki a Szekszárdi-dombság fiatal fejlődéstörténetében jelentős szerepet tulajdonít a Mecsek-alja-vonallal párhuzamos (hosszanti) töréseknek, s véleménye szerint az ezzel szöveget bezáró, K-Ny-i, illetve É-D-i és ÉÉK-DDNy-i irányú vetők is tovább darabolták a pleisztocén képződményekből álló táblá-

kat (1. ábra). A löszben települő „vályogszalagok” elvetéséből azt állapítja meg, hogy a legfiatalabb vörösayag-szintet a törések már nem érték.

A másik modell szerint a fiatal képződmények szerkezetalakulásában elsősorban a gyűrődéses elemek játszottak szerepet. A főként PÁVAI VAJNA (1917, 1926) nevéhez fűződő modell hívei a fiatal szerkezeti mozgásokat elsősorban több ezer dőlésadatra alapozott dunántúli mérésekből ki-szerkesztett redőkben, antiklinálisokban, boltozatokban látják megjelenni. A gyűrődések okaként a hegységek lesüllyedése által okozott nyomást jelölik meg, s ezeket a mozgásokat a miocén közepétől napjainkig tartónak tekintik. A kutatási területre vonatkozóan némileg ehhez a modellhez közelít MOLDVAY (1964), aki szerkezetfejlődési elméletét részletesebben ismerteti a pécsi 1:200 000-es földtani térkép magyarázójában (FORGÓ et al. 1966) melynek 30. ábráján a Mecsek körülvéve szerkezeti domborulatokat tüntet fel (2. ábra), s megállapítja, hogy a mozgások főleg a középső- és későpleisztocén között voltak jelentősek, de még a würm végén vagy után is kiújultak.

A harmadik modell szerint a Dél-Dunántúl szerkezetföldtani felépítése egy DK-ÉNy-i irányú horizontális erőhatás következményeként alakult ki. Ez az erőhatás eredményezte részben a hegységek (esetünkben a Mecsek) kiemelkedését és mindkét irányban (É-ra, illetve D-re) az előtéri üledékekre történő felpikkelyeződését. A pikkelyeződéssel egyidejűleg az aljzatban a kompresszió hatására aszimmetrikus ékek tolódtak ki lapos feltolódási síkok és horizontális eltolódások mentén. E jelenségek Mecsek hegységi, illetve DK-dunántúli megnyilvánulásait részletesen elemezte WEIN (1967), s számos elemével foglalkozott NÉMEDI VARGA (1983).

A három szerkezeti modell közül az első, elsősorban törésekre alapozott modell jól összhangba hozható a morfológiai elemekkel, de a völgyek tektonikai meghatározottságára vonatkozó döntő földtani bizonyítékok hiányoznak. A második, elsősorban gyűrődéses elemekkel dolgozó modell a legkevésbé elfogadott; ellenzői szerint a legtöbb, gyűrődésként leírt szerkezet települt boltozat vagy az aljzat vertikális mozgása következtében létrejött szerkezet. A leginkább elfogadottnak tekintett modell mindkét másik modell elemeiből tartalmaz valamennyit; ugyanakkor a kompresszióval magyarázott jelenségek egy része más hatások következményeként is felfogható.

Összefoglalóan meg lehet állapítani, hogy a mai földtani és morfológiai kép kialakulásában szerepet játszó szerkezeti folyamatok mechanizmusára vonatkozó magyarázatok eltérőek ugyan, azonban az egyes folyamatok korára nézve kevesebb a bizonytalanság. Arra a kérdésre viszont, hogy a földtörténet legfiatalabb időszakaiban milyen mozgások játszódtak le, a korábbi irodalomban kevés adatot találunk. A szerzők többsége megelégedett a „fiatal mozgások” megjelöléssel vagy a „pannon utáni” korbesorolással; ez azonban a jelenkori mozgások megítélése szempontjából kevés.

3. Neotektonikai vizsgálatok a 80-as, 90-es években

Az utóbbi két évtizedben a területen folyó földtani kutatások pontosították ugyan a szerkezeti képet, azonban ma is jelentős bizonytalanság van a negyedidőszaki szerkezeti mozgások jelentőségének megítélésében.

A terület jelenkori stabilitásának kérdése először a tervezett ófalu izotóptemetővel kapcsolatban elvégzett földtani kutatások kapcsán merült fel élesen. A kutatásról készült zárójelentés (JUHÁSZ 1989) érdemben nem foglalt állást a mórágai gránitterület fiatal tektonikáját illetően, s ennek kapcsán jelentős bírálatok is érték az elvégzett munkálatokat. Az ugyanebben az időszakban, a Földtani Intézetben végzett, távérzékelési és terepi módszerek együttes alkalmazásával lefolytatott vizsgálat (SÍKHEGYI et al. 1988) kiterjedt egyrészt a távérzékeléssel kijelölhető lineamensek tektonikai értékelésére, másrészt a pleisztocén képződményekben észlelhető litoklázisok elemzésére is. Az űrfelvételek és légifényképek szerkezeti szempontú kiértékeléséből, a mért nagyszámú szerkezeti elem (vető, feltolódás, boltozattengely, litoklázis) feldolgozásából a szerzők az alábbi következtetést vonták le a Mórágai-rög fiatal szerkezetalakulásáról: „A román fázisban (<1,8 millió év) alakult ki a hegység jelenlegi morfológiáját megszabó fő törésvonalrendszer, amelynek jelentős része korábban kialakult szerkezeti elemek felújulásával jött létre. Ezek legnagyobb része vető, néhány 10, esetenként 100-200 m-es elmozdulásokkal. A fő irányok ÉÉNy-DDK-iek, helyenként erre közel merőlegesek. A terület legfiatalabb szerkezeti mozgásai még a pleisztocén löszöket is érték, koruk tehát 100 000 évnél kevesebb. A pleisztocénben is működő szerkezeti vonalak nagy része a korábban kialakult vetők felújulása, néhány helyen oldaleltolódások is megfigyelhetők (Goldgrund D-i vége).”

A mért litoklázisok közül 45 db a pleisztocén képződményből (löszből) származó adat, amelyek összesítéséből (3. ábra) jól látható, hogy a pleisztocénben határozott adatsűrűsödés nem látszik, a litoklázisirányok jelentősen szóródnak. Az egyetlen, elmozdulási nyomokat is hordozó vetősíkon közel vízszintes mozgásnyomok is észlelhetők voltak, ezek tektonikus eredete azonban nem biztos. A mért szerkezeti irányok egy része összhangban van ugyan a területen korábban végzett vizsgálatok eredményeivel (ÁDÁM 1964), azonban a vizsgálatok hátránya, hogy egységes egészként kezelték a löszet, s így ezeknek a litoklázisoknak, elmozdulásoknak a finomabb tagolás szerinti korbesorolása nem oldható meg; így az sem látható, hogy a különböző korú löszök esetében van-e valamilyen adatsűrűsödés.

Ugyanebben az időszakban mélyült le a tervezett ófalu izotóptemető helyén az Ófalu-4 földtani alapfúrás, amelynek részletes vizsgálata a Földtani Intézetben készült el (CHIKÁN et al. 1989), s amelynek rétegsorában az alsópleisztocénbe sorolt képződményekben több, változatos dőlés-szögű, többnyire függőleges csúsztató karcokat mutató litoklázist mértünk, ugyanakkor a felsőpleisztocénbe sorolt lösz-összletben egyetlen hasonló sítot sem lehetett megfigyelni. Az izotóptemető előkészítő munkálatai során lemélyített számos talajmechanikai és vízmelegítő fúrás eredményei-

vel való összehasonlítás során (CHIKÁN 1989) megállapítottuk, hogy az azokban megfigyelt kevés szerkezeti adat között van olyan, amely az alapfúrásban észleltekkal összevethető, s ennek alapján egy, a területen áthúzódó közel É-D-i csapású szerkezeti vonal jelenlétét tételeztük fel, amely azonban a fiatalabb löszképződményeket már nem érinti. E szerkezeti vonaltól nyugatra a lösz-összlet vastagsága jelentősen megváltozik. A löszképződményekre vonatkozó, az utóbbi években lefolytatott vizsgálataink során (KOLOSZÁR et al. 2000) újraértékelt rétegtani beosztás szerint a szerkezeti mozgásokkal még érintett képződmények a Tengelici Formációba, a felette települő képződmények az Idős löszsorozat alsó részébe tartoznak; mivel az utóbbiakban a kutatási területen belül sehol sem észleltünk szerkezeti mozgásra utaló nyomokat, arra következtethetünk, hogy e szerkezeti mozgások kora mindenképpen több 1,2 millió évnél.

A kilencvenes években a figyelem ismét a terület felé fordult a kis és közepes radioaktivitású eróművi hulladékok végleges elhelyezésére irányuló kutatások beindulása nyomán (BALLA et al. 1998). A munkálatok során a földtani felvétel és a fúrások lemélyítése mellett részletes vizsgálatok indultak meg a terület földtani fejlődéstörténetének, szerkezeti viszonyainak, jelenkori folyamatainak megismerése érdekében. A lemélyített 27 üveghutai és mórágyi fúrás összesen 754,6 m vastagságban harántolt a későpannóniai-nál fiatalabb üledékes fedőképződményt. Ebben a jelentős vastagságú, a pleisztocén képződmények minden rétegtani szintjét tartalmazó rétegsorban egyetlen egy szerkezeti eredetű jelenséget (vetőt, csúszási síkot, litoklázist) sem találtunk. Bármennyire is pontszerűek a fúrási adatok, s így tulajdonképpen esetleges, hogy a (korábbi terepi tapasztalatok alapján) többnyire meredek, függőleges közeli, negyedidőszaki vetősíkok közül bármelyiket eltaláljuk egy fúrással, mégis elgondolkodtató, hogy az ófalui kutatási területen sikerült ilyen síkokat harántolni, vagyis: amennyiben a kutatási területen lennének ilyen szerkezeti elemek, nagy valószínűséggel meg kellett volna őket legalább néhány fúrásban találni.

A fúrásos kutatással egyidejűleg elvégeztük a terület egy részéről készült színes légi felvételek földtani kiértékelését is (SÍKHEGYI 1998). Ezek a légifelvételek Bátaapáti és Mórágyszőlő környékéről készültek, az ófalui telephely területére a fényképezés nem terjedt ki. A légifénykép-értékelés nagyban hozzájárult a területen található pleisztocén és holocén földtani képződmények elkülönítéséhez, a negyedidőszaki képződmények genetikájának meghatározásához, s a jelenkori felszínalakító folyamatok hatásainak tanulmányozásához. E hatások közül a legszembetűnőbbnek a lőjtő menti mozgások bizonyultak, s igen jól elvááltak egymástól a denudációs és akkumulációs területek. Tektonikai hatások nyomait a légifénykép-értékelés nem mutatta ki.

A fúrások rétegsorainak elemzése, a földtani térkép megszerkesztése során készített földtani szelvényeink (MARSÍ 2000) több esetben azt jelzik, hogy a pleisztocén folyamán jelentős szerkezeti mozgás zajlott le a területen a Fiala löszsorozat lerakódása előtt (4. ábra).

Mind az ófalui tervezett hulladéklerakó, mind az üveg-

hutai telephely kutatása során felmerült a Mecsekalja-vonalnak, a Mecsek mezozoos tömbjét és a granitoidokat elválasztó szerkezeti zónának a közelsége, mint a lerakó biztonságát veszélyeztető tényező. A Délkelet-Dunántúl tektonikájával, szerkezetével foglalkozó szerzők többsége ugyanis egyetért abban, hogy a Mecsekalja-vonal jelentős, régi szerkezeti zóna, amely a földtörténet során számos alkalommal felújult. A legfiatalabb felújulást a későpannóniai utánra teszik, mivel Pécs város területén a pannóniai képződmények is részt vettek a zóna mentén lezajlott mozgásokban (HÁMOR 1970, KLEB 1973). Az azonban a térképezési eredményekből egyértelműen megállapítható, hogy a Mecsekalja-zóna jellege kelet felé haladva fokozatosan megváltozik, s Ófalutól K-re már rátelepülnek a pannóniai képződmények. Ez a momentum egyértelműen megkérdőjelezi ugyan a Mecsekalja-zóna fiatal (pannóniai utáni) működését, azonban a kétségek eloszlatása céljából a zóna menti jelenkori mozgásokat folyamatosan ellenőrizzük. Ezt a munkát 1997 óta a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete végzi a Mecsekalja-vonalat harántoló szelvény menti folyamatos geodéziai mérésekkel (MENTES 1999); jelenleg a három éve folyó vizsgálatorból az látszik, hogy számottevő mozgás e vonal mentén nem történt (5. ábra).

A tervezett radioaktív hulladékártó tektonikai veszélyeztetettségének vizsgálata céljából végeztek elemzést HORVÁTH és munkatársai (1997) a Dunán végrehajtott speciális szeizmikus szelvényezés alapján. Részletesen elemzik a hegység tektonikájáról korábban megjelent munkákat, s saját megfigyelésekkel is alátámasztva keresnek bizonyítékokat a negyedidőszakban is folytatódó szerkezeti mozgásokra. A Dunán végzett szeizmikus mérések célja az volt, hogy megállapítsa, hol metszi át a folyót a Mecsekalja-zóna folytatása, s hogy a szeizmikus szelvényeken kimutatható szerkezeti elemek milyen korúak.

A mintegy 30 km hosszúságú szeizmikus mérésorozat nagy jelentőségű és értékes adatsora a terület tektonikai felépítésének. A közölt szelvényekből megállapítható, hogy a mért Duna-szakasz aljzatában nagyszámú szerkezeti elem mutatható ki, ezek jelentős része a pannóniai-nál idősebb. A teljes szelvényhosszon mindössze három olyan szerkezeti elem látható, amely a pannóniai képződményeket is elveti, azaz kialakulása a pannóniai utánra tehető. Ezek közül a Duna-XII/96 szelvény 7700 és 8050 CDP közötti szakasza a legérdekesebb (6. ábra). Itt az értelmezett szelvényen egy virágszerkezet látható, melynek legdélebbi ága a negyedidőszaki képződmények alját is elveti. Ezt a szerkezetet tekintik a szerzők a Mecsekalja-zóna keleti folytatásának. A további szelvények vizsgálata alapján megállapítható, hogy a Paks és Baja közötti Duna-szakaszon ez az egyetlen jelentős szerkezeti elem. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a Mecsekalja-zóna felszínen nyomon követhető szakasza Ny felől csak Erdősmecskeig mutat neotektonikus vonásokat, mivel innentől kezdve a pannóniai képződmények a földtani térképezés tanúsága szerint már rátelepülnek (HETÉNYI et al. 1982). A kristályos alaphegység felszíni kibúváseitől K-re pedig a dunai szelvény az egyetlen olyan adat, amely-

ben a harmadidőszaki képződmények részt vesznek szerkezeti mozgásokban. Ez a jelentős, mintegy 20-25 km-es távolság kétségessé teszi azt, hogy valóban ugyanarról a szerkezetről van-e szó. Az, hogy ugyanaz a szerkezeti elem a kvarter képződmények szempontjából normál vetőként, míg a kainozoos képződmények szempontjából feltolódásként értelmezhető, még magyarázható a szerkezeti elem felújulásával, de tovább növeli a kétségeket, hogy a szelvényben feltüntetett szerkezeti elemek a szelvényeket is ábrázoló térképmellékleten ellenkező vergenciájú elemekként szerepelnek. A szerkezet korára vonatkozó következtetés (későpanóniai utáni) helytálló, azonban a legdélibb vetőnek a kvarter talpra gyakorolt hatása nem meggyőző, s a tényleges korra való következtetést megnehezíti, hogy nem tudjuk, ez a kvarter talp milyen korú. Ennek következtében a tektonikus aktivitásról csak azt állapíthatjuk meg, hogy 6 millió évnél fiatalabb mozgások zajlottak a területen, de hogy 2,4 millió évnél (tehát a pleisztocén kezdeténél fiatalabbak) zajlottak-e, azt nem tudjuk.

Az eddigiekben összefoglalt neotektonikai vizsgálatok, publikációk számos olyan adatot és információt tartalmaznak, amelyek a terület negyedidőszaki tektonikai aktivitását bizonyítják. A SÍKHEGYI et al. (1988) és CHIKÁN (1989) által közölt vetők, illetve köztrécek a legközvetlenebb tektonikai észlelések. Hasonlóan közvetlen, bár kissé bizonytalanoknak tűnő adat a dunai szeizmikus mérések kiértékeléséből származó, a kvartert levető szerkezeti vonal (HORVÁTH et al. 1997). A kvarter képződmények vastagságváltozásai, mint az Ófalu-4 fúrás környezetében (CHIKÁN 1989), vagy a szelvényekben (MARSÍ 2000) jelentkező jelentős szint- és kifejlődési különbségek (MARSÍ 2000) közvetve szintén a terület negyedidőszaki mozgékonyágát mutatják. Ugyancsak negyedidőszaki mozgásokra lehet következtetni számos, a geomorfológiai kutatások által szolgáltatott információból: a terület folyamatos kvarterbeli emelkedését bizonyítják a saját teraszaikba mélyen bevágódó patakok, a hátráló völgyek, a lejtő menti intenzív anyagvándorlások. A folyamatos emelkedés azonban különböző mértékű: egyes területek gyorsabban, mások lassabban emelkednek, s a különböző sebességgel mozgó blokkok határait nagy valószínűséggel a negyedidőszak előtt kialakult szerkezeti vonalak adják, amelyeknek felújulása nem viharos gyorsasággal zajlik le, hanem ezek mentén mozdulnak el egymáshoz képest az egyes területek.

5. A negyedidőszaki tektonikai jelenségek kora

A terület tektonikai stabilitását az határozza meg, hogy jelenleg mennyire aktívak a szerkezeti jelenségek. Ha megvizsgáljuk, milyen konkrét adataink vannak a mozgások korát illetően, a helyzet megnyugtatónak látszik: jelentős elmozdulást, vetődést okozó szerkezeti mozgásra utaló utolsó adatunk a Szekszárdi-dombvidéken végzett vizsgálatok (ÁDÁM 1964) szerint a Würm II és Würm III közötti időből, azaz mintegy 27 000 évvel ezelőttről van. A többi észlelt szerkezet ennél idősebb, illetve bizonytalan korú. Az egyik legutolsó nagyobb szerkezeti változás az idős és fiatal lösz-összlet lerakódása között, mintegy 1,2 millió évvel ezelőtt játszódott le; ennek nyomait találtuk meg az Ófalu-4 fúrás rétegsorában, ennél fiatalabb, mintegy 280 000 éves mozgás nyomai mutatkoznak meg a Mórággyi-rög É-i előterét – a telephelytől É-ra 4-5 km-re lévő területet – ábrázoló szelvényekben is (MARSÍ 2000). Bizonytalan korúnak tekintjük a dunai szeizmikus mérések alapján kimutatott szerkezeti vonal felújulását, mivel nem világos, hogy a kvarter alját az adott ponton milyen korú képződmények alkotják.

6. Összefoglalás

Egy terület bizonyos időszakra értelmezhető tektonikai stabilitása alatt azt értjük, hogy az adott időszakban a területet nem éri olyan szerkezeti hatás, amely a kőzetállapotot, áramlási viszonyokat, stabilitást lényegesen megváltoztatja. A kis és közepes radioaktivitású hulladékok esetében ez az időszak mintegy 600 év. Ez alatt az idő alatt a létesítendő tároló környezetében nem alakulhat ki olyan törés, elmozdulás, amely a radioaktív anyagok felszínre jutásának lehetőségét előidézi.

Az üveghutai területről és környezetéből származó adatok azt mutatják, hogy bár a terület folyamatosan emelkedik, az a tény, hogy az utolsó lényeges elmozdulást eredményező vetők 27 000 évnél idősebbek, s távolságuk a telephelytől több mint 5 km nem teszi tektonikai szempontból kockázatosá a területválasztást. A kutatás során, a vele kapcsolatos vitákban oly sokszor elhangzott „fiatal” szót, mint a szerkezeti mozgások korának jellemzőjét, nem árt óvatosan kezelni: amíg a gránitképződés idejéhez viszonyítva még a kréta vulkanizmus is fiatalnak tekinthető, addig az e jelzővel illetett szerkezeti mozgások mindegyike még a pleisztocénben zajlott le, tehát emberi időtávlatban mérve, a hulladéklerakó működési idejével összevetve nem számítanak fiatalnak.

EARTHQUAKES IN THE WIDE SURROUNDINGS OF THE ÜVEGHUTA SITE

SÁNDOR KOVÁCSVÖLGYI

Mol Hungarian Oil and Gas Co., H-1039, Budapest, Batthyány L. u. 45.

Keywords: earthquakes, gravity, Hungary

Certain tectonic elements in the vicinity of the Üveghuta site can be detected in the Bouguer anomaly map. Our studies show that the known earthquakes of the area can be basically connected to the edges of young, small basins, and the gravity gradient zones indicating them. Present seismicity along the Mecsekalja Line is strongly questionable.

1. Introduction

We have data on the occurrence of only a few weak earthquakes in the vicinity of the Üveghuta site. This, of course, does not mean that seismic risk should not be studied at all. A repository of radioactive waste is a hazardous facility, and its geological stability should be guaranteed for centuries, thus the existing decrees also ordain observation of seismic activity by monitoring for several years. Interpretation of these observations is, however, influenced not only by the data of the observed earthquakes themselves, but by the type of tectonic model in which they are incorporated, *i.e.* where the presumably active fracture lines and boundaries of source zones are drawn. Our studies intend to help in answering this question.

2. Data and methods

For the purposes of this study the Bouguer anomaly map for an area of 50×60 km was constructed (*Figure 1*). Epicentres of the known historical earthquakes are indicated on the map, after ZSÍROS *et al.* (1988), together with the epicentres of earthquakes detected by the Microseismic Monitoring Network at Paks (source: web site www.seismology.hu).

Fracture lines appear on the Bouguer anomaly map in the form of transitional (gradient) zones separating the anomalies. A natural pre-requisite of this is that – as a result of movements along the fracture – formations of different density be on two sides of the fracture. This condition is fulfilled primarily in the case of those fractures along which smaller or larger sub-basins of the area sunk, because in such cases basement formations of high density can be found on one side of the fault, while loose sediments

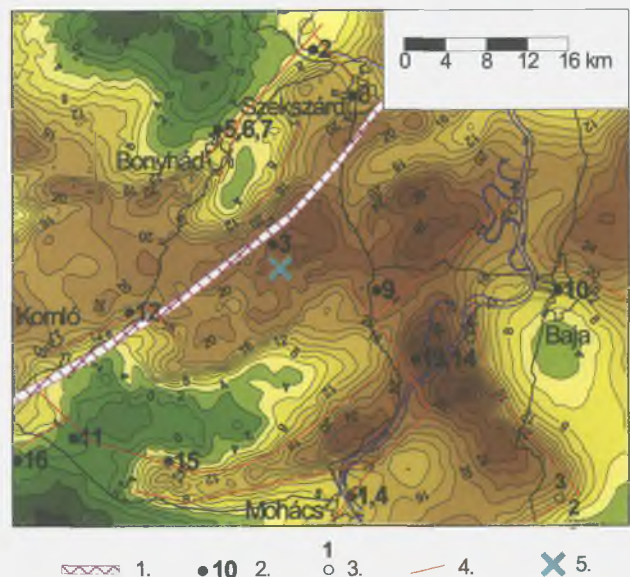


Figure 1. Bouguer anomaly map and locations of earthquake epicenters in the 20 km surroundings of the Üveghuta site

1 – Mecsekalja Line after BARABÁS *et al.* (1964), 2 – epicentre of a historical earthquake and its serial number in Table 1, 3 – epicentre of an earthquake detected by the Microseismic Monitoring Network and its serial number in Table 2, 4 – tectonic line indicated by the Bouguer anomalies that earthquakes can be associated with, 5 – the Üveghuta candidate site (centre of the symbol)

1. ábra. Az üveghutai telephely környezetének Bouguer-anomália térképe és földrengés-epicentrumai

1 – a Mecsekalja-vonal BARABÁS *et al.* (1964) után, 2 – történelmi földrengés epicentruma az 1. táblázat szerinti sorszámmal, 3 – a Mikro-szeizmológiai Megfigyelőhálózat által jelzett földrengés epicentruma a 2. táblázat szerinti sorszámmal, 4 – egyes, Bouguer-anomáliák által jelzett tektonikai vonalak, melyekkel földrengések hozhatók kapcsolatba, 5 – az üveghutai telephely (a jel középpontja)

**Epicentre data for historical earthquakes
in the studied area**

Serial number	Date of earthquake	Epicentre locality	Estimated magnitude
1.	06/12/1876	Mohács	4.4
2.	22/06/1881	Sióagárd	3.5
3.	24/11/1882	Bátaapáti	2.6
4.	12/12/1882	Mohács	2.6
5.	09/02/1883	Bonyhád	2.6
6.	09/02/1883	Bonyhád	2.6
7.	10/02/1883	Bonyhád	2.6
8.	23/03/1900	Szekszárd	2.6
9.	25/03/1907	Bátaszék	3.2
10.	21/01/1909	Baja	3.6
11.	29/05/1909	Magyarsarlós	3.6
12.	23/09/1922	Pécsvárad	2.3
13.	04/06/1933	Báta	2.6
14.	04/06/1933	Báta	2.0
15.	18/07/1938	Máriakéménd	3.8
16.	22/08/1939	Kozármisleny	2.0

of low density, on the down-throw side. This means that in addition to the limitations of the coverage (density of measurement sites) we may not rely on the detection of *all* fracture lines with the help of gravity anomalies. At the same time, this limitation is not necessarily a limitation on the investigation of the tectonic aspects of the earthquakes, because the sub-basins in the area came into being in the recent geological past, thus it can be assumed that majority of the fracture lines active at present are just the boundaries of these basins.

We present the epicentre data for the area in the form of a table, too. It is worth distinguishing the two types of data because their accuracy and detection threshold are significantly different. We have data on the historical earthquakes listed in *Table 1* first of all from written records. We do not know the real epicentre, only the place where the quake was observed (and if the event was considered worth recording), thus the epicentres shown in Figure 1 might deviate from the real epicentres by a few km. The lower limit of detection is 2° MSK-64, which usually corresponds to a magnitude of 2.0. The accuracy of the epicentre data detected instrumentally by the Microseismic Monitoring

Table 2

**Epicentres of earthquakes detected by the Microseismic
Monitoring Network**

Serial number	Epicentre co-ordinate, EOV (km)		Magnitude
	x	y	
1.	100,800	638,800	0.9
2.	70,100	644,500	1.5
3.	72,600	643,200	1.9
4.	88,300	634,600	1.2

EOV – Unified National Projection (Hungary)

Network (*Table 2*) is, on the other hand, about 1 km, and it can be seen that none of the four, weak, recorded earthquakes reaches the lower limit of possible human observation.

3. Results

The major tectonic lineament crossing the area, the so-called Mecsekalja Line is indicated in Figure 1 as a possible active tectonic line, after BARABÁS *et al.* (1964).

It is worth noting that the Mecsekalja Line cannot be detected on the basis of the Bouguer anomaly map. This is not surprising considering the statements made about the Bouguer anomalies above, because this line separates areas of Palaeozoic and Mesozoic basement, which do not differ in their density. Bouguer anomalies rather indicate *position* and not the *characteristics* of basement formations.

In order to evaluate the Mecsekalja Line's activity, earthquakes in a 10 km wide zone were studied. The necessity of studying a wider zone was supported not only by the inaccuracy of epicentre data, but if the plane is inclined, the epicentre of an earthquake originating along the line might significantly deviate from the surface location of the line.

From Figure 1 it can be seen that three earthquakes originated in this zone during the last 120 years. In the case of the Szekszárd earthquake #8 (*Table 1*) it is likely that the quake did not originate along the Mecsekalja Line, but at one of the edges of the small local Bouguer low, probably at the intersection of one of these and the Mecsekalja Line. The situation is similar in the case of the Pécsvárad earthquake #12 in 1922. The quake can presumably connected to the NE-SW – or perpendicular – striking edge of the small basin indicated by the Bouguer anomaly, probably to the intersection of the two faults at the basin edge. The situation is less clear in the case of the Bátaapáti earthquake #3 in 1882, as there is no gravity gradient zone here in the close vicinity of the epicentre. NE of Bátaapáti there are other villages only at a distance of 6-8 km, where the quake could theoretically be detected, thus *it is conceivable* that the quake was connected to the southern or south-eastern edge of the basin corresponding to the small Bouguer anomaly detected SE of Bonyhád. This is, of course, only a *possibility*, hypothetical, and the quake may well have been connected to the Mecsekalja Line or to another fracture of the area.

Based on the above facts it can be stated that the seismic activity of the Mecsekalja Line, similar to the dominant major tectonic lineaments in Hungary, is very low. The three earthquake epicentres themselves are too few, and we have seen that in the case of two of them it is probable that the quakes which originated in the vicinity of the Mecsekalja Line can be connected to active lines of a lower order.

The low activity of the major tectonic lineaments in Hungary may have several reasons. It is imaginable that in the case of certain lines no movement is taking place at present, thus automatically no mechanical stress can accumulate. In other cases movement might occur, but as a

result of tectonic movements taking place for a long time, the sliding surfaces are smooth enough for unhindered movement without the accumulation of stress. Note that low seismicity is in general characteristic of the major tectonic lineaments in Hungary, but there are exceptions. In the case of the Diósjenő Dislocation Zone (45 km NNW of Budapest), or the eastern edge of the Zagyva Trough (40 km ENE of Budapest) numerous historical earthquakes indicate the current activity of these lines.

In the case of all earthquakes occurring in the area

(Figure 1) but not discussed in detail it can be said that their epicentres fall on gravity gradient zones, and thus the location of the fracture lines responsible for their origin can be accurately determined on the basis of the Bouguer anomaly map.

The same can be said about the four earthquakes detected by the Microseismic Monitoring Network, with the comment that all of them can be linked to the edges of a small, 30×15 km basin, which can be detected on the basis of the Bouguer anomalies in the vicinity of Baja.

References

- BARABÁS, A., BARANYI, I., and JÁMBOR, Á., 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegységtérképe (in Hungarian: Pre-Tertiary basement map of the Mecsek and Villány Mountains). — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve I.*, Mellékletek.
- ZSÍROS, T., MÓNUS, P., and TÓTH, L., 1988: *Hungarian Earthquake Catalog (456-1986)*. — Seismological Observatory, Geodetic and Geophysical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, 181 p.

AZ ÜVEGHUTAI TELEPHELY TÁGABB KÖRNYEZETÉNEK FÖLDRENGÉSEI

KOVÁCSVÖLGYI SÁNDOR

Mol Rt. HKTD, 1039 Budapest, Batthyány L. u. 45.

Az üveghutai telephely környezetének egyes tektonikai elemei a Bouguer-anomália térképen kimutathatók. Vizsgálataink azt mutatják, hogy a terület ismert földrengései alapvetően a fiatal, kis medencék peremeihez, az azokat jelző gravitációs gradiens zónákhoz kapcsolhatók. A Mecsekalja-vonal jelenkori szeizmicitása erősen kétséges.

1. Bevezetés

Az üveghutai telephely környezetében csak néhány gyenge földrengés kipattanásáról vannak adataink. Ez persze távolról sem jelenti azt, hogy a terület földrengés-veszélyeztettségét nem is kell vizsgálni. A radioaktív hulladékok lerakója veszélyes létesítmény, amelynek földtani stabilitását évszázadokon keresztül kell garantálni, így a hatályos rendeletek is előírják a szeizmológiai aktivitás monitorozás útján éveken keresztül történő megfigyelését. E megfigyelések értékelését azonban nemcsak maguk a megfigyelt földrengések adatai befolyásolják, hanem az is, hogy ezeket az adatokat milyen tektonikai modellbe helyezzük, azaz hol húzzuk meg a feltételezhetően aktív törésvonalakat, illetve a forrászónák határait. Vizsgálataink e feladat megoldásához kívánnak segítséget nyújtani.

kimutathatunk a gravitációs anomáliák segítségével. Ugyanakkor ez a korlátozás nem feltétlenül zavaró a földrengések tektonikai vonatkozásainak vizsgálatában, hiszen a terület részmedencéi a földtani közelmúltban keletkeztek, így feltételezhető, hogy a jelenleg is aktív törésvonalak jelentős része éppen e medencék határai.

A területre vonatkozó epicentrum-adatokat táblázatos formában is megadjuk. A két adattípust azért érdemes megkülönböztetni egymástól, mert pontosságuk, kimutathatósági határuk jelentősen különbözik. Az 1. táblázatba foglalt történelmi rengésekről elsősorban feljegyzések alapján vannak adataink. Nem a tényleges epicentrumot ismerjük, hanem azt a helyet, ahol a rengést észlelték (és az eseményt feljegyzésre érdemesnek tartották), így az 1. ábrán jelölt epicentrumok a valóságostól akár több kilométer távolságra is lehettek. Az érzékelés alsó határa az MSK-64 skála

2. Adatok, vizsgálati módszerek

A vizsgálatok céljaira egy 50×60 km-es terület Bouguer-anomália térképét szerkesztettük meg (1. ábra). A térképen feltüntettük az ismert történelmi rengések epicentrumait ZSÍROS et al. (1988) nyomán, valamint a Paksi Mikroszeizmológiai Megfigyelőhálózat által jelzett földrengések epicentrumait (forrás: Internet a www.seismology.hu címen).

A Bouguer-anomália térképen a törésvonalak az anomáliákat egymástól elválasztó átmeneti (gradiens) zónák formájában jelennek meg. Ennek természetes feltétele, hogy a törés mentén bekövetkezett mozgások következtében a törés két oldalán különböző sűrűségű képződmények legyenek. Ez a feltétel elsősorban azon törések esetében teljesül, amelyek mentén a terület kisebb-nagyobb részmedencéi besüllyedtek, ilyen esetekben ugyanis a törés egyik oldalán nagy sűrűségű alaphegységi képződményeket találunk, míg a levett szárnyon kis sűrűségű laza üledéket. Ez azt jelenti, hogy a felmérés (mérési pontok sűrűsége) korlátain túlmenően sem számíthatunk arra, hogy minden törésvonalat

1. táblázat

Történelmi földrengések epicentrum adatai
a vizsgált területen

Sorszám	Rengés ideje	Epicentrum helye	Becsült magnitúdó
1.	1876. 12. 06.	Mohács	4,4
2.	1881. 06. 22.	Sióagárd	3,5
3.	1882. 11. 24.	Bátaapáti	2,6
4.	1882. 12. 12.	Mohács	2,6
5.	1883. 02. 09.	Bonyhád	2,6
6.	1883. 02. 09.	Bonyhád	2,6
7.	1883. 02. 10.	Bonyhád	2,6
8.	1900. 03. 23.	Szekszárd	2,6
9.	1907. 03. 25.	Bátaszék	3,2
10.	1909. 01. 21.	Baja	3,6
11.	1909. 05. 29.	Magyarsarlós	3,6
12.	1922. 09. 23.	Pécsvárad	2,3
13.	1933. 06. 04.	Báta	2,6
14.	1933. 06. 04.	Báta	2,0
15.	1938. 07. 18.	Máriakéménd	3,8
16.	1939. 08. 22.	Kozármisleny	2,0

szerinti 2-es fokozat, ami többnyire 2,0 magnitúdónak felel meg. A Mikroszeizmológiai Megfigyelőhálózat által műszeresen jelzett rengések epicentrum-adatainak (2. táblázat) pontossága ezzel szemben 1 km körüli, és látható, hogy a területen észlelt négy rengés egyike sem éri el az emberi észlelés lehetőségeinek alsó határát.

2. táblázat

A Mikroszeizmológiai Megfigyelőhálózat által jelzett földrengések epicentrumai a vizsgált területen

Sorszám	Epicentrum		Magnitúdó
	x	y	
1.	100 800	638 800	0,9
2.	70 100	644 500	1,5
3.	72 600	643 200	1,9
4.	88 300	634 600	1,2

3. Eredmények

Az 1. ábrán feltüntettük a területen keresztülhúzó nagyszerkezeti vonalat, az ún. Mecsekalja-vonalat mint elvileg lehetséges aktív tektonikai vonalat is BARABÁS et al. (1964) nyomán.

Megállapítható, hogy a Mecsekalja-vonal a Bouguer-anomália térkép alapján nem mutatható ki. Ez a Bouguer-anomáliákkal kapcsolatban említettek szellemében nem meglepő, hiszen a vonal paleozoos és mezozoos aljzatú területeket választ el egymástól, amelyek között alig van sűrűségkülönbség, így a Bouguer-anomáliák elsősorban az aljzatképződmények helyzetét, és nem minőségét jelzik.

A Mecsekalja-vonal aktivitását megítélendő egy 10 km széles zóna földrengéseit vizsgáltuk. A szélesebb zóna vizsgálatának szükségességét az epicentrum-adatok pontatlansága mellett az is alátámasztja, hogy ha a vonal dőlt helyzetű, egy több km mélységben, a vonal mentén kipattanó rengés epicentruma a vonal felszíni helyzetétől jelentősen eltérhet.

Az 1. ábra szerint e zónában három rengés pattant ki az elmúlt 120 év folyamán. Az 1. táblázatban 8-as számmal jelölt 1900-as szekszárdi rengés esetében valószínűsíthető, hogy a rengés nem a Mecsekalja-vonal mentén keletkezett, hanem a kis lokális Bouguer-minimum valamelyik peremén, esetleg ezek egyike és a Mecsekalja-vonal metszésében. A 12. számú, 1922-es pécsváradi rengés esetében a szí-

tuáció hasonló, a rengés valószínűleg a Bouguer-minimum által jelzett kis medence ÉK–DNY-i csapású vagy erre merőleges pereméhez, esetleg a két medenceperemi törés metszéspontjához kapcsolható. Kevésbé világos a helyzet a 3. számú, 1882-es bátaapáti rengés esetében, itt az epicentrum közvetlen közelében ugyanis nincs gravitációs gradiens zóna. Bátaapától ÉK-re azonban csak 6-8 km-re vannak más községek, ahol a földrengést elvileg észlelhetnék volna, így elképzelhető, hogy a rengés a Bonyhádtól DK-re kimutatott kis Bouguer-minimumnak megfelelő medence déli vagy DK-i pereméhez kapcsolódott. Ez természetesen csak lehetőség, a rengés kapcsolódhatott a Mecsekalja-vonalhoz is, vagy a terület más töréséhez is.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a Mecsekalja-vonal szeizmikus aktivitása, hasonlóan a magyarországi nagyszerkezeti vonalak többségéhez, igen alacsony. A három földrengés epicentrum önmagában is kevés, és láthatjuk: kettő esetében valószínű, hogy a Mecsekalja-vonal környezetében kipattanó rengés alacsonyabb rendű aktív vonalhoz kapcsolódik.

A magyarországi nagyszerkezeti vonalak csekély aktivitásának több oka is lehet. Elképzelhető, hogy egyes vonalak mentén ma már nem történik elmozdulás, így mechanikai feszültség eleve nem halmozódhat fel. Más esetekben esetleg elmozdulás ugyan történik, de a hosszú ideje folyó tektonikai mozgások következtében a csúszófelület elég sima ahhoz, hogy a mozgás akadálytalanul, feszültségfelhalmozódás nélkül történjen. Megemlítjük, hogy az alacsony szeizmicitás ugyan általában jellemző a magyarországi nagyszerkezeti vonalakra, de azért van ellenpélda is: a diósjenői diszlokációs öv vagy a Zagyva-árok keleti pereme esetében számos történelmi rengés jelez mai aktivitást.

Az 1. ábrán ábrázolt területen kipattanó valamennyi, eddig nem részletezett rengés esetében elmondható, hogy azok epicentrumai gravitációs gradiens zónákra esnek, így a kipattanásukért felelős törésvonalak helyzete a Bouguer-anomália térkép alapján nagy valószínűséggel meghatározható.

Ugyanez mondható el a Mikroszeizmológiai Megfigyelőhálózat által regisztrált négy rengésről is, azzal a megjegyzéssel, hogy ezek között valamennyi egy konkrét szerkezethez, a Bouguer-anomáliák alapján Baja környékén kimutatható, mintegy 30×15 km kiterjedésű kis medence peremeihez kapcsolható.

COMPARISON OF HORIZONTAL AND VERTICAL LAYOUTS OF ÜVEGHUTA WASTE REPOSITORY

JÓZSEF VERBŐCI*, KÁROLY BÉRCI**, JÓZSEF MESTER*, JÓZSEF MUHEL*, GYÖRGY MAJOROS*, ISTVÁN KOVÁCS*, JÁNOS SZABÓ**, ROZÁLIA MAGYAR** and TAMÁS TAKÁCS**

*Calamites Trade and Engineering Bureau, H-7629 Pécs, Bocskai u. 7.

**ETV-Erőterv Co., H-1094 Budapest, Angyal u. 1-3.

Keywords: granites, Hungary, low-level waste, mining, radioactive waste, transportation, underground disposal, waste disposal

An underground repository constructed using mining techniques has got more volume by one order of magnitude than the waste to be finally disposed of. Depending on the dimensions of the rock body with good sealing properties in which the underground workings will be cut, the layout of the storage area may be horizontal or vertical. The basic version of a horizontal layout repository comprises large sized tunnels excavated by self-advancing machinery and hauling vehicles through inclined shafts. The vertical layout may be constructed with storage chambers arranged at several depth levels or with vertical storage chambers (silos) that require vertical shafts and rail guided underground haulage. The comparison of different repository layouts, access alternatives and their combinations revealed important differences in construction, technical solutions of operation, environmental impact, safety and cost.

1. Introduction

For final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste, the Üveghuta region of Bácsaapáti, Tolna County was designated the candidate area in 1996. Besides the geological exploration of the site, the conceptual planning of the repository layout and construction was also started (Calamites 1996). On the basis of the previously accepted conditions, a 4-5 km² area was outlined at the hilltop east of Üveghuta.

The basic function of the repository is to isolate the short-lived radionuclides ($T_{1/2} < 30$ years) from public contact whilst decaying to a radiation level that is only a fraction of the natural background radiation level. This period is predicted to be 300-500 years on the basis of the present activity level of Paks Nuclear Power Plant waste.

The whole disposal system shall provide the necessary protection against the release and spread of radionuclides to the environment. The disposal system comprises the waste forms and the packaging, the engineered objects and bulkheads hosting the packages, and such geological, hydrogeological and other environmental conditions that may influence the transfer of the radionuclides into humans.

§ (1) Section 1 of the Mining Law defines the underground part of the waste repository as an "underground area for non-mining activity". Therefore, the construction, use and closing down of the underground waste repository, together with its functionally connected surface facilities fall within the specific regulations for radioactive waste disposal and the regulations of the Mining Law, Decrees for the Mining Law, the General Mining Safety Regulations

(ÁBBSZ), and so it may take place only after the approval of the competent Mining Authority.

In the first study plan (Calamites 1996) optimal technical solutions of mining construction and operation were outlined assuming that the -200 m (above sea level) part of the hilltop area consisted of massive and solid granite rock with uniform rock-mechanical properties, and together with the overburden rock, being thicker than 100 m, the geological barrier would allow the safe disposal of the waste.

Since the ca. +170 m (above sea level) part of the valleys surrounding the hilltop, at a distance of 1 km from residential buildings, offered a suitable place to locate the surface facilities of the repository, two inclined shafts would provide the optimal solution in developing the underground repository, accessing the rock from the surface, allowing the haulage and applying ventilation. Based on hydrogeological considerations there was concern that the ascendant water flow might easily reach the surface and the biosphere through the fractured rock surrounding the inclined shafts; thus the safety of the repository would be complete should vertical shafts sunk from the hilltop connect the underground repository with the surface.

Building a horizontal network of storage chambers in the form of large size tunnels would mean an optimal solution only from a mining point of view, which would not endanger the safety of waste disposal if the underground repository was not intersected by fracture zones.

If fracture zones confine the host rock, and the vertical dimension of homogenous blocks is greater than the horizontal one, it is more practical to select a vertical arrangement for the repository instead of horizontal.

The two independent surface access routes, required by mine safety regulations (for escape purposes), taking the form of two inclined or vertical shafts, combined with a horizontal or vertical arrangement of the disposal area supplied the widest range of technical and economic options for evaluation the right decision.

The different versions of repository layout will be further reviewed, some selected layouts will be then analysed, and the access system will be characterised, followed by a comparison and summary.

2. Overview of repository layouts

For having the lowest impact on the residential area, the plant for receiving, handling the waste and providing a facility for the air intake and for visitors should be located in the Nagymórágy Valley and in the Huta Valley, respectively (*Figure 1*).

In the design phase a storage capacity of 20,000 m³ waste from power plant operation and 20,000 m³ waste from decommissioning was considered, both conditioned

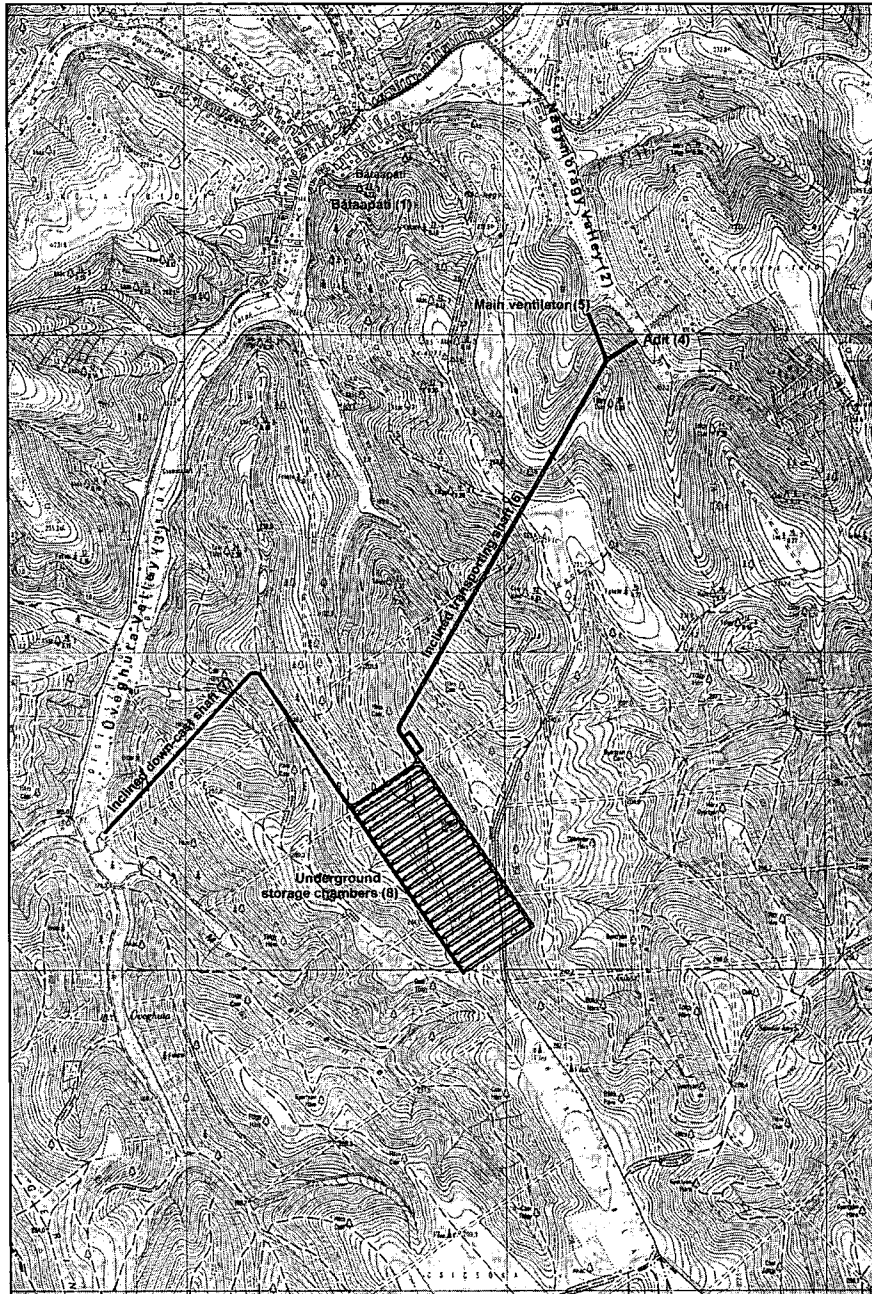


Figure 1. Situation map of disposal site (version X00A)

1. ábra. A tároló áttekintő térképe (X00A változat)

1 – Bataapati, 2 – Nagymórágyi-völgy, 3 – Üvegkuti-völgy, 4 – táró, 5 – főszellőztető, 6 – szállító lejtősakna, 7 – behúzó lejtősakna, 8 – föld alatti tárolókamrák

in steel drums at the nuclear power plant. Stress was placed on a demand to ensure the recovery of waste packages provided by *placement containers* (version X). In this case the waste received in steel drums at the repository plant site, after temporary storage on the surface, would be packed into locally cast reinforced concrete containers with a 2.25×2.25 m floor area, with 1.55 m height and 0.15 m wall thickness (9 drums of 200 litre or 5 drums of 400 litre) that also function as a second barrier. Gaps between drums and the container wall shall be filled with concrete and the containers will be covered with reinforced concrete lids (conditioning). The containers each with a total volume of 7.85 m^3 should be transported into the underground disposal chambers as waste packages with a maximum weight of 16 tons.

The alternative suggested in earlier design data was a storage capacity for 12,635 steel drums of 200 litre ($= 2,527 \text{ m}^3$) and 43,020 of 400 litre ($= 17,208 \text{ m}^3$) for the waste from the operation and decommissioning; if the waste was disposed in drums then recovery was not required but sealing backfilling takes place simultaneously with the deposition.

The planned disposal period is 20 years, the average and maximum daily transport is 2 containers or 20 drums and 4 containers or 40 drums respectively.

Considering the break down by drum sizes, $40,000 \text{ m}^3$ of waste may be packed into 20,016 containers requiring a $7.85 \times 20,016 = 157,126 \text{ m}^3$ area when disposed of in the repository. At the same time the 25,270 drums of 200 litre ($= 5,054 \text{ m}^3$) and the 86,040 drums of 400 litre ($= 34,560 \text{ m}^3$) altogether take $78,500 \text{ m}^3$ area due to dead areas between the round surfaces of the drums.

If a *horizontal* layout of the storage area is chosen (version 00) $3 \times 3 + 2 = 11$ containers can be placed symmetricaly at the centre, laterally as close as possible, and stacked on each other in the $70\text{--}80 \text{ m}^2$ free section of the storage gallery mined out with slight gradient between the ventilation and haulage tunnels. When placing the waste, free sections should be left for the through ventilation, for the use of a manway, to check and maintain the supports, and to do sealing backfilling (Figure 2).

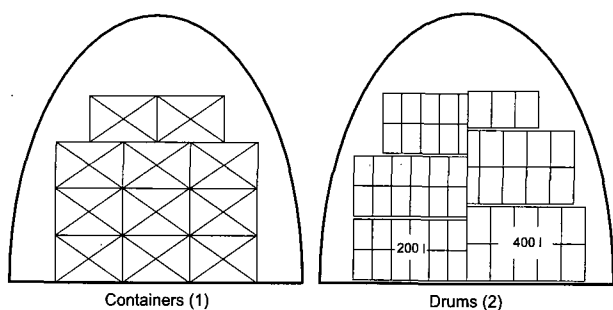


Figure 2. Placement of waste packages in a storage road

2. ábra. Hulladék csomagok elhelyezése a tárolóvágatban

1 – konténerek, 2 – hordók

If a *vertical* arrangement of the storage area is chosen, two solutions are possible:

- The necessary length of the storage galleries is arranged in horizontal levels with about 30 m distance between them (version 01), the ventilation and haulage tunnels are interconnected with inclined or vertical shafts.
- The storage area is constructed in the form of large volume silos with vertical axes (version 11), which are sunk from a large sized crane hall.

The repository may be accessed from the surface by two vertical shafts sunk from the surrounding valleys (version A), by one inclined transport shafts sunk from the Nagymórágy Valley and one vertical shaft sunk from Úveghuta Valley (version B), or by two vertical shafts sunk from the hilltop (version C).

The two storage capacities required by two kinds of packaging (version X – containers, version Y – drums), for the three layouts (version 00 – horizontal arrangement on one level, version 01 – vertical arrangement on several levels, version 11 – silo-type arrangement) and for the three different surface access routes (version A – two inclined shafts, version B – inclined transportation shaft and vertical ventilation shaft, version C – two vertical shafts) come to a total of 18 layout versions of the repository, considering the same size tunnel sections. Versions 01 and 11 (vertically arranged storage places) combined with inclined shafts and staples (version AC) define four further versions.

It is feasible to cut such tunnel and silo sections which can host all kind of waste packages and optimally save the place. This optimal sections combined with the length of the storage gallery (00) and the vertical size of the rectangular storage silo (11) may result in a defined storage unit of either horizontally or vertically arranged repositories, which can host defined numbers of different kind waste packages.

By interconnecting these serial or parallel arranged units of storage galleries (0) and silos (1) with haulage and ventilation tunnels a number of repository layouts may be formed with the required storage volume. To dispose of $20,000 \text{ m}^3$ waste from operation and $20,000 \text{ m}^3$ waste from decommissioning, the nominal volume packed into drums, roughly twice as much volume for the storage site is required. If the drums are packed into containers their volume is doubled again, so their storage room requirement is also doubled. The capacity versions (X, Y) of the repository differ from each other only in size: the size of version Y is half than that of version X.

The important versions of the repository are determined by the layout versions (00, 01, 11) and surface access versions (A, B, C, AC) furthermore their main components are included in the conceptual designs (Figure 3).

At the end only two disposal versions were considered:

- repository with $320,000 \text{ m}^3$ storage volume for disposal in containers (version X),
- repository with $160,000 \text{ m}^3$ storage volume for disposal in drums (version Y).

The geotechnically uniform block of rock with the correct properties to host the 20,000 m³ waste from operation and 20,000 m³ waste from decommissioning in containers should have a volume of 4.5 million m³, with overall dimensions of 300×50×30 meter or 150×150×200 meter in the case of horizontal and vertical layouts, as shown on Figure 3.

The excavation may be implemented with drilling and blasting or with a high-capacity drilling shield. Since the drilling shield allows only excavating straight or slightly curved tunnels longer than 500 meter, it is used only if a reliable geological prognosis is available. The conceptual design considers the use of blasting excavation because this allows adjusting the work to the local geological conditions by changing the direction and section of the tunnel.

With regard to the gradient of the tunnels, it should be noted that the excavation technique using repeated drilling-blasting-hauling cycles can be done economically only with high power, self-advancing, diesel operated, tyre equipped, drill-load-haul vehicles driving safely on grades up to 14.3%, and optimally on grades of 10%.

From the technological point of view the final disposal of waste is a haulage task. In the construction phase, excavated rock from an underground cavity with a volume of several hundred thousand m³ should be hauled out in 3-5 years, while during the operation and sealing phase, the waste and sealing material should replace of the excavated rock in a period longer by one order of magnitude. Clearly, this requires a proper selection of optimal loading-hauling vehicle.

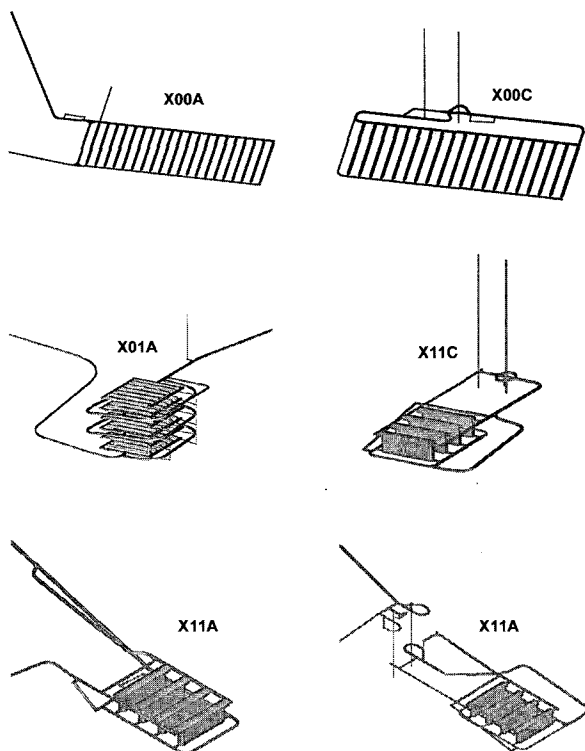


Figure 3. Layout versions of the disposal site

3. ábra. A vizsgált tárolók elrendezési vázlatai

Giving this aspect a high priority, the transportation shaft should be an inclined shaft that is connected to the horizontally arranged storage area (versions 00A, 00B, 01A or 01B) in which forklift trucks take the waste packages to their final site. The construction cost and time of this layout version is minimal.

In the case of a silo-type repository built with inclined transportation shaft (versions 11A and 11B) the advantages of vehicle haulage are clear in the construction period and in a major part in the operation period. The vertical transport for placing the waste into the silo cells requires frame or overhead cranes, and remote control suspension equipment for containers and for group of drums.

For a silo-type repository the same volume of underground cavities should be excavated as for storage galleries, however its construction costs and time are at least double due to the building of the inner reinforced concrete cellular structure.

If containerised waste disposal is required the vertical arrangement of multiple level storage galleries interconnected with inclined haulage tunnels keeps the advantage of using uniform haulage vehicles, however it doubles the total length of the haulage tunnels as compared to horizontal layout (versions 01A and 01B). The construction costs and time are estimated at about 50% higher, too.

The most significant difference between the versions presented here comes when selecting a vertical transportation shaft (Calamites 1997). The rail guide haulage system cannot be easily adapted to the wheel haulage that is required in the construction phase in order to transport large amounts of rock, personnel, material, etc., and is indispensable in the operation phase to transport the 16 ton containers and bulk sealing backfilling material.

The shaft sinking will take place with drill-blasting techniques. For hoisting less than 200-300 m³ of rock a day, special shaft sinking equipment is required. The sinking and equipping of the vertical shaft for its final function is the first element in the work task sequence of the underground construction, the period of which, between preparatory works and completion, extends the construction period by, at least three years.

Sinking the twin shafts from the hilltop (version C, Figure 4) is hardly acceptable because of the need to cut down a large forest area and consequently disturb the nature for building the pit yard and access roads.

To keep the advantages of vertical shafts which provide a higher safety of sealing, this deficiency may be eliminated by building adits with 5‰ slope to the surface from the same surface opening points where inclined shafts would start, and by connecting adits to the disposal area with staples.

All layout versions of the disposal area connecting to vertical shafts or staples are the same as in versions connecting to inclined shaft. The total length of haulage and ventilation tunnels, due to auxiliary tunnels around the shafts, is shorter by up to 20-30%. However the cost and time saved this way is lost by the fact that the self-advancing vehicles of the site construction can only be transport-

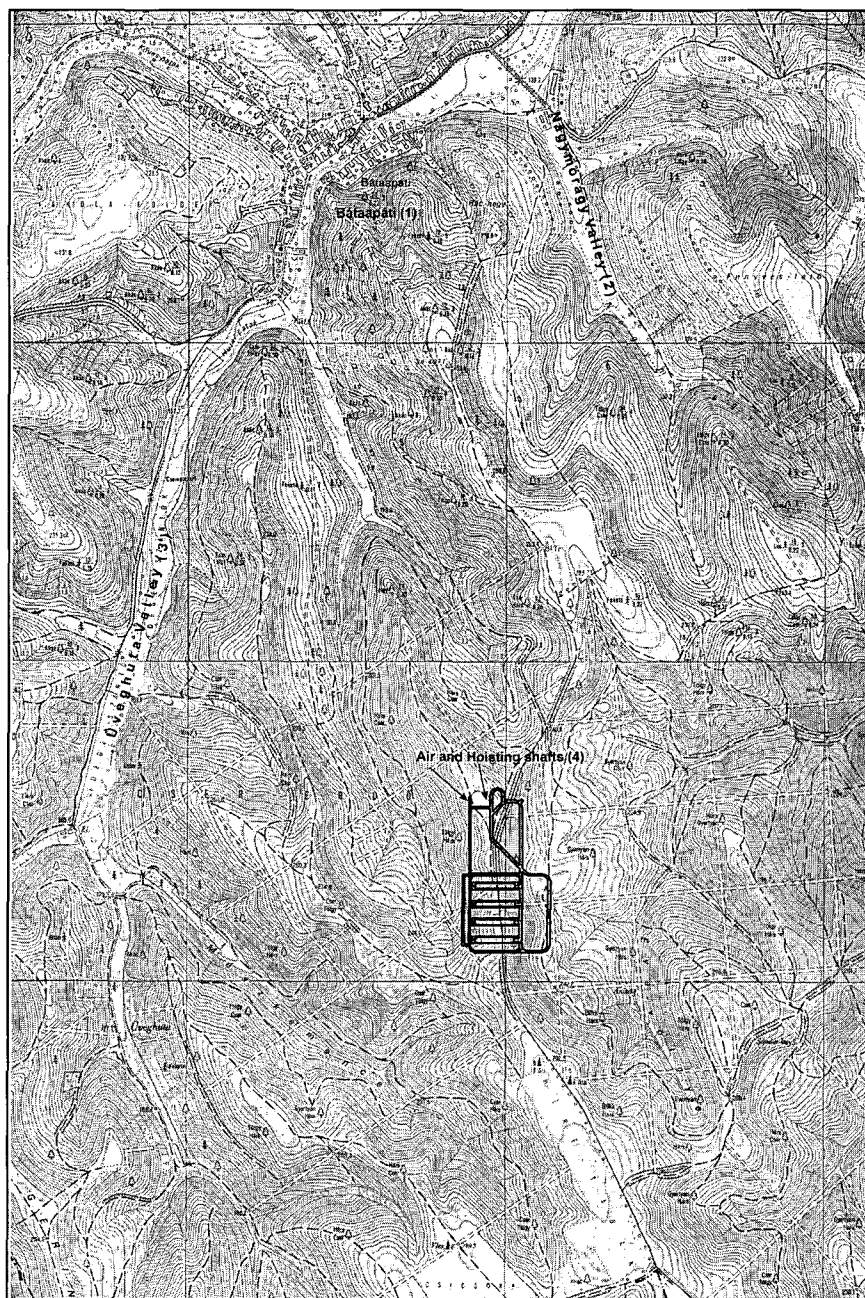


Figure 4. Situation map of disposal site (version X11C)

4. ábra. A tároló áttekintő térképe (X11C változat)

1 – Bátaapáti, 2 – Nagymórágai-völgy, 3 – Üveghutai-völgy, 4 – lég- és szállítóakna

ed down the shaft in parts, also requiring an area equipped with overhead crane for vehicle assembling and disassembling.

3. Selection of versions for further analysis

Principles below determine the basic repository concept (versions X00A and X01A, containerised waste disposal in storage galleries arranged in one level and accessed by inclined shafts):

The surface opening points of the access tunnels of the underground repository are determined by the location of the surface plant sites (Calamites 1996). Surface plant sites of the underground repository (Figure 1) hosted by the hill, are located in the nearest valleys from Bátaapáti direction where the plant sites may be optimally connected to the utility lines and the forests may be ecologically protected.

The drilling-blasting excavation with the high-performance self-advancing vehicles allows excavating of up to 80-100 m² tunnel sections in one stage. Since using a multiple

stage process for larger sections causes the specific cost and construction time to increase by 20-30% the driving of storage galleries should ideally be completed in one stage. Using the haulage vehicle in the whole repository area requires horizontally arranged storage galleries and grades up to 12.5% in the construction phase (in the operation phase the haulage is mostly sloping). The two inclined shafts are optimally located between surface opening points and the repository if within a 150 m depth interval and about 1 km horizontal distance.

On the basis of modelling the possible water flows in the sealed repository the sealing is safer if the repository is connected with the surface by vertical shafts sunk from the hilltop (versions X00C, Y00C, X01C, *etc.*). Based on this fact the concept of the repository could be essentially changed.

The location of the surface opening points of the shafts and the surface plant sites on the top of one of the forest clad hills should be in the vicinity of the site of the underground repository. As an alternative, sinking of vertical shafts from the same surface opening points together with their connecting tunnels to the repository would double the construction and operation costs, since construction costs and time would increase by 50% and 100%, respectively, due to building of surface plant sites, road and utility connections, sinking the shafts and building a shaft hoisting equipment.

To adjust the use of self-advancing vehicles for drilling-blasting excavation, the driving of horizontally arranged tunnels with sections to be driven in one stage means the optimum solution with a haulage system, where shaft transportation is combined with wheel haulage.

According to the final report of the geological exploration of the disposal site (BALLA *et al.* 1998) the most applicable block of the rock is at the north part of the site with a horizontal dimension about 150 m and a vertical dimension higher than 150 m. The vertical layout of the disposal area may be built by driving relatively short storage galleries at several levels (version 01) or by cutting deep, rectangular silos (version 11).

The basic, multiple (six) level, horizontal layout version comprising six storage galleries per level and accessed by two inclined shafts (01) may be built so that the levels intercepted by haulage and ventilation tunnels are interconnected by inclined or vertical shafts.

Using the difficult, more than one stage (at least three stages) divided section tunnel driving process the tunnel sections are doubled, which halves the number of the levels.

In a hosting rock block where horizontal dimensions are limited, the increase of depth, in fact the multiplication of the vertical size of the storage galleries, can provide the required storage volume (*Figure 5*).

In this case stacking of waste packages requires a crane and it shall be built above the silo. Since the section of the crane hall is unused for storage, the space utilisation of the silo-type repository is not better than that of the horizontal tunnel type.

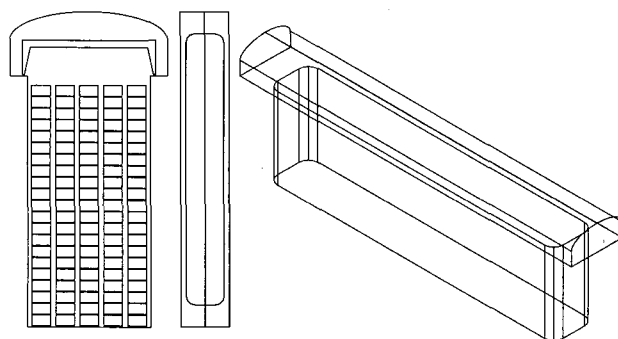


Figure 5. Layout of silo-type storage area

5. ábra. A silós tárolótériség elrendezése

Vertical arrangements including the silo-type layouts may be combined with either the version with two inclined shafts (A) or the version with two vertical shafts (C) depending on the priorities defining the project concept (Calamites 1998).

Different versions regarding the two locations of surface plant sites may be harmonised, with the expense of additional construction costs and time, so that adits with 5‰ slope outward are driven from the surface opening points of the basic version to the planned underground repositories, where the repository is accessed by staples (subversions AC). Setting the surface plant site at an optimum location and protecting the environment will allow a compromised solution of the basic requirements with conflicting priorities, at the expense of maximum cost and time of the underground construction.

On the basis of considerations above the following section will analyse only those versions that provide a maximum volume underground repository, although construction costs and time of implementation will be basically different.

4. Analysis of repository layout versions

The following versions will be analysed as follows:

- horizontal layout of storage galleries on one level: X00 and Y00,
- horizontal layout of storage galleries on multiple levels: X01 and Y01,
- vertical layout of storage area: X11 and Y11.

The analysis will be completed with the comparison of the three versions.

4.1. Horizontal layout of storage chambers at one level (versions X00 and Y00)

For stability of galleries used as storage chambers, it was considered important to keep the distance between chambers at least double the chamber width, furthermore chambers can be driven in one stage. With regard to insuf-

ficient rock mechanical information and the (as yet undefined) expected lifetime of the repository, a vertical-axis half-ellipse shape gallery section was selected. The useful section size of the chamber is 70 m², however 75 m² of excavated capacity is anticipated due to possible uneven gallery wall surfaces and extra supports (Figure 2). In the 70 m² free section of 2.3 m length 11 containers (version X00), or in 2.0 m length 198 drums of 200 litres, or in 2.4 m length 132 drums of 400 litres (version Y00) may be placed.

The length of storage chambers for containers (version X00) is calculated as follows: $20,016:11 \times 2.3 = 4,186$ metres is required, which shall be increased by $n \times 4$ metres for the forklift truck (n is the number of the storage chambers). The length of storage chambers for drums (version Y00) is calculated as follows: For 25,700 drums of 200 litres, $25,700:198 \times 2.0 = 260$ metres and for 86,040 drums of 400 litres $86,400:132 \times 2.4 = 1,565$ metres, altogether 1,825 metres tunnel is required. Construction of 10 storage chambers seems to be sufficient. The main dimensions of the required repository area are 220×300 metres.

4.2. Horizontal layout of storage chambers on multiple levels (versions X01 and Y01)

Using the calculation above, six storage chambers are planned for each level. The 150 m dimension predicted by geological exploration allows using a 120 m useful length of the galleries to house 50 lines (*i.e.* 550 pieces) of containers; the other 30 m is necessary for access tunnels. For the 20,016 containers, construction of 36 storage chambers is required which can be arranged on six levels. A 30 m height of levels is defined to provide the double value of the lateral spacing. Based on rock-mechanical consideration, storage chambers are laterally shifted by the width of one chamber, alternately by levels, so the original overall 160×160 metres horizontal dimensions of the site together with the access tunnels are increased to 160×200 metres.

Considering the available geological and rock mechanics information (BALLA *et al.* 1998) the six levels of version X01 were allocated between +130 metres and -20 metres (above the sea level) using 30 metres height of levels. Practically, the surface opening points of the repository access by inclined shafts (version X01A and Y01A) are identical with that of the versions X00A and Y00A.

In the case of repository access by vertical shafts (X01C and Y01C), in order to properly build the pit bottom area the site of the main air-intake shaft is shifted by 45° to south to the transportation shaft. Furthermore, the distance between the two shafts shall be reduced so that they can be set within the pit yard built on the hilltop, at +270 metres above sea level. Considering technical and economic requirements, the shaft bottoms will be constructed at every second level (level 1, 3 and 5). In the case of versions Y01A and Y01C the number of levels are reduced from six to three.

The underground repository, together with the access

tunnels requires an overall dimension of 275×275 m, or 275×450 m in case of versions X01A, Y01A and X01C, Y01C, respectively.

4.3. Vertical layout of storage area (versions X11 and Y11)

The 157,126 m³ of storage capacity for 20,016 containers can also be provided in vertical silos. Considering the expected geomechanical conditions (BALLA *et al.* 1998) a useful silo volume of 115×11.5 m is selected, which is adapted to the container sizes and hosts 250 containers in lines. 20 lines allow the disposal of 5000 containers in one silo. Therefore four silos are required to dispose ~20,000 containers. For placing the containers into silos, a crane hall with 218 m² section shall be constructed. The length of the crane hall shall be 5 metres longer (120 metres) than the length of the silo and the dead area. The access tunnels to be used for sealing works (10 metres each) and the bottom width of the haulage and ventilation tunnels (15 metres each) altogether require about 160 metres, along with the length of the silos.

The width of the silos is also increased due to the reinforced concrete shell of the silos and the bentonite sealing zones, so their excavational cross-section width is increased to 15 metres. 40 m distances are kept between silos. Since haulage and ventilation tunnels will be interconnected on the crane hall level at the haulage side, and on the silo bottom level at both sides, the maximum overall width will be increased to 250 metres. By considering the calculations given above, a rock block with 160×250 m horizontal and 35 m vertical dimension can accommodate the silo-type repository.

In practical terms, the craning and the bottom level of the silos are planned to the +30 metres and the -5 metres (above sea level), respectively.

Considering the overall dimensions described above, all the X11A, X11C and X11AC versions may be constructed. If, in the case of versions Y11A, Y11C and Y11AC, the number of silos is reduced to two, a decrease of overall dimensions to 160×125 metres will result.

5. Access system

The most important elements of the access system are the surface opening points, the location of which are primarily determined by hydrogeological considerations. This decision is influenced by its impact on the nature, environment, economics, safety and construction time. The access of the repository is possible both by inclined shafts (A) and vertical (B) shafts.

In the versions X00A, X01A and X11A the inclined shafts form the main access tunnels. The layout versions of X00C, X01C and X11C are built with centrally located vertical twin shafts. In the case of version XAC adits and vertical twin shafts form the main elements of the access system. (The access systems of versions Y are analogous).

The inclined transportation shaft is constructed as a lying, half-elliptical shaped tunnel with 7.2 m bottom width, 5.2 m height and 37.5 m² excavated cross sectional area. Its inclination varies between 8–12.5% depending on the height of the storage levels. The main inclined ventilation shaft is constructed as a tunnel with 5.2 m bottom width, 4.0 m height, 20.8 m² excavated cross sectional area and a shape with rounded corners. Their inclination may also vary between 8–12.5%. The inclined shafts, at the proper depth, are connected to the haulage and ventilation tunnels of the repository by horizontal tunnels. The length of these tunnels depends on the arrangement of the storage chambers.

In version X00A the length of the inclined transportation shaft is 1472 metres (Figure 1) while the main ventilation shaft is 1145 metres long. If building a shaft for vertical transportation and manway purposes is required (versions X00B and Y00B) then at the Üveghuta side of the repository, the main access ventilation tunnel, instead of the inclined shaft, should be driven (with ~800 metres length) from the direction of the inclined transportation shaft on the +30 metres level.

The haulage and ventilation tunnels at the bottom end of the inclined shafts should be connected by a collecting tunnel, which allows driving the intercepting haulage and ventilation tunnels simultaneously. The practical place of the main sump for drained water and the electric switching cabinet is at the side of the inclined transportation shaft.

In the case of version X01A, the length of the inclined shaft collecting the six storage levels is considerably increased to 4373 metres, while the main inclined air intake shaft is also increased to 1542 metres.

6. Comparison of versions

Versions have got two main components: their access system and their storage chambers. In the following a comparison will be made that is based on physical parameters and costs.

6.1. Comparison on the basis of physical parameters

Based on total *length of shafts and tunnels* versions are ranked in the following increasing order: X00C, X00A, X11C, X01C, X11A, X11AC, X01A. The required tunnel driving of the last version is almost twice as the first one.

There is no significant difference between the *average tunnel sectional areas*. Versions X01A and X11A demand the smallest sections, while version X00C requires the largest one (the difference is about 11 m²).

The *excavated rock volume* is considered as the most important physical parameter. From this point of view the ranking of versions in increasing order is as follows: X00C, X00A, X11C, X11A, X01C, X11AC, X01A. The difference between the last and the first one is 239,616 m³ rock to be excavated (that is 35.3% of the first one).

The *time required for tunnel driving* is ranked in increasing order as follows: X00A, X01A, X00C, X11A, X11C, X01C, X11AC.

If the ranking order of the versions by the different parameters are expressed in numbers, and these numbers are summed up, the overall ranking order is as follows (summed ranking numbers are brackets; where the higher the summed number the less favourable the version): X00C (13), X00A (14), X11C (16), X11A (17), X01A (23), X11AC (26), X01C (27).

Of course, this ranking is only indicative.

6.2. Comparison on the basis of costs

Evaluating the construction costs of the Üveghuta underground repository and its surface servicing facilities, X00A is the cheapest layout version to build. The calculated investment is around 20 billion HUF on price level of 1st of January, 1999. This amount includes the construction costs of the repository accommodating 40,000 m³ waste from operation and demolition of the nuclear power plant, if the investment is implemented in one stage. Building repository layout versions X00C, X01A, X01C and X11C, X11AC cost more by 30% and 70%, respectively, than version X00A, *i.e.* the storage chamber type repository arranged on one level and accessed by two inclined shafts. Within the costs of the different versions, mining access and construction works run to around 70%. Apparently, the investment is lower if 50% of the storage capacity, to dispose only the waste from nuclear plant operation, is built in the first stage. Since this lower capacity requires the full infrastructure, the postponed costs are 30% in mining construction and 15% in the whole investment.

7. Summary

The comparative analysis of constructing a repository with horizontal and vertical layouts, hosting 20,000 m³ of operational and 20,000 m³ of decommissioning waste was completed, taking into account all the studies prepared so far (Calamites 1996, Calamites 1997, Calamites 1998).

On the basis of the results of the geological exploration completed so far, evaluating technical and economic aspects of construction, operation and close down, the required overall dimension of the rock block accommodating the repository alternatives has been defined both for horizontal and vertical layouts; some parts of the underground facility may be located in the surrounding rock blocks keeping enough safety distance, in other words, the repository may be structured.

Efforts were made on how to utilise the volume of the repository best, and to optimise the dimensions of the access system.

According to investigations completed so far, construction, operation and close down costs, furthermore the construction time is the minimum when a repository compris-

ing horizontal layout storage chambers is developed by self-advanced vehicles through inclined shafts, the waste packages are transported to the disposal place by vehicles and finally the repository is sealed and closed down. This can be taken into account when making decisions; nevertheless a final selection among the layout versions is possible only after complex analysis of safety, technical, economic, environment- and nature protection requirements.

With regard to the latest results of the site exploration, the basic implementation of the horizontal-layout repository (X00A) is located under the ridge at a NNW direction from Borehole Űh-2, where in the case of containerised deposition, the 20+20 thousand m³ waste fills up 20 storage galleries within an overall area of 250×600 m. In case of disposal in drums and using continuous sealing (Y00A) the same quantity of waste fills up only 10 storage galleries, so an overall area of 250×300 m is sufficient.

If the dimensions of the rock block assigned to the repository will not be more than 150×150 m, there are only two basic solutions.

The first one is to utilise more than one rock block as mentioned earlier, which costs more since the intersection

of fractured rock zones involves construction difficulties and the need to use supports. The other solution is to construct 4 rounded corner, rectangular form silos laid lengthways with the dimensions of 115×35×12 m, allowing the building of the repository within the overall dimensions of 150×150×80 m, with the bottom level of the crane hall at +50 m (above sea level) as an optimum, according to current information. This solution is called version X11.

Should an underground disposal with a minimum 350×250 m overall dimension and acceptable long life and reliable sealing (taking into account the engineered barriers) be justified, the preferred version found as optimal on the basis of the results presented above is a horizontal layout of storage galleries combined with two inclined shafts. The construction should be done in two stages. In the first stage only 10 storage galleries at +30 metres (above sea level) together with the inclined shafts are driven from the whole version of X00A (in the same form as in the version of Y00A) for the wastes from nuclear power plant operation. The second stage will start when the power station will be decommissioned in 100 years time.

References

- BALLA, Z., CHIKÁN, G., DUDKO, A., GYALOG, L., HORVÁTH, I., KÓKAI, A., KOLOSZÁR, L., MAROS, GY., MARS, I., PÁLFI, É., PALOTÁS, K., RÁLISCH-FELGENHAUER, E., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., VETŐ, I., MOLNÁR, P., TUNGLI, GY., BUDA, GY., DITRÓI-PUSKÁS, Z., MEZŐ, GY., and SZILÁGYI, G., 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmassági vizsgálat zárójelentése (in Hungarian: Final disposal of reactor-generated L/IL radioactive waste. Final report on the site exploration and suitability assessment), Üveghuta 1997-1998. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- Calamites 1996: Bányászati módszerekkel megvalósítandó hulladék-elhelyezési létesítmény Üveghután. Tanulmányterv az Erőterv és a PA Rt. részére (in Hungarian: Waste repository to be implemented with mining techniques at Üveghuta. Study plan for Erőterv and PA Rt.). – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- Calamites 1997: Az üveghutai felszín alatti tároló lejt- és függőaknás megközelítési alternatíváinak összehasonlító műszaki-gazdaságossági vizsgálata. Tanulmányterv az Erőterv és a PA Rt. részére (in Hungarian: Technical and economical comparative analysis of inclined and vertical shaft access of Üveghuta underground repository. Study plan for Erőterv and PA Rt.). – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- Calamites 1998: Az üveghutai felszín alatti tároló preferált telephelye létesítési változatainak összehasonlító vizsgálata. Tanulmányterv az Erőterv és a PA Rt. részére (in Hungarian: Comparative analysis of construction layouts of preferred site of the Üveghuta underground repository. Study plan for Erőterv and PA Rt.). – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.

HORIZONTÁLIS ÉS VERTIKÁLIS ELRENDEZÉSI VÁLTOZATOK ÖSSZEVETÉSE AZ ÜVEGHUTAI HULLADÉKTÁROLÓRA

VERBÓCI JÓZSEF*, BÉRCI KÁROLY**, MESTER JÓZSEF*, MUHEL JÓZSEF*, MAJOROS GYÖRGY*, KOVÁCS ISTVÁN*, SZABÓ JÁNOS**,
GÁTINÉ MAGYAR ROZÁLIA**, TAKÁCS TAMÁS**

*Calamites Kft., Pécs, 7629 Pécs, Bocskai utca 7.

**ETV-Erőterv Rt., 1094 Budapest, Angyal utca 1-3.

A bányászati módszerekkel kialakítható felszín alatti tárolótér szükséges üregtérfogata egy nagyságrenddel nagyobb, mint a véglegesen elhelyezett hulladék térfogata. Az üregrendszer befogadására alkalmas jó szigetelőképességű közettömb méreteitől függően a tárolótér elrendezése horizontális vagy vertikális lehet. Lejtős aknákon keresztül önjáró gépekkel feltárható és szállító járművekkel megközelíthető nagy szelvényű vágatok formájában közel vízszintes síkban elrendezett tárolókamrák jelentik a horizontális elrendezés alapváltozatát. Tárolókamrák több szinten való elhelyezésével vagy függőleges tárolókamrákkal (silókkal) realizálható a vertikális elrendezés, amely kötőtpályás szállítást és függőleges aknákat igényelhet. A lehetséges tárolótér-elrendezési változatok és megközelítési alternatívák kombinációinak összehasonlító elemzése kimutatta, hogy a létesítés és az üzemeltetés műszaki megoldásai környezeti hatásuk, biztonságuk és költségeik tekintetében jelentősen különböznek egymástól.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezésére 1996-ban a Tolna megyei Bábaapáti község területén lévő Üveghuta környékén körvonalazódott egy perspektivikus körzet. Ennek földtani kutatásával párhuzamosan megindult a hulladéklerakó elrendezésének és létesítésének koncepcionális tervezése is (Calamites 1996). Az előzetesen elfogadott feltételek alapján a létesítmény elhelyezésére az Üveghutától K-re lévő dombháton mintegy 4-5 km² kiterjedésű terület kínálkozott.

A hulladékkelhelyezésre szolgáló létesítmény alapvető rendeltetése a rövid élettartamú ($T_{1/2} < 30$ év) izotópok elszigetelése az ember közvetlen környezetétől a környezeti háttérsugárzás szintjének tört hányadáig történő lebomlásukig. Ez az időtartam a paksi atomerőműből származó hulladékok jelenlegi aktivitásszintje alapján 300-500 évre becsülhető.

A szükséges védelmet az aktivitás kiszabadulása és környezeti terjedése ellen az elhelyezési rendszer egésze kell, hogy biztosítsa. Az elhelyezési rendszer része a hulladékforma és a csomagolás, a hulladékcsomagokat befogadó mesterséges létesítmények és korlátok, valamint a geológiai-hidrogeológiai és egyéb környezeti feltételek, amelyek a kiszabadult radioaktív izotópok emberi szervezetbe való átkerülését meghatározzák.

Egy hulladéktároló felszín alatti térsége a Bányatörvény (Bt.) 1. (1) bekezdésének e.) pontja alapján „nem bányászati célt szolgáló föld alatti térségű”-nek minősül, ezért – a funkcionálisan szorosan kapcsolódó külszíni létesítményekkel együtt – létesítése, használatbavétele és megszüntetése a radioaktív hulladékok tárolására vonatkozó specifikus előírások mellett, a Bt. és végrehajtási utasításainak, va-

lamint az Általános Bányászati Biztonsági Szabályzat (ÁBBSZ) vonatkozó előírásainak megfelelően és az illetékes Bányakapitányság jóváhagyásával történhet.

Az első tanulmányterv (Calamites 1996) a létesítés és az üzemeltetés bányászati szempontjai szerint optimális műszaki megoldás körvonalazására irányult azon feltevés alapján, hogy a dombhát tszf. 200 m alatt közetmechanikai szempontból homogén, állékony szilárd gránitból áll, és 100 m-nél nagyobb takaróközet-vastagság mellett a földtani gát már lehetővé teszi a hulladék biztonságos elhelyezését.

Mivel a dombhátat övező völgyeknek a lakott terület 1 km-es körzetén kívül eső tszf. 170 m körüli részei alkalmas helyszínt kínáltak a létesítmény felszíni üzemterületeinek elhelyezésére, a felszín alatti tárolótér feltárására és a külszínnel való szállítási összeköttetésére az áthúzó szellőztetést is biztosító két lejtős akna adott optimális megoldást. Hidrogeológiai megfontolások alapján felvetődött, hogy a tároló lezárása után a lejtős aknák fellazult közetköpenyében a felszín felé irányuló vízáramlás rövid úton elérheti a bioszférát, ezáltal sérülhet a hulladékkelhelyezés biztonsága, amely csak úgy tehető teljessé, ha a felszín alatti tárolóteret a dombtetőről mélyített függőleges aknák kapcsolják össze a külszínnel.

A tárolótér közel szintes hálózatba rendezett nagy szelvényű vágatok formájában való kiképzése ugyancsak bányászati szempontból jelent optimális megoldást, amely a hulladék elhelyezés biztonságát akkor nem veszélyezteti, ha a felszín alatti telephelyet törésses zónák nem keresztezik és elegendően nagy.

Amennyiben a befogadó kőzet, törésses zónákkal közrezárt, homogén tömbjeinek vertikális mérete nagyobb, mint a horizontális, akkor célszerűbb a tárolótér horizontális elrendezése helyett vertikális elrendezést választani.

A bányabiztonsági (menekülési) szempontból megkövetelt két független külszíni kapcsolat lejtős- vagy függőleges aknát tartalmazó megoldásai és azok kombinált létesítési változatai a horizontális vagy vertikális elrendezés lehetséges megoldásaival kombinálva a döntéselőkészítő műszaki és gazdasági elemzés lehető legszélesebb bázisát szolgáltatták.

Az alábbiakban először áttekintjük a létesítményváltozatokat, ezután elemzésre választunk ki egyes változatokat, elemezzük a kiválasztott tárolótér-elrendezési változatokat, jellemezzük a feltárási rendszert, majd összehasonlító elemzést, végül összefoglalást adunk.

2. Létesítményváltozatok áttekintése

A lakóterület legkisebb környezeti terhelése érdekében a hulladékfogadó és -kezelő felszíni üzemterületet a Nagymórági-völgyben, a szellőztető levegőt beszívó és látogatói funkciókat ellátó üzemterületet a Hutai-völgyben jelöltük ki (1. ábra).

A tervezési munkák során kiindulási adatként az atomerőműben acéllemez hordókban kondicionált 20 000 m³ üzemi és 20 000 m³ leszerelési hulladék befogadására alkalmas kapacitással számoltunk. Hangsúlyos igényként szerepelt a hulladékcsomagok visszanyerhetőségének és felszínre szállíthatóságának biztosítása, amely ún. *elhelyezési konténerek* alkalmazásával (X változat) realizálható. Ebben az esetben a hordóba csomagoltan a telephelyre szállított hulladékot, átmeneti tárolást követően 2,25×2,25 m alapterületű, 1,55 m magasságú, 0,15 m falvastagságú, helyben gyártott vasbeton konténerekben (9 db 200 vagy 5 db 400 literes) – a második gátban – helyezik el. A szabadon maradó teret betonnal töltik ki, és a konténereket vasbeton fedéllel zárják le (kondicionálják). Egy-egy konténer 7,85 m³ bruttó térfogatú és legfeljebb 16 tonna súlyú hulladékcsomagként szállítható a felszín alatti tárolókamrákba.

A tárolótér alternatív méretezési alapja – a visszanyerhetőség feladása és az elhelyezéssel egyidejű tömedékelés megengedése mellett – a *hordókban* való elhelyezés (Y változat), amikor is 12 635 db 200 literes (= 2527 m³) és 43 020 db 400 literes (= 17 208 m³) üzemi, illetve ugyanilyen megoszlásban előálló leszerelési hulladék elhelyezése az igény.

A hulladékelhelyezés tervezett időbeni ütemezése 20 év, a szállítás átlagos és maximális forgalma 2 konténer vagy 20 hordó, illetve 4 konténer vagy 40 hordó naponta.

A 40 000 m³ hulladék hordófajtánkénti megoszlását figyelembe véve 20 016 db vasbeton konténerbe csomagolható, amelyek 7,85×20 016 = 157 126 m³ térfogatot töltenek ki a tárolótérben lerakva. Ugyanakkor a 25 270 db 200 literes hordó (= 5 054 m³) és a 86 040 db 400 literes hordó (= 34 560 m³) együttesen – a hengerpalástok közötti holtter miatt – 78 500 m³-t foglal el.

A tárolótér *horizontális* elrendezése (00 változat) esetén a szállító- és légvágatok által közrefogott, enyhe lejtéssel kiképzett 70-80 m² szabad szelvényű tárolóvágatokban a konténerek a szelvény közepén szimmetrikusan (3×3+2 = 11)

egymásra halmozottan, horizontálisan szorosan egymás mellé helyezendők el. Az elhelyezésnél szabad helynek kell maradnia az áthúzó légárammal szellőztetett kamra teljes hosszában kétoldalt közlekedésre, a biztosítás állékonyságának ellenőrzésére, szükség szerinti javítására és tömedékelési műveletek végzésére (2. ábra).

A tárolótér *vertikális* elrendezése esetén két megoldás lehetséges:

- a tárolóvágatok szükséges hossza több, egymás alatt mintegy 30 m osztásközü síkban oszlik meg (01 változat), a szállító- és légvágatok lejtős vagy függőleges aknák fűzik fel;
- a tárolóteret függőleges tengelyű, nagy átmérőjű silókban képezzük ki (11 változat), amelyek nagyszelvényű daruzó csarnokból mélyülnek.

A tárolótér felszíni kapcsolatai az övező völgyekből nyíló két lejtős aknával (A változat), a Nagymórági-völgyből nyíló, lejtős szállító- és az üveghutai völgyből nyíló függőleges légaknával (B változat) valamint a dombtetőről mélyített két függőleges aknával (C változat) alakíthatók ki.

A tárolótér nagyságának két vizsgálandó változata (X = konténerek, Y = hordók), a tárolótérelrendezés három változata (00 = tároló vágatok egy szinten, 01 = tároló vágatok több szinten, 11 = siló) és a felszíni kapcsolat három változata (A = két lejtős akna, B = lejtős szállító- és függőleges légakna, C = két függőleges akna) egységes szelvénymeret esetén 18 variációt jelent. A 01 és a 11 jelű – a tárolóteret vertikálisan kiterjesztő – változatok a lejtős aknák + vakaknák felszíni kapcsolattal kombinálva (AC változat) további 4 variációt adnak.

Célszerű olyan tárolóvágat-, ill. silócella-szelvényeket kialakítani, amelyek a figyelembe vett valamennyi hulladékcsomag befogadására optimális térkihasználás mellett megfelelnek. Az optimális szelvényekhez hozzárendelhető a tárolóvágat (00), ill. a hasáb alakú siló cellasor (11) hosszmérete, s ezáltal kialakítható a horizontális, valamint a vertikális megoldásváltozatok egy-egy olyan tárolótérelme, amely meghatározott számban képes befogadni az egyes hulladékcsomag-fajtákat.

Ezen elemi tárolóvágatok (0), illetve silók (1) szállító- és légvágatok közötti soros és/vagy párhuzamos összekötésével a szükséges befogadóképességű tárolótér sokféle elrendezési változatban alakítható ki. A hordó névleges űrtartalmának összegével azonos 20 000 m³ üzemelési + 20 000 m³ leszerelési hulladékot kell elhelyezni, ez kerekén kétszer akkora tárolótér-üregtérfogatot igényel. A hordók a vasbeton konténerekbe rakva további duplázódást okoznak, miként a tárolótér üregtérfogata is kétszer akkora kell, hogy legyen, mint az elhelyezett konténerek térfogata. A tárolótér nagyságának két (X, Y) változata a létesítmény változatain belül csak méretben különbözik: az Y fele akkora mint az X.

A létesítmény főbb változatait a tárolótér elrendezése (00, 01, 11) és a felszíni kapcsolat (A, B, C, AC) variációi határozzák meg, melyeknek valamennyi fő komponensét a már elkészült koncepcionális tervek tartalmazzák (3. ábra).

Végeredményben az alábbi két elhelyezési változattal számolunk:

- konténeres elhelyezésnél (X változat) hozzávetőlegesen 320 000 m³ tárolóterrel,
- hordós elhelyezésnél (Y változat) nagyjából 160 000 m³ tárolóterrel.

A tárolóteret befogadó, geotechnikailag egységes és megfelelő paraméterekkel rendelkező közettömb a 20 ezer m³ üzemelési és 20 ezer m³ leszerelési hulladék konténerben való befogadásához a 3. ábra szerinti elrendezések esetén legalább 4,5 millió m³-esnek kell lennie, amelynek kontúrmeretei a tárolóvágatok horizontális elrendezésénél 300×500×30 m, vertikális elrendezésénél 150×150×200 m.

Az üregnyitás fűrés-robantással vagy nagyteljesítményű fűrőpajzzsal végezhető. Mivel a fűrőpajzs csak 500 m-nél hosszabb körszelvényű egyenes vagy enyhén ívelt vágatok kialakítását teszi lehetővé, alkalmazása csak megbízható földtani prognózis alapján indokolt. A koncepcióterv robbantásos jövesztéssel számol, mert ezzel a technológiával a geológiai viszonyok változásaihoz vágatirány és szelvényméret változtatással rugalmasan alkalmazkodni lehet.

A vágatok lejtőszögének megállapításához figyelembe kell venni, hogy gránitban a fűrés-robantás-közetkiszállítás ciklikus ismétlődésével jellemezhető jövesztésmód nagyteljesítményű, diesel motorral hajtott, gumikerekes, önjáró fűrő, rakodó, szállító járművekkel végezhető gazdaságosan, amelyek 14,3%-nál nem nagyobb emelkedőn még biztonságosan közlekednek, 10%-nál pedig optimálisan.

A végső hulladék elhelyezés technológiai szempontból elsősorban szállítási probléma. Egy tervezett több százezer m³-es üregrendszerből a létesítés 3-5 éve alatt ki kell szállítani a kőzetet, majd helyére egy nagyságrenddel hosszabb üzemelési és lezárási szakaszban be kell szállítani a hulladékot és a tömedékanyagot. Nyilvánvaló, hogy erre optimális szállító és rakodó járművek alkalmazása a legjobb megoldás.

Ezen szempontnak prioritást adva a fő szállítóvágat lejtős akna kell, hogy legyen, a tárolóter pedig horizontálisan kapcsolt vágat (00A, 00B, 01A vagy 01B változat), amelyben emelővillás targoncával helyezik el a hulladékcsoomagokat. A létesítés költsége és időszükséglete ezen kialakítás mellett a legkisebb.

Lejtős szállítóaknával létesített silók (11A és 11B változat) esetében a járműves szállítás előnyei a létesítés idején teljes körűen, az üzemelés során nagyrészt kihasználhatók. A siló celláiba való vertikális mozgatót igénylő betárolás bak- vagy híddarukat igényel, távműködtethető konténer-, ill. hordóköteg-függesztő szerkezettel.

A siló a tárolóvágattal azonos térfogatú üreg kialakítását igényli ugyanazon hulladékcsoomag-mennyiség befogadásához, a siló fajlagos létesítési költségei azonban legalább kétszeresét teszik ki a nagy szelvények és a hulladékcsoomagok befogadó cellákat tartalmazó vasbeton térrács kialakítása miatt, miközben a kivitelezési idő is megduplázódik.

Konténeres elhelyezés igénye esetén a tárolóvágatok többszintes, vertikális elrendezése és lejtős szállítóvágatokkal való összekapcsolása megőrzi az egyenmű járműves szállítás előnyeit, de a horizontális elrendezéshez képest megkétszerezi a szállítóvágatok összesített hosszát (01A és

01B változat). A létesítés költségeiben és a kivitelezési idő igényében 50%-os növekedés becsülhető.

Következményei tekintetében függőleges szállítóakna választása okozza a legnagyobb különbséget a változatok között (Calamites 1997). A létesítési fázisban szükségszerű és az üzemelés során sem nélkülözhető járműves szállításhoz a kötöttpályás aknaszállítás nehezen illeszthető, hiszen a létesítés fázisában a nagy mennyiségű „ömlesztett” kőzetanyag mellett személyeket, gépeket, anyagokat stb. kell szállítani, az üzemeléskor ez utóbbiak mellett 16 tonnás konténereket, „ömlesztett” tömedékelő anyagokat is.

Az aknamélyítésnél is fűrés-robantás a jövesztés módja, a vertikális szállítás azonban speciális aknamélyítő eszközöket igényel, amelyek naponta legfeljebb 200-300 m³ kőzet kiszállítására képesek. A függőleges szállítóakna mélyítése és végleges funkciójára való teljes felszerelése – azaz a felvonulás és a levonulás közötti időszak – a felszín alatti létesítési folyamatoknak olyan soros eleme, amely legalább három évvel növeli meg a kivitelezési időt.

A tárolóterhez közeli dombtetőről (4. ábra) mélyítendő centrális aknapár (C változatok) körüli külszíni üzemterület és a hozzá vezető utak kialakítása a jelentős erdőterület-foglalás és az ökoszisztéma tartós megzavarása miatt nehezen elfogadható megoldás.

Ezt a negatívumot a lejtős akna nyitópontjairól indított, kifelé 5%-os lejtő tárokkal megközelíthető, tárolóter mellett mélyített függőleges vakaknak által lehet kiküszöbölni, megtartva a függőleges aknáknak a tárolóter tartós elszigeteltségének nagyobb biztonságát eredményező előnyeit.

A függőleges aknákhöz, ill. vakaknakhoz kapcsolódó tárolóter minden változata azonos a lejtős szállítóaknához tartozókkal. A szállító- és légvágatok összes hossza – tekintettel az akna körüli segédvágatokra – legfeljebb 20-30%-al rövidebb, de az ebből eredő létesítési költség- és időmegtakarítás elvész azzal, hogy a tárolóter-létesítés önjáró gépeit csak fő egységekre szétszerelt állapotban, több részben lehet az aknán szállítani, amihez minden szinten híddarúval felszerelt térséget kell kialakítani a szét-, ill. összeszerelés céljából.

3. Változatok kiválasztása elemzésre

A terv alapváltozatát (X00A és X01A = konténerek, vízszintes tárolóvágatok egy szintben, megnyitás lejtős aknákkal) meghatározó koncepció főbb elvei az alábbiak voltak:

A felszín alatti tároló külszíni nyitópontjainak helyét a külszíni üzemterületek megválasztása határozza meg (Calamites 1996). A tárolóteret befogadó dombot Bataapáti felől közrefogó, azt leginkább megközelítő völgyekben választott külszíni üzemterületek (l. 1. ábra) egyrészt az út- és közmunkapcsolatok optimális kialakítására, másrészt az erdőség ökológiai károsodásának elkerülésére adnak lehetőséget.

Az alkalmazható fűrő-robantó jövesztés nagy teljesítményű, önjáró gépeivel egy lépcsőben legfeljebb 80-100 m²

es szelvény létesíthető. Mivel a több lépcsőben való kihajtás 20-30%-al növeli a fajlagos költséget és az építési időt, a tárolóvágatokat egy lépcsőben célszerű kihajtani. A gépjárműves szállítás kiterjesztése a tároló teljes működési idejére horizontális elrendezést követel, és 12,5%-os emelkedőket enged meg, ami alapvetően az építésre érvényes (a működés során a teherszállítás túlnyomórészt lejtő irányú). A két lejtős akna (5. ábra) a nyitópontok és a tárolótér közötti legfeljebb 150 m-es magasságkülönbséget és az átlag 1 km horizontális távolságot optimálisan hidalja át.

A lezárt tárolót érintő vízáramlások modellezésén alapuló feltevések szerint a radioaktív hulladék elszigetelése biztonságosabb, ha a tárolótér a felszín alatti telephelye feletti dombtetőről mélyített függőleges aknák kapcsolják össze a külszínnel (X00C, Y00C, X01C stb. változat). Ebből kiindulva a létesítmény koncepciója jelentősen módosulna.

Az aknák nyitópontját és a külszíni üzemterületet a felszín alatti telephely megválasztása határozza meg az egyik közeli és elegendően nagy erdős dombtetőn. A dombtetői nyitópontokon alternatívaként mélyített függőleges aknák és a tárolótérhez vezető vágatok létesítése (6. ábra) az építési és működési költségek duplázódásával járna, mivel a külszíni telephely kialakítása, út- és közműkapcsolatainak kiépítése, az aknamélyítés, az aknaszállítás gépesítése stb. a létesítési költségek 50%-os, az építési idő 100%-os növekedését vonja maga után.

A fúró-robbantó jövesztés önjáró gépeihez igazodóan a horizontális elrendezésű, egy lépcsőben kihajtható szelvénymeretű tárolóvágatok létesítése, és a működési időben az aknaszállítással kombinált járműves tehermozgatás az optimális.

A kiválasztott telephely alkalmasságának vizsgálatára folytatott földtudományi kutatás zárójelentése (BALLA et al. 1998) szerint a leginkább alkalmasnak mutató befogadó közettömb a telephely É-i részén helyezkedik el, horizontális méretei 150 m körüliek, vertikális mérete viszont ennél nagyobb. A tárolótér vertikális elrendezése rövidebb tárolóvágatok több szinten való elhelyezésével (01 változat) vagy mély, hasáb alakú silók kialakításával (11 változat) valósítható meg.

A két lejtős aknát tartalmazó horizontális alapváltozat vertikális hatszintes elrendezése (01), 6 szinten, a szintenként 6 tárolóvágatot közrefogó szállító-, illetve légvágatok lejtős vagy függőleges aknákkal való összekapcsolásával realizálható.

Vállalva a többlépcsős (legalább három), osztott szelvényű vágathajtás hátrányait, lehetőség van a vágatszelvény megkétszerezésére és ezáltal a szintek számának felezésére.

Korlátozott horizontális kiterjedésű befogadó közettömbben a tárolóüreg szükséges térfogata a mélység növelésével – lényegében a tárolókamra vertikális méretének többszörözésével – érhető el (5. ábra).

Ebben az esetben a hulladéksomagok vertikális halmozásához darut kell alkalmazni, annak a siló felett nagyszelvényű csarnokot kell kiképezni. A silócellák térkihasználását mérsékli a darucsarnok végső tárolás szempontjából ki-

használatlan tere, a létesítmény egészét tekintve a térkihasználás így nem jobb, mint a horizontális elrendezéseknél.

A vertikális elrendezések, ezen belül a silós változatok a két lejtős aknás (A) és a két függőleges aknás (C) változattal egyaránt kombinálhatók a létesítményterv koncepcióját meghatározó prioritástól függően (Calamites 1998a).

A külszíni üzemterület tekintetében jelentősen eltérő két változat a költség és az építési idő további növekedése árán összhangba hozható úgy, hogy az alapváltozat szerinti külszíni nyitópontokról 5%-kal kifelé lejtő tároló indul a tárolótér közelébe, ahol a feltárás függőleges vakaknákkal folytatódik (AC alváltozatok). Ez az egymásnak ellentmondó prioritású alapkövetelmények kompromisszumos megvalósítását teszi lehetővé optimális felszíni létesítéssel és ezzel kapcsolatosan a környezet kímélésével, a felszín alatti létesítés költségeinek és időszükségletének maximuma árán.

A vizsgált változatok közül a fentiek alapján azokat elemezzük, amelyek a legnagyobb felszín alatti telephelyméretet igénylik és amelyek a tervkoncepciók létesítési költsége és kivitelezési ideje tekintetében alapvetően különböznek.

4. Tárolótér-elrendezési változatok elemzése

Az alábbiakban a következő változatokat elemezzük:

- horizontális tárolóvágat-elrendezés egy szinten: X00 és Y00,
 - horizontális tárolóvágat-elrendezés több szinten: X01 és Y01,
 - vertikális tárolótér-elrendezés: X11 és Y11.
- Az elemzést a három változat összehasonlításával zárjuk.

4.1. Horizontális tárolókamrák egy szinten (X00 és Y00 változat)

A tárolótér állékonysága szempontjából fontosnak tartottuk, hogy a kamrák egymás közötti távolsága ne legyen kisebb a kamra legnagyobb szélességének kétszeresénél, továbbá, hogy a kamrák együttemű vágathajtással kiképezhetők legyenek. A szelvény alakját, figyelemmel a – ma még el nem döntött, de – várhatóan hosszú élettartamra és a közetmechanikai ismeretek gyér voltára, függőleges nagytengelyű fél ellipszisben határoztuk meg. A kamra hasznosítható szelvénymérete 70 m^2 , a jövesztett tényleges térfogat azonban az esetleges egyenetlenség vagy többletbiztosítási igény miatt eléri a 75 m^2 -t (1., 2. ábra). A 70 m^2 -es szabad szelvényű kamrában 2,3 m hosszban 11 db konténer (X00 változat), illetve 2,0 m hosszban 198 db 200 l-es, 2,4 m-es hosszban 132 db 400 l-es hordó helyezhető el (Y00 változat).

A konténeres tárolókamrák (X00 változat) hossza az előzőekből számítható: $20 \text{ 016} : 11 \times 2,3 = 4186 \text{ m}$, mely a kamrák számától (n) függően $n \times 4 \text{ m}$ -rel megnövelendő (a targonca manipulációs helyigénye 5. ábra). Hordókban történő tárolás (Y00 változat) esetén a $25 \text{ 700 db } 200 \text{ l-es hordó } 25 \text{ 700} : 198 \times 2,0 = 260 \text{ m}$ és a $86 \text{ 040 db } 400 \text{ l-es hordó } 86 \text{ 040} : 132 \times 2,4 = 1565 \text{ m}$ hosszúságú tárolókamrában, összesen 1825 m vágatban fér el. Elegendőnek látszik 10 db

tároló kamrát kiképezni. A tárolótér mérete ez esetben 220×300 m-rel jellemezhető.

4.2. Horizontális tárolókamrák több szinten (X01 és Y01 változat)

A fentiekben levezetettek szerint 6 db kamra helyezhető el egy szinten. A földtani kutatás alapján prognosztizált 150 m-es méret a bekötő vágatok helyigénye miatt max. 120 m hasznos hosszúságú kamra kialakítását teszi lehetővé, melyben 50 sor (550 db) konténer helyezhető el. A 20 016 db konténer így 36 db kamra kiképzését igényli, mely csak 6 tárolószinten helyezhető el. A szinttávolságot 30 m-ben határoztuk meg, hogy kielégíthető legyen a kétszeres térköztávolság. Kőzetmechanikai megfontolásból a kamramezőt szintenként – váltakozó irányba – egy kamrányi osztásközzel „eltoltuk”, így a szintenkénti 160×160 m-es látszólagos befoglaló méret az összekötő vágatokkal együtt vízszint vetületben 160×200 m-re nő.

Az X01 változat 6 szintjét a rendelkezésre álló geológiai és kőzetmechanikai adatok (BALLA et al. 1998) alapján a +130 m (B.f.) és -20 m (B.f.) szintek között helyeztük el 30 m-es szintosztással. A lejtős aknákkal történő feltárás (X01A, Y01A) nyitópontjai célszerűen megegyeznek az X00A és Y00A változat nyitópontjaival (8. ábra).

A függőleges aknás feltárás esetén (X01C, Y01C) az aknarakodók célszerű kialakíthatósága érdekében a fő behúzó légakna helyét 45°-kal D-i irányban el kell forgatni. Az aknák közötti távolságot le kell csökkenteni ahhoz, hogy a +270 m-es dombtetőn kiképzett üzemudvaron kítűzhető legyenek. Aknarakodót műszaki-gazdasági megfontolásból csak minden második (1., 3. és 5.) szinten célszerű kiképezni. Az Y01A, Y01C változat megvalósítása esetén a szintek száma 6-ról 3-ra csökken (9. ábra).

A fentiek szerint kialakított tároló a fő feltárásvágatokkal együtt az X01A és Y01A változat esetén 275×275 m-es, az X01C és Y01C változat esetén 275×450 m-es helyet igényel.

4.3. Vertikális elrendezés (X11 és Y11 változat)

A 20 016 db konténer 157 126 m³-es helyigénye vertikálisan kiképzett silókban is biztosítható. A várható kőzetmechanikai adottságok (MÁFI 1998) figyelembevételével a konténerméretekhez illeszkedő 115×11,5 m-es hasznos térfogatú silóhasábot választottunk, melyben soronként 250 db konténer helyezhető el. 20 egymásra helyezett sor egy silóban 5000 db konténer elhelyezését teszi lehetővé. A ~20 000 db konténer így 4 db párhuzamosan kiképzett silóban fér el. A konténernek elhelyezése a silók fogadó szintjén 218 m²-es ún. „daruzó csarnok” kiképzését teszi szükségessé. A daruzó csarnok hossza a fogadó oldalon 5 m-rel túl kell, hogy nyúljon a silók holt térrel növelt hosszúsági méretén (120 m). A lezáráshoz szükséges bekötővágatok (10–10 m), valamint a szállító- és légvágatok talpszélessége (15 m) a silók hosszanti tengelye mentén összesen ~160 m-t vesz igénybe (10. ábra).

A silók szélességét is növelni kell, mert a konténernek

izolációja vasbeton burkoló falazat és bentonit szigetelő öv létesítését teszi szükségessé, ezért a kitérés szélesség 15 m-re nő. A silóközök 40 métersek. A szállító- és légvágatokat a daruzó csarnok szintjén a szállítási oldalon, a silók talpszintjén mindkét oldalon össze kell kötni, ezért a maximális „szélesség” 250 m-re nő. A silós tárolótér a fentiek figyelembevételével 160×250 m-es horizontális, 35 m vertikális kiterjedésű köztömeget vesz igénybe.

A silók daruzó szintjét a +30 m-es (B.f.), talpszintjét a -5 m-es (B.f.) szinten tartjuk célszerűnek kiképezni.

A fentiekben leírt mérettel mind az X11A, mind az X11C és X11AC változat megvalósítható. Az Y11A, Y11C és Y11AC változat silóigénye 2 db-ra csökken, aminek eredményeként a méret is 160×125 m-re csökken (11. ábra).

5. Feltárási rendszer

A feltárási rendszer legfontosabb elemei a nyitópontok, ezek helyét elsősorban hidrogeológiai megfontolások, döntések determinálják. A döntés során nem hagyható figyelmen kívül annak természet- és környezetvédelmi, gazdasági, üzembiztonsági, valamint a kivitelezési időre gyakorolt hatása. A tárolótérségek feltárása mind lejtős aknákkal (A), mind függőleges aknákkal (C) megvalósítható.

Lejtős aknák képezik a fő feltárásvágatokat az X00A, X01A és X11A változatban. Centrális aknapárral készíthető elő az X00C, X01C és X11C változat tárolótérségének építése. Közeli vízszintes tároló és függőleges aknapár képezi a feltárási gerincét az XAC változatokban. (A felsorolt változatok Y esetei analóg feltárási rendszert igényelnek.)

A lejtős aknák közül a szállító lejtős akna 7,2 m talpszélességű, 5,2 m magasságú, 37,5 m² kitérésű szelvényű, felül fekvő, ellipszis ívelésű vágatok. Lejtésük a tárolószintek szintmagasságától függően 8–12,5% között változik. A fő szellőztető lejtős akna 5,2 m talpszélességű, 4,0 m magasságú, 20,8 m² kitérésű szelvényű, felül a sarkukon görbült ívű vágat. Lejtésük szintén 8–12,5% között változhat. A lejtős aknák a tárolótérség szintjére érkezve szintes vágatszakkal csatlakoznak a tárolótérség szállító- és légvágataihoz. Hosszúságukat a tárolótérségek elhelyezkedése szabja meg.

Az X00A változatnál a szállító lejtős akna 1472 m (1. ábra), a fő szellőztető lejtős akna 1145 m hosszú. Ha az üveghutai oldalon függőleges fő szellőztető és közlekedő akna létesítési igénye merülne fel (X00B, Y00B), a +30 m-es szinten a lejtős aknát helyettesítő bekötő fő légvágatot (~800 m) is a szállító lejtős akna felől kellene kihajtani.

A tárolótérségek szállító- és légvágatait a lejtős aknák leérkezési oldalán egy gyűjtő szállítógáttal össze kell kötni, ami lehetővé teszi a határoló szállító- és bekötővágatok párhuzamos kihajtását. A fő vízmentesítő zompot és a villamos kamrát a szállító lejtős aknai oldalon célszerű kiképezni.

Az X01A változatnál a 6 tárolószintet felfűző szállító lejtős akna hossza jelentősen megnövekszik: 4373 m-essé válik, a fő behúzó lejtős akna is hosszabb, 1542 m-es.

6. Változatok összehasonlítása

Az egyes változatoknak két fő összetevője van: a feltárási rendszer és a tárolókamrák. Az alábbiakban a kettő együttesét vetjük össze változatonként, először a fizikai paraméterek, majd a költségek alapján.

6.1. Fizikai paraméterek alapján

Az összegzett *akna- és vágathosszak* alapján az egyes változatok az alábbi növekedési sorrendbe állíthatók: X00C, X00A, X11C, X01C, X11A, X11AC, X01A. A két szélső változat között a vágathajtási igény különbsége közel kétszeres.

Az *átlagos vágatszelvevények* között nincs markáns különbség. A legkisebb átlagos vágatszelvevényt az X01A és X11A változat igényli, a legnagyobbval az X00C változat rendelkezik (a különbség $\sim 11 \text{ m}^2$).

A fizikai paraméterek közül talán a legnagyobb jelentőséggel a *kijövesztendő közettér* fogat bír. Ebből a szempontból a növekvő irányú sorrend: X00C, X00A, X11C, X11A, X01C, X11AC, X01A. A két szélső között $239\,616 \text{ m}^3$ (a kisebb érték 35,3%-a) a kijövesztendő közettömeg különbsége.

A *vágathajtási időigény* szerinti sorrend: X00A, X01A, X00C, X11A, X11C, X01C, X11AC.

Ha a különböző paraméterek alapján kialakult sorrendben a helyezést számmal jellemezzük, és e számokat összeadjuk, akkor a következő sorrendet kapjuk (zárójelben a helyezési számok összegével, amelynek növekedése egyre kedvezőtlenebb minősítést jelent): X00C (13), X00A (14), X11C (16), X11A (17), X01A (23), X11AC (26), X01C (27).

Természetesen ez a sorrend csak orientáló jellegű.

6.2. Költségek alapján

Az üveghutai felszín alatti hulladék-tároló valamint az azt kiszolgáló felszíni építmények létesítési költségeinek elemzése a legolcsóbbnak az X00A változatot hozta ki: kerekén 20 Mrd forint 1999. 01. 01-i árszinten a beruházás összege. A kalkuláció a $40\,000 \text{ m}^3$ teljes üzemeltetési és leszerelési hulladék elhelyezését szolgáló tároló együttemű elkészítésének beruházási költségeit tartalmazza. Az X00C, X01A, X01C változatok mintegy 30%-kal, az X11C és X11AC változatok 70%-kal nagyobb ráfordítást igényelnek, mint az X00A – tehát a két lejtősaknás, egy szinten elhelyezett tárolókamrás – változat. A változatokon belül a feltáró és bányaeépítési munkák közel 70%-os költségrészt képviselnek. Nyilván kisebb a beruházási igény, ha első ütemben csak az üzemeltetési hulladékok elhelyezésére szolgáló 50%-os tárolókapacitás épül meg. A kisebb tárolókapacitás is igényli a teljes infrastruktúrát, így az időleges megtakarítás a bányászati tevékenységeknél 30%, a külszíni létesítményekkel együtt közel 15%.

7. Összefoglalás

A $20\,000 \text{ m}^3$ üzemi és $20\,000 \text{ m}^3$ leszerelési hulladék befogadására alkalmas tárolótér kialakítására vonatkozó horizontális és vertikális megoldások összehasonlító vizsgálatát valamennyi eddig készített tanulmányra (Calamites 1996, 1997, 1998) kiterjedően végeztük el.

Az egyes változatokhoz tartozó – azok létesítési, üzemeltetési és lezárási fázisaira vonatkozó – műszaki és gazdaságossági jellemzők értékelése alapján a földtani telephelykutató eddigi eredményeinek figyelembevételével megállapítottuk a tárolótér vertikális vagy horizontális elhelyezésére elegendő téglatest formájú közettömeg kontúrjának méreteit, hangsúlyozva, hogy a felszín alatti létesítmény egyes részei – megfelelő biztonsági távolság betartásával – szomszédos közettömbökben is elhelyezhetők, azaz a tárolótér tagolható.

Törekedtünk a tárolótér kihasználási arányának növelésére, ezzel együtt a feltárási rendszer méreteinek optimális megválasztására.

Az eddigi vizsgálatokkal összhangban az önjáró technológiai géprendszerrel lejtős aknákon keresztül feltárt, horizontális elrendezésű tárolóvágatokban kialakított tárolótér feltöltése hulladékcsomagokkal járművek segítségével, tömedékelése és lezárása adja a létesítési, az üzemelési és lezárási költségek, valamint a kivitelezési idő minimumát. Ez a döntéseknél figyelembe vehető, de végső választást csak komplex elemzéssel lehetséges, tekintettel a biztonsági, műszaki-gazdasági, környezeti- és természetvédelmi követelményekre.

A telephelykutató legutóbbi eredményeit figyelembe véve az Űh-2 fűrőlyuktól ÉÉNy-i irányban húzódó gerinc alatt helyeztük el a horizontális elrendezésű tárolótér (X00A) alapváltozatát, amelynél konténeres elhelyezés esetén $250 \times 600 \text{ m}$ -es kontúron belül létesített 20 tárolóvágatot tölt meg a 20×20 ezer m^3 hulladék. Ugyanezen hulladékmennyiség hordós betárolás és folyamatos eltömedékelés esetén 10 tárolóvágatban is elhelyezhető, így $250 \times 300 \text{ m}$ -es tároló (Y00A változat) is elegendő.

Amennyiben a tárolótér elhelyezésére $150 \times 150 \text{ m}$ -nél nem nagyobb horizontális kiterjedésű közettér fogat lesz csak kijelölhető, akkor két alapvető megoldás kínálkozik.

Az egyik a korábban is említett, több közettömböt felhasználó kiépítés, amely a zúzott zónákon való áthaladás miatt jelentősebb többletköltséget okoz a biztosítási igény és az építési problémák miatt. A másik változat 4 db hosszabb, élére állított, lekerekített téglatest formájú ($115 \times 35 \times 12 \text{ m}$) silóval $150 \times 150 \times 80 \text{ m}$ -es kontúrok között alakítható ki, a csarnok talpszintjének mai ismereteink szerint optimálisan a $+50 \text{ m}$ -es (B.f.) magasságában. Ez az X11 megoldás.

Amennyiben a felszín alatti telephelyre a tervezett műszaki gátak figyelembevételével elfogadhatóan tartós és megbízható elszigeteltséget legalább $350 \times 250 \text{ m}$ -es horizontális kiterjedésben lehet igazolni, akkor a vizsgált szempontok alapján optimális, két lejtős aknával kombinált, horizontális tárolóvágat-elrendezést indokolt preferálni. A léte-

sítést két ütemre kell bontani. Az első ütemben az X00A változatból a +30 m-es (B.f.) szinten a lejtős aknákkal csak 10 tárolóvágot készül el (az Y00A változattal egyező

formában) az üzemelési hulladék számára. A második ütem majd csak a leszerelés időszakában, közel 100 év múlva lesz aktuális.

SEALING OF EXPECTED FRACTURE ZONES OF THE ÜVEGHUTA WASTE REPOSITORY

JÓZSEF VERBÓCI*, KÁROLY BÉRCI**, JÓZSEF MESTER*, GYÖRGY MAJOROS*, ISTVÁN KOVÁCS*, JÁNOS SZABÓ*, ROZÁLIA MAGYAR**, TAMÁS TAKÁCS** and MIKLÓS PAPP***

*Calamites Trade and Engineering Bureau, H-7629 Pécs, Bocskai u. 7.

**ETV-Erőterv Co., H-1094 Budapest, Angyal u. 1-3.

***Vertikor Co. H-7621 Pécs, Citrom u. 12.

Keywords: backfill, fracturing, granites, Hungary, injection, low-level waste, mining, radioactive waste, sealing, underground disposal

During the construction of a planned underground repository in granite rock, a secondary fracture system may form in a zone a couple of meters wide in the rock around the mined out cavities. This fracture system may lower the safety of the repository.

The efficiency of the host rock as a geological barrier separating waste from the biosphere may be improved and complemented by engineered barriers. The fractured rock between the storage gallery and the access drifts or shafts may be sealed by injection of slurries which fill up, pack and solidify the rock. The results of grouting tests in fractured zones of granite rock prove the potential to seal the underground repository, describe the composition of the slurry, the injection process, and its usage.

1. Introduction

In the framework of investigations for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste, Calamites Kft. prepared a study (Calamites 1996) ordered by ETV-Erőterv Rt. on the feasibility and costs of implementing an underground repository in Üveghuta granite rock by mining techniques. Given the hardness of granite, blasting is the only realistic way of excavating the rock.

The disadvantage of excavation by blasting is that it increases the fracturing of the rock around the cavity. Full-section excavation with a high-capacity drilling shield was also considered as an alternative solution for excavation in granite which causes less damage around the cavity, but this can only be used for round and straight, or only slightly curved roadways. Since the suitability of a potential site can be evaluated on the basis of the time required for the radioactive waste to arrive at the surface by natural water flow, it is of the utmost importance to investigate the fracturing and water conductivity of the rock body housing radioactive waste during the design of a final repository.

When constructing a deep geological repository, the mining methods require the excavation of supporting systems, of which ventilation and water drainage are the most important, and these influence the fracturing and thus the hydraulic conductivity of the neighbouring rock. Therefore the geological suitability of the host rock itself does not give a final qualification: it says nothing about changes during mining. The objective of mine construction, mining operations and maintenance is not to create higher conductivity channels and networks which can function as shortcuts for contaminated water more rapidly than in the unfractured rock.

A literature study was used to identify how the increased conductivity caused by fracture zones in the neighbourhood of openings due to using mining technology in the granite rock can be reduced to the original level. First international recommendations are identified, then international research trends and results are described, followed by local experience and results. Sealing tasks at Üveghuta will be then outlined followed by a summary.

2. International recommendations

Detailed research work has been going on in several countries in order to select disposal sites for radioactive waste or to prepare repository construction.

Rocks most frequently considered suitable include granite, halite, clay, volcanic tuff with clay, and zeolite. High isolation capability and favourable rock mechanical features play an important role during the selection. Among them granites can be regarded potentially effective with a very low hydraulic conductivity ($k < 10^{-9}$ m/s) and low porosity ($n < 3\%$).

The safety standard (IAEA 1995) for underground repositories specifies the requirements of IPCR 60 1990 with regard to emissions subsequent to sealing, by considering the safety of the repository ensured by a multiple barrier system. About the multiple barrier and the natural barrier, § 505 of the standard specifies the following: "the long-term safety of final disposal into a geological structure should be judged by evaluation of both natural and engineered barriers, according to the multiple barrier concept".

This systemic approach inherently implies that the geological environment providing natural barriers has an influence on the working of the multiple barrier system. The

multiple barriers include the packaging of the waste and other technical protection measures, as well as the natural geological barrier. These all jointly provide the required sealing and isolation for the safety of people and the environment. The concept of multiple barriers also means that the weakness of any one element should be counterbalanced by the strengths of the other elements. Nevertheless it can also be stated that the geological barrier provides extra safety in a deep geological repository.

The basic objective of engineered barriers is to replace or improve the reduced sealing capability of the host rock qualified as capable for final disposal of radioactive waste within the openings of the underground repository, in its fractured host rock (within the disturbed near field of the rock), especially in shafts and boreholes, thereby to hold back the radionuclides in the repository.

Where required, engineered barriers can be created by the following methods:

- Grouting of the fractured rock (fill up using packing, compacting and solidifying grouting).
- Sealing backfilling in the disposal chambers to fill gaps between waste containers and rock.
- Backfilling of transport/ventilation openings of the repository.
- Closing down of repository shafts and boreholes intersecting the repository.

Until details of the host rock of a potential disposal site and its response to mining activity are known to the required degree of certainty, the design concept must remain flexible so that adjustment to unpredicted repository conditions and requirements will be possible (IAEA 1992).

3. International research, investigation trends and results

Technical concepts for underground disposal sites have been worked out in several countries. The capability of hard crystalline rock for disposal sites of high-level waste was investigated at several locations (IAEA 1992).

The vast majority of international publications deal with problems and possible solutions related to the final disposal of high-level waste in repositories, and thus cover higher levels of requirements than are necessary for the final repositories with low- and intermediate-level activity radioactive waste.

The bulk of information comes from international field test sites. The four most important test sites for sealing in granite are Stripa (Sweden, FAIRHURST and GERA 1993), Äspö (Sweden, Äspö 1996), Pinawa (Canada, MARTIN 1993a), and at Grimsel (Switzerland, NAGRA 1994, KICKMAYER and MCKINLEY 1996, BRAUER *et al.* 1989). From the point of view of sealing in granite, some very important observations were also made at underground laboratories (MARTIN 1993b). Underground repositories already operating in granite also provided relevant data (CARLSSON *et al.* 1986, NYKYRI 1991).

First the classification of discontinuities in granite is presented, then the fracturing of the rock around a cavity, then the process of grouting the rock, sealing, backfilling of the mine shafts and drifts, then closing down will be described. Finally injection technologies and equipment will be described.

3.1 Classification of discontinuities in granites

The hydraulic conductivity and grouting of a granite, including regional fracture zones and minor fractures is outlined by the Gale-Witherspoon classification (Table 1). This type of classification is often used for characterisation of faults at granite rock sites.

Table 1 was complemented with the following explanations:

- *First order discontinuities*: regional fracture zones with a few km spacing and an extension of several tens of kilometres. The width of these discontinuities ranges from metres to tens of metres; they contain closely spaced and interconnected breaks.
- *Second order discontinuities*: Local fracture zones with a spacing of a few hundred metres and extend-

Table 1

Classification of discontinuities (PUSCH and SVEMAR 1993)

Discontinuities			
Size	Spacing (m)	Water conductivity (m/s)	Grouting
Low-order (conductivity)			
1 st order	3000–5000	10^{-7} – 10^{-5} (10^{-6})	very good
2 nd order	300–500	10^{-8} – 10^{-6} (10^{-7})	good
3 rd order	30–150	10^{-9} – 10^{-7} (10^{-8})	possible
High order (conductivities of bulk rock)			
4 th order	2–10	10^{-11} – 10^{-9} (10^{-10})	possible
5 th order	0.2–1		hydraulically inactive in undisturbed state
6 th order	0.02–0.1	10^{-12} – 10^{-10} (10^{-11})	none
7 th order	0.02	10^{-14} – 10^{-12} (10^{-13})	none

Mean value given in brackets.

ing for several kilometres. Their character is similar to that of first order discontinuities, although with somewhat less width and fracture frequency.

- *Third order discontinuities:* These discontinuities have an average spacing of 50–100 m and a width of a few decimetres to a couple of metres. A cross section shows several – though not always interacting – fractures.
- *Fourth order discontinuities:* These discontinuities are the major hydraulically active, small scale members of rock located between low-order discontinuities. They occur as discrete fracture with spacing and extension of 3–7 m.
- *Fifth order discontinuities:* Discrete fractures that do not interact but which represent weaknesses. Mechanically or thermally induced strain can activate these fractures hydraulically by shear, tension, or propagation.
- *Sixth order discontinuities:* Embryonic fractures of very small extension, forming subsystems that are generally conformable to the fifth and fourth order breaks.
- *Seventh order discontinuities:* These represent inter-crystalline voids and incomplete crystal contacts.

3.2. Fracturing of the surrounding rock

For an underground repository located 200–300 m below ground level, a total of several km of shafts and drifts should be sunk and driven. The excavation of these mine workings in a rock under stress will result in redistribution of stress regime. The most important effects are outlined in literature related to granite rock sites.

During excavation new fractures and micro-fractures

may be induced, or displacement can take place along existing natural fractures depending on the stress redistribution, the elastic strain limit of the rock, the size of the opening, and the method of excavation (MARTIN and THOMPSON 1994).

This process generates a *disturbed rock zone* (zone disturbed by excavation) around the opening. The behaviour of this zone significantly differs from features of the undisturbed, *in situ* surrounding rock (Figure 1).

This disturbed surrounding rock is *more unfavourable than the original one* in terms of water conductivity, mechanical properties and their extension in space, and therefore it is necessary to construct technical protection zones in the surrounding rock.

According to the observations at Stripa (PUSCH and SVEMAR 1993) the water conductivity in the disturbed zone is inhomogeneous. It is significantly higher, three times the scale, along the wall of the roadway than in original rock. Perpendicular to the wall of the roadway even *lower values were measured*. Figure 2 shows the fracture pattern induced by blasting.

Excavation does not cause fracture until stress exceeds the elastic strain limit of the rock. Under excess stress the rock will be fractured, and its fracturing will be more developed, and slabbing, or spalling may occur. The fractures are often distinctively conchoidal. The effect of fracturing caused by the stress is irreversible since fractures change the physical properties of the rock, namely:

- the elastic modulus decreases,
- the tensile strength decreases,
- the Poisson number increases (MARTIN and THOMPSON 1994).

The energy in the rock generated by excavation work may also induce fractures. The fracturing effect of the blasting significantly depends on the method used there-

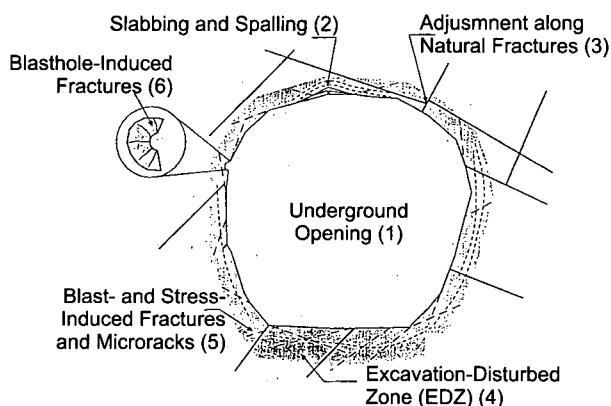


Figure 1. EDZ definitions

1. ábra. Megváltozott kőzetövezet-meghatározások

1 – föld alatti üreg, 2 – kőzetmegbomlás és kihullás, 3 – elmozdulás a természetes repedések mentén, 4 – az anyagkivétel által megzavart zóna, 5 – a robbantás és a feszültség által keltett repedések és mikrorepedések, 6 – robbantólukák által keltett repedések

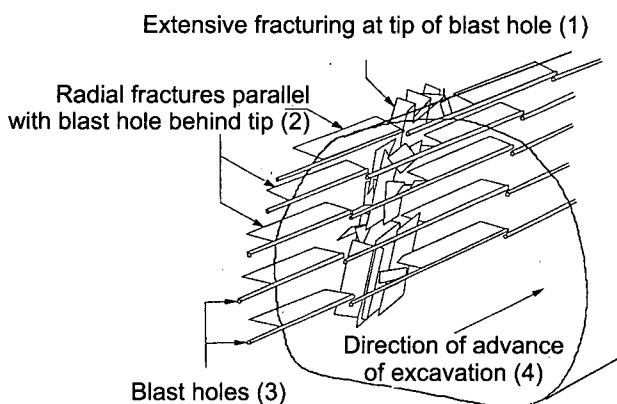


Figure 2. Fracture pattern in EDZ

2. ábra. Repedésrendszer a megváltozott kőzetövezetben

1 – kiterjedt repedések a robbantóluk végénél, 2 – radiális repedések a robbantólukakkal párhuzamosan a lyuk vége előtt, 3 – robbantólukak, 4 – a vágathajtás iránya

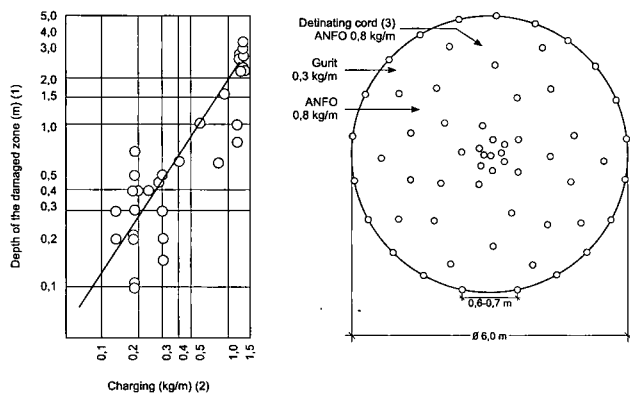


Figure 3. Blast damaged zone

3. ábra. Robbantással rongált zóna

1 – a károsodott zóna mélysége (m), 2 – töltet (kg/m), 3 – robbantózsín

for a non-destructive method should be used with adherence to technological measures (Figure 3).

The stress rearrangement caused by the excavation will force existing cracks in the fractured rock zone to close or open, thus changing or continuously varying the hydraulic conductivity of the surrounding rock.

The size of the rock area changed by the excavation is governed by various factors like:

- shape of the opening,
- orientation to stress field,
- spacing and width of fractures,
- anisotropy of stress field,
- method of excavation.

Therefore the formation and size of the disturbed rock zone depends highly on the location. It is important to determine the size of the disturbed rock zone, since the conductivity of this rock zone, without engineered barriers, is generally higher than that of the undisturbed rock.

Primary *in situ* fracturing of rock around the underground opening will be secondarily affected by blasting excavation, and the interaction between the rock surface formed by blasting and the vent air transmitting atmospheric conditions may have a tertiary effect as well.

At the initial stage of driving the access tunnels for the underground disposal site (ideally on an experimental section) several types of non-destructive excavation blasting can be tested and compared. On the basis of the results, a choice can be made of the optimal blasting technology which can be used to excavate access tunnels and storage chambers.

No significant difference is expected to exist between the properties of Hungarian and other granites. During the construction of the Üveghuta repository well known methods of non-destructive and contour blasting can also be used, as was the case in the Scandinavian sites. Expertise and experience is locally available, and the appropriate equipment can be supplied.

At locations where the host rock is highly tectonised or

the layout of faults is not known exactly, the reliability of the underground repository can be guaranteed by making a tunnel system adjusted to tectonic conditions. This condition leaves little role for the use of a drill shield.

For underground repositories which are to be constructed for the final disposal of radioactive waste, the basic objective is to minimise the fracturing of the surrounding rock and thereby to restrict the increase of hydraulic conductivity. Therefore the intensity and spatial extension of the fracturing process should be controlled by the excavation technology and the environmental conditions.

3.3. Grouting of surrounding rock

For grouting the fracture zones of the host rock and the fractures surrounding the underground tunnels and vaults, cement slurries are usually used with appropriate additives. Beside Portland cement other cement types may also be used when a specific advantage has been experimentally proved. By using additives, characteristics after setting can be optimised and the viscosity of the fresh mixture, the setting and shrinkage time during setting can be controlled.

Thermo-mechanical, mechanical and flow properties of cement slurries, grouts and concretes are well known at normal temperature (up to 55 °C), and the parameters are well defined and published in the literature. These properties can be utilised for conceptual design.

The hydraulic conductivity of intact, set cement, grout and concrete depends on particle size, porosity after setting, distribution and continuity of pores. For example, with a 0.4 water/cement ratio the conductivity of the Portland cement after two weeks is 10^{-13} m/s (Figure 4).

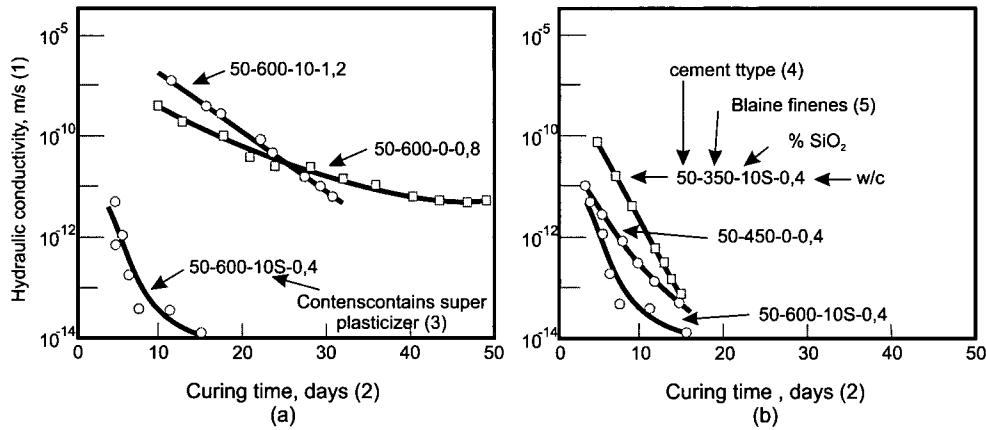
Some cement based injection materials have been already developed that are self sealing when fracturing occurs, *i.e.* their conductivity remains reliably low (IAEA 1992).

At the Stripa mine site tests have been undertaken to reduce the hydraulic conductivity of the rock zone disturbed by shallow blasts, and cement-based grouting material was injected into shallow holes located close to each other. The investigation of samples taken from the cemented rock showed that grouting material easily enters into fractures created by blasting larger than 40 micron but no continuous grouting was formed since it could not enter into smaller fractures. The general conclusion was that for reducing water conductivity of the rock zone disturbed by blasting, alternative methods should be developed should it be required for the reliable sealing of the repository (FAIRHURST and GERA 1993).

During drying of the cement-based grouting material shrinkage occurs. When closing down a shaft or a drill hole this may have two consequences:

- the grout fractures, so that the hydraulic conductivity increases,
- the grout comes apart from the shaft wall or drill hole wall allowing a high-conductivity fracture to form.

Cement shrinkage is highly dependent on composition and handling. Its use should be kept to a minimum.



Influence of (a) silica fume content and superplasticizer, and (b) cement specific surface area and silica fume on the hydraulic conductivity-time relationships for Type 50 cements prepared at equi-viscous water content (6)

Figure 4. Hydraulic conductivity of grouts

4. ábra. A tömedék hidraulikus vezetőképessége

1 – hidraulikus vezetőképesség, m/s, 2 – érési idő, nap, 3 – szuper plasztifikátor tartalom, 4 – cementtípus, 5 – Blaine finomság, 6 – az (a) SiO_2 és szuper plasztifikátor tartalom, ill. a (b) cement fajlagos felület és SiO_2 -tartalom hatása az 50-es cementből készített egyenlő viszkozitású anyag hidraulikus vezetőképességének időbeli változására

The properties of cement-based grouting materials may change with time. There are some continuous changes in the microstructure. To reach the most stable form, amorphous material must separate from the cement by crystallisation, and reactions may occur with the additives and the ground water. At present, international tests are being conducted to clear up these questions.

3.4. Sealing backfill

The sealing backfill acts as a sealing wall between the waste container and rock wall of the storage chamber, preventing the flow of fluids and diffusion transfer of radionuclides. This property is enhanced when using a blend of sand, bentonite and zeolite with the optimal composition as backfill material. The swelling of bentonite with water and the radionuclide absorption capacity of zeolite significantly improves the efficiency of the sealing, even if they have only a low ratio in the backfill material.

No information is available on the use of three-component blend; nevertheless, there are experiences with sand-bentonite backfill material (MARTIN 1993b). The Canadian concept plans to use a sand-bentonite backfill material in granite rock. The backfill material which is compacted and dry will expand in place when it swells after soaking with water.

3.5. Backfill of underground mine

During the final closure of the underground repository established, all openings will be backfilled. The simplest way to do the backfilling is to fill back the waste material dumped earlier (IAEA 1992). The properties of the rock

excavated by blasting used as backfill material depend on the particle size and efficiency of compaction; however, it certainly has a hugely higher water conductivity than the solid rock.

Though the sealing efficiency of the repository should be evaluated in its entirety, the backfill of mined out granite usually provides a high hydraulic conductivity backfill. Therefore, the use of an optimal composition blend of crushed granite and bentonite has to be planned and the backfill process should be validated by tests.

3.6. Closing down

The function of closing down is to prevent any fluids from flowing, whereby the radionuclides could be transported along the surface access routes of the underground repository. Its further function is to seal the depth intervals of shafts and boreholes where they intersect faults and fracture zones, so that they do not allow the transport of radionuclides to the surface. It is also a task in the future to divide the underground repository into several sections so that any possible damage of one sealing bulkhead in one section does not jeopardise the reliability of the complete disposal site (IAEA 1992).

The material used for closing down in rocks has to fulfill their functional purpose, and the bulkhead should be built so that any flow cannot bypass the bulkhead through the surrounding fractured zone of the rock. This requirement shall be met by grouting the surrounding rock (Figure 5).

Closing down of boreholes is a special task. Tests were completed for the closing down of boreholes at two underground laboratories (Stripa – Sweden, Pinawa – Canada). Information about test preparations is also available from

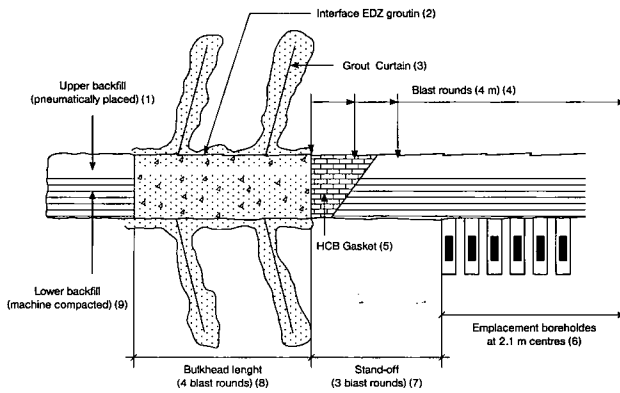


Figure 5. Near-field seals

5. ábra. Tárolókamra lezárás

1 – felső visszatöltés (pneumatikusan elhelyezve), 2 – határfelület és megváltozott kőzetzóna tömítés, 3 – tömedék (cement), 4 – a robbantás által érintett környezet (tipikusan 4 m), 5 – HCB tömitőgyűrű, 6 – elhelyezési furatok 2,1 m-es ráctávolságban, 7 – távtartás (3 robbantási fogás), 8 – gátépítési hossz (4 robbantási fogás), 9 – alsó visszatöltés (géppel tömörítve)

the Grimsel laboratory in Switzerland. The tests at the Stripa and Pinawa sites were conducted through international cooperation using and complementing each other's results.

The literature provides detailed descriptions about the *Stripa site tests* (PUSCH and BÖRGESSON 1992).

The swelling property of compacted dry bentonite was selected, as the basis for the tests. The borehole was sealed with bentonite bricks. The material of the bricks and the technique of compaction was developed in cooperation with several research institutes. The bentonite bricks were prepared from Volcalay MX80 dry bentonite and compacted to 2.1 Mg/m³ density by applying 120 MPa pressure.

According to the tests the surface fractures of the rock were sealed by the bentonite, but bentonite did not enter into the rock. The test results were so interpreted that the bentonite brick seal may be destroyed by hydraulic burst or washout rather than by mechanical processes. No information is available about regular use of these bricks.

The *Pinawa site test* applied traditional borehole cementing (MARTIN 1993a). This is practical from two points of view: on one hand it improves the surrounding rock, on the other hand it precludes the possibility of the burst through. The cement slurry developed and used in the tests was able to enter into the narrow fractures, and had the following composition:

- ultra fine cement, with 600 m²/g specific area (Canadian product),
- pozzolan (volcanic ash), 10% on dry basis,
- special plastifiers added (sodium-sulphonate-naphthene), 0.75–1.5% on dry basis,
- water-cement ratio: 0.3–0.4.

The hydraulic conductivity of set cement (the hardened cement) measured in the laboratory is 10⁻¹³ m/s. In the tests a cement slurry with a composition similar to the composition data above was injected into the rock by a pulsed injector pump. Tests were conducted in three boreholes. Two of them supplied a successful close down, and the hydraulic conductivity decreased to 10⁻⁹ m/s.

3.7. Injection technology and equipment

Sealing of the fractured rock with thick slurry requires special injection techniques because the pumping of the high-viscosity slurry needs high injection pressure, while the injection pressure is limited by the fracture pressure of the granite at the given depth (stress status). Above this pressure the injection process would fracture the rock.

After detailed theoretical investigations and laboratory tests it was found that the viscosity of both clay and cement based slurries may be successfully reduced by *vibration*. Equipment was developed in Sweden which displaces the slurry and vibrates it at 120 Hz frequency (BÖRGESSON and PUSCH 1994). The equipment was first successfully tested to inject an artificial fracture system of 0.1–0.3 mm fractures.

During the experiments the technology was tested in 8 underground boreholes both with cement and bentonite based grouting material. The hydraulic conductivity of the boreholes decreased to the level of 10⁻¹⁰ m/s, irrespective of their original value. Tunnels or shafts along the boreholes proved that the grouting material penetrated a couple of metres into the rock.

This technology was tried out for injection of the surrounding rock of large diameter boreholes (which are used for the disposal of spent nuclear fuel elements). The two packer, large injection tool and the results are reported by BÖRGESSON and PUSCH (1994). The hydraulic conductivity of the adjacent rock decreased to 10⁻¹⁰ m/s in this case, too.

Fine fractures were grouted from a test tunnel by using Alofix slurry with 2 μm average particle size, the finest available. Back mining of a fracture proved that the slurry could enter into the rock only a couple of decimetres, and it was not homogeneous.

The conclusion was that it is not possible to reduce the water conductivity of granite to lower than 10⁻⁹ m/s and 10⁻¹⁰ m/s (BÖRGESSON and PUSCH 1994).

4. Domestic experiences and results

In the coal mines of the Tatabánya region there was a proven rock injection practice for years to restrict water inflow from the fractured overburden limestone and dolomite.

There were good results in tunnel grouting at the Nagyegyháza mine where the USSR "Kipko" technique was applied with a slurry composition of 360 kg clay, 100 kg cement, 10 kg soda, 10 kg sodium-silicate and 780 litre water for 1 m³ grouting slurry; more than 10 m³/h was achieved with the slurry which had a density of 1260 kg/m³. This

slurry stuck to the rock wall and was less rigid than cement-water slurry so excavation blasting caused less fractures in it (JÁKI 1997).

There is also an example for using *micro-cement based grouting material* in the Hungarian nuclear industry. In 1999, during its reconstruction, the 100 m high reinforced concrete vent stack of the Paks Nuclear Power Plant was grouted by using the RőcisCem process. The purpose of using this process was to eliminate any fractures and inhomogeneities caused by the improper compaction of the concrete during building. The grouting material was a micro-cement with 11–17 μm particle size, 11,000 cm^2/g specific area and very low viscosity (45–55 Marsh sec). The injection was difficult because the grouting material had to be kept at 18 °C to reach optimum grouting conditions. The reinforced body of the vent stack was shotcreted earlier, which covered the volume to be grouted like a vessel. The injection pressure did not exceed 10 bar because calculations showed that higher pressure would detach the shotcrete crust from the original concrete.

Investigations showed that the grouting material entered into the concrete, and extended several metres both laterally and vertically, while the borehole dimensions were only 16 mm in diameter and 20 centimetres deep. The layout of injection holes on the vent stack and the result of injection on control core samples are illustrated in Figs. 6 and 7, respectively. The grouting material filled up the 200 μm pores relatively well, though the purpose here was to strengthen of the reinforced concrete structure and protect of steel, instead of providing a complete sealing. On the basis of the good results, the grouting material may be considered as applicable for sealing waste repositories, too. (For better results an injection technique should be developed which uses the vibration method). The planning, quality control and inspection program were also important components, which were conducted by CAEC Kft. in co-operation with the contractor Vertikor Kft.

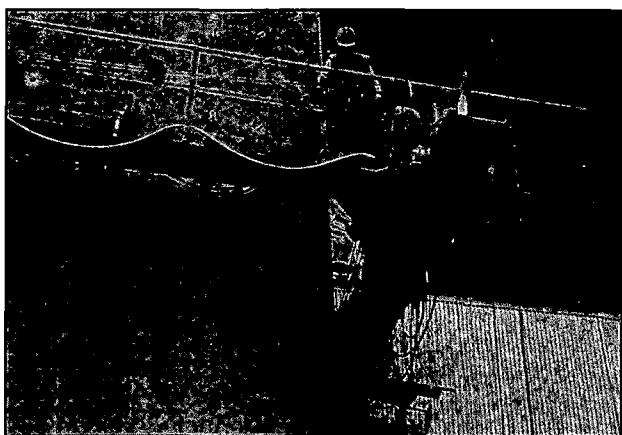


Figure 6. Layout of injection holes on a vent stack

6. ábra. A szellőztető kéményre telepített injektáló fúrólukak elrendezése

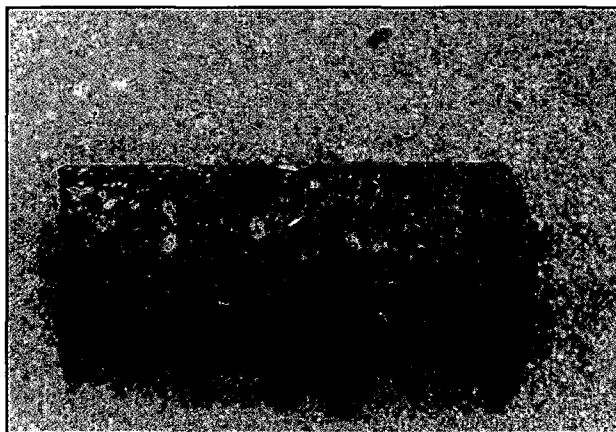


Figure 7. Control core samples after injection treatment

7. ábra. Az injektálás eredménye az ellenőrző magon

5. Sealing tasks at the Üveghuta site

The international development efforts over the past twenty years, as outlined in the previous chapters above, had the following tasks:

Firstly to *develop the existing grouting technique* so that it can fill up (and solidify where necessary) fractures smaller than 20–30 μm . For this purpose, non-toxic grouting materials are under development that provide a more compact filling than in standard industrial applications. Furthermore, the *pulsed injection technique* is also under development, which is able to force the grouting slurry into small fractures without fracturing the rock.

Secondly the aim is to seal the *shafts, tunnels, boreholes and disturbed near-field of the rock*. The main trend of the development activity is the use of compacted, dry 1.8–2 Mg/m^3 blocks, which swell and create a bulkhead against water when they are built in and soaked with water. The swelling also seals the surface fractures of the rock.

Thirdly the backfilling of *storing chambers and auxiliary galleries* within the protected area and the closing down of the site. The planned solutions (bentonite and sand blend or broken rock) cannot provide a complete seal because this would require the grouting of the fractured zone all along the tunnel. The aim of these solutions is to absorb some of the radiating ions which might inadvertently leak from the waste containers before they reach the geological barrier.

With regard to applicability in Hungary, the modified techniques for site exploration have been identified, closing down of boreholes is necessary after constructing the repository, as is the grouting the faults and fractures. There are no restrictions governing the selection of the site development system or setting, which can result from the problems of sealing the openings (as is the case with the existing repositories of low- and intermediate-level waste), because the uncertainty is only in the lengths and number of barriers to be built to reach the expected efficiency in 30–70 years when the disposal site will be closed down.

6. Summary

This paper evaluates aspects of radioactive waste repositories sited in granite rock by mining methods, in order to assess the engineering solutions required to restore the disturbed geological barriers during site construction, operation and closure.

It can be stated that sealing the surface and under-

ground boreholes does not cause any difficult problems in practice. The main challenge is to grout the zone disturbed by excavation around the roadways, but this task can be met, too. The fact that three repositories for low- and intermediate-level radioactive waste are operational (Forsmark, Olkiluoto and Loviisa) indicates that competent Swedish and Finnish experts have no doubts on this matter.

References

- Äspö 1996: *Äspö Hard Rock Laboratory, 10 Years of Research*. – SKB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company) Stockholm, 88 p.
- BÖRGESSON, L., and PUSCH, R., 1994: Sealing of Boreholes, Shafts and Tunnels. – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- BRAUER, V., 1989: Grimsel Test Site Engineering Geological Investigations. Research Report BRG. – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- CARLSSON, L., WINBERG, A., and ARNEFORS, J., 1986: Hydraulic Modelling of the Final Repository for Reactor Waste SFR: Compilation and Conceptualisation of Available Hydrogeological Data (Forsmark), SKB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company) Report SFK 86-03. – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- Calamites 1996: Bányászati módszerekkel megvalósítandó hulladék-elhelyezési létesítmény Üveghután. Tanulmányterv az Erőterv és a PA Rt. részére (in Hungarian: Waste repository to be implemented with mining techniques at Üveghuta. Study plan for Erőterv and PA Rt.). – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- FAIRHURST, CH., and GERA, F., 1993: The International Stripa Project: an overview. – *Tunnelling Underground & Space Technology* 8 (3), pp. 315-345.
- IAEA 1992: Performance of Engineered Barriers in Deep Geological Repositories. – *International Atomic Energy Agency. Technical Reports Series No. 342*.
- IAEA 1995: Safety Assessment for Near Surface Disposal. – *International Atomic Energy Agency. Safety Series No. 111-G-3.3*.
- ICRP 1991: Recommendation of the International Commission on Radiological Protection. – *ICRP Publication 60, 1990*. Pergamon Press, Oxford–New–York–Frankfurt, 201 p.
- JÁKI, R., 1997: Szakmai észrevételek közzétömítéshez (in Hungarian: Expert conclusions on grouting of rocks). – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- KICKMAYER, W., and MCKINLEY, R., 1996: During Phases I-III at the Grimsel Test Site – Grimsel Test Site. – *NAGRA Bulletin No. 27*, pp. 5-42.
- LEBON, P., DEWIERE, L., and HOORELBEKE, J. M., 1993: Hydro-mechanical Evaluation of Fractures in Granite. – *Safewaste 93, Avignon, Proceedings 2*, pp. 406-414.
- MARTIN, D., 1993a: Vault Sealing System Design, AECL (Atomic Energy of Canada Limited). Workshop. – *Manuscript*, ETV-Erőterv Rt., Budapest.
- MARTIN, D., 1993b: URL (Underground Research Laboratory) Research Activities, General Characterisation AECL (Atomic Energy of Canada Limited). Workshop. – *Manuscript*, ETV-Erőterv Rt., Budapest.
- MARTIN, D., and THOMPSON, P. E., 1994: Characterisation Program for the Access Tunnel to the Boda Claystone Formation, AECL (Atomic Energy of Canada Limited) Research Final Report. – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- NAGRA 1994: Ten years of GTS (of Grimsel test Site). – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- NYKYRI, M., 1991: A Digest of Safety Assessment of TVO's VLJ Repository. TVO Work Report 91-11. – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- OLLSON, O., 1996: The Äspö Hard Rock Laboratory, Current and Planned Research and Demonstration Work. In: *Äspö Hard Rock Laboratory, 10 Years of Research*. – SKB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company), Stockholm, pp. 78-85.
- PUSCH, R., and BÖRGESSON, L., 1992: Final Report on Test 4. Sealing of Natural Fracture Zone. Stripa Project Technical report 91-26. – *Manuscript*, Calamites Kft., Pécs.
- PUSCH, R., and SVEMAR, Ch., 1993: Influence of Rock Properties on Selection of Design for a Spent Nuclear Fuel repositories. – *Tunnelling & Underground Space Technology* 8 (3), pp. 343-356.

AZ ÜVEGHUTAI HULLADÉKTÁROLÓ KÖRNYEZETÉBEN VÁRHATÓ LAZULÁSI ZÓNÁK ELTÖMÉDEKELÉSE

VERBÓCI JÓZSEF*, BÉRCI KÁROLY**, MESTER JÓZSEF*, MAJOROS GYÖRGY*, KOVÁCS ISTVÁN*, SZABÓ JÁNOS**,
GÁTINÉ MAGYAR ROZÁLIA**, TAKÁCS TAMÁS**, PAPP MIKLÓS***

*Calamites Kft. 7629 Pécs, Bocskai u. 7.

**ETV-Erőterv Rt., 1094 Budapest, Angyal u. 1-3.

*** Vertikor Rt., 7621 Pécs, Citrom u. 12.

A gránitban tervezett felszín alatti hulladéktároló létesítése során a bányászati módszerekkel kialakított üregeket néhány méter vastagságban közrefogó kőzetköpenyben másodlagos repedésrendszer alakulhat ki, amely megnövekedett vízáteresztő-képessége folytán gyengítheti a tároló biztonságát.

A hulladékot a bioszférától elválasztó befogadó kőzet – földtani gát – hatékonysága mesterséges védőgátak létesítésével javítható és kiegészíthető, így pl. a tárolóteret a felszínnel összekötő vágatokat és aknákat körbevevő megváltozott kőzetövezet repedései kitöltő, tömörítő és szilárdító szuszpenziók injektálásával tömíthetők. A gránitban végzett tömítési kísérletek publikált eredményei ismertetik a szuszpenziók összetételét, az alkalmazott injektálási eljárást és a tapasztalatokat, melyek szerint a lazulási zónák tömítésével a felszín alatti tároló szigetelőképesége biztosítható.

1. Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezésére irányuló munkálatok keretében a Calamites Kft. az ETV-Erőterv Rt. megbízására 1996 nyarán tanulmánytervet (Calamites 1996) készített egy Üveghuta melletti felszín alatti tároló bányászati módszerekkel való kialakításának lehetőségeiről gránitban és becsülhető költségeiről. Tekintettel a gránit keménységére a tanulmányterv a kőzetjövésztés módjára vonatkozóan egyedüli megoldásként a robbantást vette számításba.

A robbantással végzett üregnyitás hátránya, hogy az üreget közrefogó kőzetköpeny repedezettségét megnöveli. Az üregnyitás alternatív megoldásként felmerült a nagyteljesítményű fűrópajzzsal történő teljes szelvényű jövésztés, amely gránitban is alkalmazható és az üreg kőzetkörnyezetét kevésbé károsítja, de csak körszelvényű egyenes vagy enyhén ívelt vágatok kialakítását teszi lehetővé. Tekintettel arra, hogy a potenciális telephelyek alkalmassága a szennyeződés természetes vízáramlással való felszínre jutási időtartama – az elérési idő nagysága – szerint minősíthető, a radioaktív hulladékot befogadó kőzettest repedezettségének, vízáteresztő képességének vizsgálata kulcsfontosságú, tisztázandó kérdése a végleges tároló tervezésének.

A probléma összetett. A geológiai tároló létesítéséhez számba vehető bányászati módszerek, a jövésztési, biztosítási eljárások, a szellőztetés és a vízmentesítés jellemző paraméterei stb. a közvetlen kőzetkörnyezet – az üregeket néhány méter vastagságban közrefogó kőzetköpeny – repedezettségét és ezáltal vízáteresztő képességét jelentősen befolyásolják. Emiatt önmagában a befogadó kőzettest geológiai alkalmassága nem végleges minősítés: nem tartalmazza a vágathajtás következtében fellépő változásokat. Cél, hogy

a bányászati létesítés, üzemelés és fenntartás során az alkalmazott eljárások következtében a tároló lezárását követően ne alakuljanak ki a szennyezett víz felszínre jutását a földtani alkalmasság meghatározása során számbavettnél lényegesen rövidebb idő alatt lehetségessé tevő, rövidre zárásként funkcionáló nagyobb vízáteresztő képességű útvoalnak és hálózatok.

Az alábbiakban azt vizsgáljuk, hogy a bányászati technológia gránit kőzettestben történő alkalmazása következtében az üregek környezetében létrejövő repedések és lazulási zónák megnövekedett áteresztőképessége – szakirodalomból szerzett ismeretek szerint – miként szorítható vissza a befogadó kőzet eredeti vízáteresztő képességének nagyságrendjébe. Elsőként a nemzetközi ajánlásokat ismertetjük, ezután felvázoljuk a nemzetközi kutatási, vizsgálati irányokat és eredményeket, ezután térünk át a hazai tapasztalatokra és eredményekre. A fentiek alapján fogalmazzuk meg a tömítési feladatokat Üveghután, végül összefoglalást adunk.

2. Nemzetközi ajánlások

Jelenleg a világ számos országában folynak intenzív kutatások radioaktív hulladéktárolók telephelyének kiválasztására, illetve a kiépítés előkészítésére.

Az eddig leggyakrabban számításba vett kőzetek a gránit, a kőso, az agyagkő, az agyag- és zeolitartalmú vulkáni tufa. E kőzetek kiválasztásában elsősorban jó izolációs képességük és kedvező kőzetmechanikai tulajdonságaik játszottak szerepet. Közülük a gránitok igen kis vízáteresztő képességük ($k < 10^{-9}$ m/s) és kis hézagterfogatuk ($n < 3\%$) miatt tekinthetők potenciálisan alkalmasnak.

A föld alatti tárolókra vonatkozó biztonsági szabvány (IAEA 1995) a lezárás utáni biztonságra az emissziók tekintetében az IPCR 60 1990 követelményeit írja elő, annak figyelembe vételével, hogy a tároló védelmét többszörös védelmi rendszer biztosítja. A többszörös védelem és azon felül a természetes védelem szerepéről a szabvány 505. pontja a következőket mondja: „a geológiai szerkezetbe való végleges elhelyezés hosszú távú biztonságát a természetes és a mesterséges védelmet együttesen értékelve kell megítélni, a többszörös védelem koncepciójának megfelelően”.

Ez a rendszer szemléletű megközelítés értelmileg tartalmazza azt is, hogy a természetes védelmet alkotó geológiai környezet befolyásolja a többszörös védelem együttes teljesítőképességét. A többszörös védelem tartalmazza a hulladék csomagolását és más mesterséges védelmet, valamint a természetes földtani gátat. Ezek együttesen biztosítják az ember és a környezet biztonságához megkövetelt elzárást és szigetelést. A többszörös védelem koncepciója azt is jelenti, hogy az egyik elem gyengesége más elemek tulajdonságai-
val ellensúlyozandó. Mindazonáltal az is megállapítandó, hogy a földtani gát hatásos többletbiztonságot ad a föld alatti tároló rendszernek.

A mesterséges védőgátak alapvető célja a radioaktív hulladékok végleges lerakására alkalmasnak minősített befogadó kőzet lecsökkent szigetelőképességének pótlása, illetve javítása a felszín alatti tároló üregrendszerében, annak repedezett kőzetköpenyében (a megváltozott kőzetövezetben), különösen a felszínre nyíló aknában és fűrőlyukakban, ezáltal a radionuklidok tárolóból való kiszabadulásának hátráltatása.

A mesterséges védőgátak szükség esetén az alábbi eljárásokkal hozhatók létre:

- A megváltozott kőzetövezet tömítése (kitöltő tömítés, tömörítő, szilárdító tömítés).
- Szigetelő tömedék alkalmazása a tároló kamrákban a hulladékkonténerek és a kőzet közötti tér kitöltésére.
- A tároló szállítási/szellőztetési célú üregeinek tömedékelése.

- A felszín alatti tároló külszínre nyíló aknáinak, a telephelyet harántoló fűrőlyukainak lezárása.

Amíg egy potenciális telephely adott befogadó kőzetét konkrét részleteiben és az üregnyitással való kölcsönhatásában a szükséges bizonyossággal nem ismerjük, a tervezési koncepciónak rugalmasnak kell maradnia, hogy a nem prognosztizált telephelyi viszonyokhoz és feltételekhez alkalmazkodni lehessen (IAEA 1992).

3. Nemzetközi kutatási, vizsgálati irányok és eredmények

Felszín alatti tárolókra vonatkozó műszaki koncepcióterveket már számos országban kidolgoztak. Több helyen vizsgálták a kemény kristályos kőzetek alkalmasságát nagy aktivitású hulladékok elhelyezésére vonatkozóan (IAEA 1992).

Az általunk összegyűjtött nemzetközi szakpublikációk túlnyomó többsége a nagy aktivitású hulladék végső lerakására szolgáló tárolók problémáit és azok lehetséges megoldásait tárgyalja, amelyek természetesen magasabb követelményszintet reprezentálnak, mint amely az ismeretszerzésünk tárgyát képező kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges tárolóinál indokolt.

Az információ legnagyobb része nemzetközi kísérleti helyszínekről származik. A négy legfontosabb nemzetközi tömítési kísérleti helyszín gránitban Stripa (FAIRHURST, GERA 1993) és annak folytatása Aspö (mindkettő Svédországban, ÄSPÖ 1996, OLLSON 1996) Pinawa (Kanada, MARTIN 1993a) Grimsel (Svájc, NAGRA 1994, KICKMAYER, MCKINLEY 1996, BRAUER et al. 1989). A gránittömítés szempontjából nagyon fontos megfigyeléseket, kísérleteket más föld alatti laboratóriumokban is végeztek, így El Berrocal-ban (Spanyolország, El Berrocal 1995) és Fonay Augers-ben (Franciaország, LEBON et al. 1993, MARTIN 1993b). A gránitban már működő föld alatti tárolók építése is szolgáltatott tapasztalatokat (CARLSSON et al. 1986, NYKYRI 1991, POSIVA 1996). Az alábbiakban először a gránitokban lévő törések rangsorolását vázoljuk, ezután a kőzetköpeny repedezettségét, a kőzetköpeny tömí-

1. táblázat

Törések rangsorolása (PUSCH, SVEMAR 1993 nyomán)

nagyságrendje	Törések		
	térköze (m)	vízvezető képessége (m/s)	tömíthetősége, injektálhatósága
Alacsonyrendű (vezetőképesség a törésekben)			
Elsőrendű	3000–5000	$10^{-7} - 10^{-5}$ (10^{-6})	nagyon jó
Másodrendű	300–500	$10^{-8} - 10^{-6}$ (10^{-7})	jó
Harmadrendű	30–150	$10^{-9} - 10^{-7}$ (10^{-8})	lehetséges
Magasrendű (vezetőképesség a közzettömbben)			
Negyedrendű	2–10	$10^{-11} - 10^{-9}$ (10^{-10})	lehetséges
Ötödrendű	0,2–1		nem lehetséges: zavartalan állapotban hidrodinamikailag inaktív
Hatodrendű	0,02–0,1	$10^{-12} - 10^{-10}$ (10^{-11})	egyáltalán nem
Hetedrendű	0,02	$10^{-14} - 10^{-12}$ (10^{-13})	egyáltalán nem

Zárójelben a középérték.

tését, a szigetelő tömedékelést, az üregtömedékelést és a lezárást ismertetjük, végül az injektálási technológiáról és a berendezésekről szólunk.

3.1. A gránitokban lévő töréseinek rangsorolása

A regionális törésrendszereket és kis repedéseket egyaránt tartalmazó gránit vízvezetési jellemzőit és tömíthetőségét nagy vonalakban a Gale-Witherspoon-féle osztályozás (1. táblázat) jellemzi. Ezt azért is szükséges bemutatni, mert a gránithelyszínek vetőinek jellemzésénél ezt az osztályozást gyakran használják.

Az 1. táblázatot a szerzők az alábbi magyarázatokkal egészítették ki:

- **Elsőrendű törések:** Regionális repedészónák egymástól néhány kilométeres távolságban (térközzel), néhányszor tíz kilométeres kiterjedéssel. E törések néhány méteres – néhányszor tíz méteres szélességűek; szorosan elhelyezkedő és egymáshoz csatlakozó repedésekből állnak.
- **Másodrendű törések:** Helyi repedészónák, melyek távolsága (térköze) néhány száz méter, kiterjedése néhány kilométer. Jellemzőik hasonlóak, mint az elsőrendű törések esetében, bár valamivel kevésbé szélesek, és a repedezettség gyakorisága is kisebb.
- **Harmadrendű törések:** Átlagos távolságuk (térközük) 50-100 méter, szélességük néhány deciméterestől néhány méteresig terjed. Egy keresztmetszetben több, de nem mindig kölcsönösen összefüggő repedés látható.
- **Negyedrendű törések:** A kőzetnek hidrodinamikailag aktív, kisméretű repedései, amelyek az alacsonyrendű törések között húzódnak. Önálló repedésekként jelennek meg, 3-7 m-es térközzel és kiterjedéssel.
- **Ötödrendű törések:** Olyan önálló repedések, amelyek egymásra már nem hatnak, de amelyek kőzetgyengéset jelentenek. Ezeket a repedéseket a mechanikailag vagy termikusan létrejövő feszültségek hidrodinamikailag aktiválhatják nyírással, húzással vagy tova-terjedéssel (tovarepedéssel).
- **Hatodrendű törések:** Embriónális repedések nagyon kis kiterjedéssel, olyan alrendszerben, amelyek megfeleltethetők a negyed- és ötödrendű töréseknek.
- **Hetedrendű törések:** Kristályközi tereket és nem tökéletes kristályérintkezéseket jelentenek.

3.2. A kőzetköpeny repedezettsége

Egy nukleáris hulladék lerakására szolgáló tárolónak a felszín alatt legfeljebb két-háromszáz méteres mélységben történő kiépítése több kilométer akna és vágat együttes kihajtását igényli. Ezen üregek létesítése a feszültség alatt álló kőzetben a feszültségek átrendeződését, újraeloszlását okozza. A legfontosabb jelenségekről áttekintést kaphatunk a gránithelyszínek szakirodalomban közölt tapasztalataiból.

Az üregképzés előrehaladása során a feszültségátrende-

ződéstől, a kőzet deformációképességétől, az üreg geometriájától és az üregképzés módjától függően új törések, mikrorepedések keletkezhetnek, illetve elmozdulások mutatkozhatnak a meglévő, természetes repedések mentén (MARTIN, THOMPSON 1994). Ez a folyamat *megváltozott kőzetövezetet* (üregképzéssel megzavart zónát) hoz létre az üreg körül. Ennek a zónának a viselkedése jelentősen különbözik a nem zavart, in situ kőzettest tulajdonságaitól (1. ábra).

Ez a megváltozott kőzetövezet a vízvezető képesség, a mechanikai jellemzők és azok térbeli kiterjedése tekintetében *kedvezőtlenebb az eredetinél*, ezért szükségessé válik mesterséges védőrétegek létrehozása a tároló közvetlen kőzetkörnyezetében.

A Stripa-i megfigyelések szerint (PUSCH, SVERMAR 1993) a megváltozott övezet vízvezető képessége inhomogén. A vágat fala mentén jelentősen, három nagyságrenddel nagyobb, mint a kőzet eredeti állapotában. A vágat falára merőlegesen pedig még *csökkenést is mértek*. A 2. ábra bemutatja a robbantás által kiváltott repedések térbeli irányítottóságát.

Az üregképzés nem okoz roncsolódást, amíg a feszültség nem lépi túl a kőzet rugalmassági határát. Ezt meghaladó feszültség esetén a kőzet roncsolódik, repedezettsége nő, gyakran figyelhető meg pikkelyesedés, leválás. A képződő törések jellegzetes hagymahéj formájúak. Ennek a feszültség okozta roncsolódásnak a hatása nem rugalmas és nem visszafordítható (irreverzibilis), mivel a repedések megváltoztatják a kőzet fizikai tulajdonságait:

- csökken a rugalmassági modulus,
- csökken a csúcscsilárdság,
- nő a Poisson-szám (MARTIN, THOMPSON 1994).

Az üregképzési módszerrel a kőzetbe juttatott energia is okozhat roncsolódást. A robbantás roncsoló/repesztő hatása nagymértékben függ az alkalmazott robbantási módszertől, ezért kőzetkimélő eljárást kell alkalmazni a technológiai előírások pontos megtartásával (3. ábra).

Az üregképzési folyamatot kísérő feszültségátrendezés a repedezett kőzettömbben a meglévő repedéseket záródásra vagy megnyílásra készíti, megváltoztatva, illetve folytonos változásban tartva a kőzettest áteresztő képességét.

Az üregképzés következtében megváltozott kőzetövezet térbeli kiterjedését számos tényező befolyásolja, köztük:

- az üreg alakja,
- a feszültségmezőhöz viszonyított tájolása,
- a repedések gyakorisága és szélessége,
- a feszültségmező anizotrópiája,
- az üregképzés módszere.

Emiatt a *megváltozott kőzetövezet létrejötte és kiterjedése erősen függ a helytől*. A megváltozott kőzetövezet kiterjedésének mennyiségi meghatározása fontos, mert ettől függ a radioaktív hulladék mélységi elszigetelésének esélye, tekintve, hogy e kőzetövezet áteresztő képessége mesterséges védelem alkalmazása nélkül általában nagyobb, mint az ép kőzeté.

A robbantásos jövesztés a kőzet elsődleges in situ repedezettségét vagy hasadékoságát az üreg körül állva maradó kőzetköpenyben másodlagosan módosíthatja a robbantás

hatása révén, és az így képződött határoló felület és az atmoszferikus hatásokat közvetítő szellőztető levegő kölcsönhatása folyamán harmadlagosan is átalakíthatja.

A felszín alatti tároló feltároló vágathajtása kezdetén (ideális esetben kísérleti vágatszakaszon) a vágatkontúrt kímélő jövesztő robbantás több változata kipróbálható, összehasonlítható, s a tapasztalatok alapján a feltárolóvágatok és a tárolókamrák már optimális robbantástechnológiával létesíthetők.

A hazai gránit és más gránitok tulajdonságai között számottevő különbség nem várható. Az üveghutai tároló építésénél a kímélő-, illetve a kontúrrobbantás jól ismert módszereit ugyanúgy alkalmazni lehet, mint Skandináviában. A szakismeret és a tapasztalat rendelkezésre áll. A megfelelő berendezések beszerezhetők.

Olyan helyszínen, ahol a befogadó kőzettest erősen tektonizált, illetve a vetők helye nem pontosan ismert, a felszín alatti tároló megbízhatósága csak a tektonikához igazodó vágatrendezéssel érhető el, s ez a feltétel kevés szerepet hagy a fűrópajzs majdani felhasználásának.

A radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére létesülő felszín alatti tárolók esetében a kőzetköpeny repedezésének és ez által az áteresztő képesség növekedésének minimálisra korlátozása alapvető cél, ezért a repedezési folyamat intenzitását és térbeli kiterjedését az üregnyitási technológia és a környezeti körülmények szabályozásával kell befolyásolni.

3.3. A kőzetköpeny tömítése

A befogadó kőzet törései öveinek, valamint az üregek repedezett kőzetköpenyének tömítésére általában cement és megfelelő adalékanyagok vizes szuszpenzióját alkalmazzák. A normál portlandcement mellett más cementek is alkalmasak lehetnek speciális előnyeik kísérleti igazolása esetén. Az adalékanyagok megválasztásával a tömitőanyag megszilárdulás utáni tulajdonságai optimalizálhatók, továbbá befolyásolható a friss keverék viszkozitása, kötési ideje, a szilárdulással járó zsugorodás mértéke.

A cementszuszenziók, -habarcsok és betonok termomechanikus, mechanikai és reológiai tulajdonságai normál hőmérsékleten (55 °C-ig) jól ismertek, a vonatkozó paraméterek jól definiáltak, azok mért értékei a szakirodalomban megtalálhatók. Ezek az általános jellemzők a koncepcionális tervezéshez alapul vehetők.

Az ép, keményített cement, habarcs és beton vízáteresztő képessége a szemcsemérettől, a szilárdulás utáni porozitástól, a pórusok eloszlásától és folytonosságától függ. Például 0,4-es víz/cement arány esetén a portlandcement vízvezető képessége kéthetes kezelési folyamat után 10^{-13} m/s (4. ábra).

Már kifejlesztettek olyan cement alapú tömitőanyagokat, amelyek töredezés esetén önszigetelők, azaz áteresztő képességük megbízhatóan alacsony marad (IAEA 1992).

A Stripa-i bányában kísérleteket végeztek a kismélységű robbantásokkal zavart zóna vízvezető képességének csökkentésére olyan módon, hogy az üreg falára kis távolságokban fűrt, kis mélységű lyukakba cement alapú tömitőhabar-

csot injektáltak. A cementezett kőzetből vett minták vizsgálata azt mutatta, hogy bár a tömitőhabarcs könnyen behatolt a robbantással létrehozott, 40 mikronnál nagyobb repedésekbe, összefüggő tömités azonban nem alakult ki, mert kisebb repedésekbe a tömitőhabarcs nem hatolt be. Általánosságban arra a következtetésre jutottak, hogy a robbantással megzavart kőzet zóna vízvezető képességének csökkentésére a Stripa-i kísérletekben vizsgált módszerek helyett alternatív módszereket kell kifejleszteni, amennyiben a lerakó megbízható szigeteléséhez arra szükség van (FAIRHURST, GERA 1993).

A cement alapú tömitőanyag száradása folyamán térfogatcsökkenés áll elő. Akna vagy fűrólyuk lezárásánál a zsugorodásnak két következménye lehet:

- a tömités repedezése, ezáltal vízvezető képességének növekedése,
- a tömités aknafaltól, fűrólyukfaltól való elválása, az így létrejött hasadék nagyobb vezetőképessége.

A zsugorodás erősen függ az összetételtől és a kezelési folyamattól. Mértékét a lehető legalacsonyabban kell tartani.

A cement alapú tömitőanyagok tulajdonságai a felszín alatti tároló kőzetkörnyezetében az idő múlásával változnak. Folyamatosak a belső mikrostrukturális változások: a cement a lehető legstabilabb állapotba igyekszik kerülni, amorf anyagok kikristályosodhatnak, az adalékanyagokkal reakciók fordulhatnak elő, a talajvízzel reakciók indulhatnak. Az erre vonatkozó nemzetközi vizsgálatok folyamatban vannak.

3.4. Szigetelő tömedékelés

A szigetelő tömedék a hulladékkonténer és a tárolókamra kőzetköpenye közötti választófalaként funkcionál a fluidumok mozgása és a radionuklidok diffúziós transzportja ellenében, különösen homok, bentonit és zeolit optimális arányú keverékének alkalmazása esetén. A vízzel érintkező bentonit víz általi duzzadásképesége és a zeolit radioaktív izotópokra kimutatott adszorpcióképesége ezen anyagok viszonylag kis részaránya esetén is jelentősen növeli a szigetelés hatékonyságát.

Ilyen háromkomponensű tömedékanyag kísérleti alkalmazásáról nincs információnk, homok és bentonit keverékével azonban már vannak tapasztalatok (MARTIN 1993b). A kanadai koncepció gránitban bentonit-homok keverék alkalmazását tervezi. Ezt szárazon tömörítik, majd a keverék a kőzetkörnyezetből vízzel átitatódva duzzadással befüszül.

3.5. Üregtömedékelés

A bányászati módszerekkel kialakított felszín alatti tároló végleges lezárása folyamán valamennyi üregtömedékelni kell. A tömedékelés legegyszerűbb formája a létesítéskor kitermelt és hányón tárolt kőzet visszatöltése (IAEA 1992). A jövesztés során robbantással összetört és visszatöltött kőzet tulajdonságai nagyban függenek a szemcseméret eloszlástól és a tömörítés mértékétől, de valószínű, hogy ez a tömedék permeabilisabb mint az ép kőzet.

Bár a tároló szigetelésének hatékonyságát a rendszer egészében kell vizsgálni, általában a kijövesztett gránit önmagában való visszatöltése túlságosan nagy vízáteresztő képességű tömedék kialakulását eredményezné. Emiatt tömedékanyagként zúzott gránit és bentonit optimális arányú keverékét kell tervezni, és a tömedékelési eljárást kísérletileg kell megalapozni.

3.6. Lezárás

A lezárás legfontosabb feladata a fluidumok áramlásának és a radionuklidok transzportjának korlátozása a felszín alatti tároló külszínre vezető nyílásai mentén. Idevontató feladat továbbá az aknák és a felszínről mélyített fúrások vetőket és töréses zónákat keresztező szakaszának szigetelése, hogy azok ne nyithassanak utat a radionuklidok felszín felé irányuló transzportjának. Jövőbeli feladat ezen túlmenően a felszín alatti tároló különböző szekciókra történő felosztása és a szekciók egymástól való elszigetelése azzal a céllal, hogy az egyik szekció természetes védőgátjának esetleges sérülése ne veszélyeztesse az egész tároló megbízhatóságát (IAEA 1992).

Sziklaközetekben a lezáráshoz alkalmazott anyagoknak hosszabb ideig meg kell felelniük funkcionális céljaiknak, s a lezáró gátat úgy kell létesíteni, hogy a kőzetköpeny repedéshálózatán keresztül az áramlás azt ne kerülhesse meg. Ez utóbbi követelmény a kőzetköpeny tömitésének alkalmazásával teljesítendő (5. ábra).

Különleges feladat a **fúrások lezárása**. Fúrászárasi kísérleteket két föld alatti laboratóriumban végeztek (Stripa – Svédország, Pinawa – Kanada). Csak az előkészületekről van információ a Grimsel-i laboratóriumból (Svájc). A Stripa-i és a Pinawa-i kísérleteket nemzetközi együttműködés keretében egymás eredményeire építve és egymást kiegészítve végezték.

A *Stripa-i kísérletről* a szakirodalomban részletes beszámoló található (PUSCH, BÖRGESSON 1992).

A fúrások lezárására a lehetséges megoldások közül azt választották a fejlesztés alapjául, amely a tömörített száraz bentonit duzzadásán alapul. A fúrólyukakat bentonitpogáccsákkal tömitették. A pogácsák anyaga és a tömörítés technológiája több kutatóhely együttműködésének terméke volt. A bentonitpogácsákat Volcalay MX80-as száraz bentonitból 120 MPa nyomással tömörítették 2,1 Mg/m³ sűrűségűre.

A vizsgálatok szerint a felületi repedéseket a kiduzzadó bentonit tömitette, de a kőzet belsejébe természetesen nem hatolt be. A kísérleteket úgy értékelték, hogy a bentonitpogácsás fúrászárás inkább hidraulikus átrepedéssel és kimosódással megy tönkre, mintsem mechanikusan. Üzemszerű alkalmazásról nincs információnk.

A *Pinawa-i kísérlet* a hagyományos fúrascementezési mód továbbfejlesztése (MARTIN 1993a). Ez két szempontból is célszerűbb: egyrészt javítja a kőzetkörnyezetet is, másrészt az áttörés veszélye is kizárt. A kísérlet keretében kifejlesztett, kis repedésekbe is behatoló cementzagy azon változata, amelyet itt alkalmaztak a következő összetételű:

- ultrafinom cement, 600 m²/kg fajlagos felülettel (kanadai gyártmány),
- puzzolán (vulkáni hamu), a száraz anyagra vonatkoztatva 10% mennyiségben,
- különleges plasztifikáló adalék (nátrium-szulfonátos naftalén), a száraz anyagra vonatkoztatva 0,75–1,5% mennyiségben,
- a víz-cement tényező 0,3–0,4.

A megszilárdult cementzagy (cementkő) laboratóriumban mért szivárgási tényezője 10⁻¹³ m/s. A kísérleteknél a fentihez hasonló összetételű zagyot a kőzetbe pulzációs injektáló szivattyúval juttatták be. Három fúrásban végeztek kísérletet. A zárás a három fúrás közül kettőben sikeres volt, a szivárgási tényező 10⁻⁹ m/s-ra csökkent.

3.7. Az injektálási technológia és a berendezés

A repedezett kőzet tömitésekor a nagy sűrűségű zagyot csak különleges injektálási eljárással lehet bejuttatni kis repedésekbe, mert a nagy viszkozitású zagy mozgása nagy injektálási nyomást igényelne, ugyanakkor az injektálási nyomás nem lehet nagyobb a gránit adott mélységére (feszültségi állapotra) érvényes kőzet-továbbrepesztési nyomásnál. Ellenkező esetben az injektálás összetöri a kőzetet.

Alapos elméleti vizsgálatok és laboratóriumi kísérletek alapján arra következtetésre jutottak (PUSCH 1994), hogy mind az agyag, mind a cementbázisú zagy viszkozitása *vibrálással* eredményesen csökkenthető. E célra olyan injektáló berendezést fejlesztettek ki Svédországban, amely a zagyot előtolással mozgatja és 120 Hz frekvencián vibrál (BÖRGESSON, PUSCH 1994). A berendezést először 0,1–0,3 mm-es mesterséges repedésrendszer injektálásával próbálták ki eredményesen.

A kísérlet során gránitban, föld alatt 8 fúrásban próbálták ki a technológiát mind cement, mind pedig bentonit bázisú tömitőanyaggal. A fúrásokban mérhető szivárgási tényező az eredeti értéktől függetlenül 10⁻¹⁰ m/s-re csökkent. A fúrás mentén aknával, ill. vágattal előrehaladva megállapították, hogy a tömitőanyag néhány méterre terjedt el.

Nagy átmérőjű (kiegített fűtőelemek elhelyezésére alkalmas méretű) fúrások kőzetkörnyezetének injektálására is kipróbálták a technológiát. A nagyméretű, kétpakkeres injektáló szerszámot és az eredményt BÖRGESSON és PUSCH (1994) mutatja be. A közvetlen környezetben itt is 10⁻¹⁰ m/s nagyságrendűre csökkent a szivárgási tényező.

Finom repedést tömitettek az egyik kísérleti vágatból 2 mikron átlagos szemcseméretű, azaz a létező legfinomabb Alofix márkájú cementzaggal. A repedés kibontásával megállapították, hogy a 10–30 mikron szélességű résekbe a tömitő zagy csak néhány deciméterre hatolt be, és itt már nem volt homogén.

A következtetés az volt, hogy ezzel a tömitési technológiával 10⁻⁹ m/s és 10⁻¹⁰ m/s értékűnél kisebbre a gránit szivárgási tényezője nem csökkenthető (BÖRGESSON, PUSCH 1994). Ez tehát az eddigi fejlesztések határa.

4. Hazai tapasztalatok és eredmények

A Tatabánya környéki szénbányákban a repedezett mészkő és dolomit fedőközetekből várható vízbeáramlás korlátozására éveken keresztül folytattak közetinjektálást.

A Szovjetunióból származó „Kipko” módszerrel, a hozzá tartozó géplánccal és receptúrával (1 m³ tömítő zagyhoz 360 kg agyag, 100 kg cement, 10 kg szóda, 10 kg vízüveg, 780 liter víz) kialakított fajsúllyal (1260 kg/m³), több mint 10 m³/óra teljesítménnyel igen jó eredményeket értek el Nagyegyházán, a vágatköpeny-tömítés területén. A keverék jól tapadt a rétegekhez, és kevésbé volt rideg mint a cement-víz keverékek, emiatt a jövesztő robbantások hatására kevésbé töredezett (JÁKI 1997).

A mikrocement alapú injektáló anyagok egy új fajtájának már Magyarországon is van a nukleáris iparban alkalmazási példája. 1999-ben a Paksi Atomerőmű Rt. 100 m magas szellőzőkéményeinek rekonstrukciója során RőcisCem-eljárással injektálták a vasbeton kéménytestet. Ezen eljárással az építés során a nem megfelelő betontömörítés miatt keletkezett hézagok, repedések, inhomogenitások megszüntetése volt a cél. Az alkalmazott anyag egy 11–17 μm szemcse-nagyságú, 11 000 cm²/g fajlagos felületű mikrocement volt, melynek viszkozitása rendkívül alacsony (45–55 Marsh sec). A beinjektálást megnehezítette, hogy a szuszpenziót állandó hőmérsékleten, 18 °C-on kellett tartani az optimális injektálási feltételek biztosítása érdekében. A kémény vasbeton teste korábban kívül-belül egy löttbeton kérget kapott, amely mintegy edényként fogta közre az injektálandó térfogatot. Az alkalmazott injektálási nyomás nem haladta meg a 10 bar-t, mivel a számítások szerint a magasabb nyomás hatására a kéreg elvált volna az eredeti betontól.

A vizsgálati eredmények bebizonyították, hogy az injektáló anyag kiválóan behatolt a betontestbe, sok esetben több méter távolságra eljutott mind oldalirányban, mind vertikálisan, miközben az injektáló fúrások átmérője 16 mm, mélysége mindössze 20 cm volt. A szellőztető kéményre telepített injektáló fúrólukak elrendezése a 6. ábrán, míg az injektálás eredménye az ellenőrző maganyagon a 7. ábrán látható. Az anyag viszonylag jól kitöltötte a 200 μm-es pórusokat is, bár itt a cél nem a teljes eltömítés volt, hanem a vasbeton szerkezet megerősítése és az acélbetétek védelme. A jó eredmények alapján kijelenthető, hogy az anyag alkalmazása szóba jöhet hulladéktárolók szigetelésénél is (Még kedvezőbb eredmények eléréséhez szükség lenne az injektálási módszerek továbbfejlesztésére is, melynek egyik lehetséges útja a vibrációs injektálás. Fontos tényező volt a tervezési, minőségellenőrzési és vizsgálati program, amelyet a CAEC Kft. a kivitelező Vertikor Rt.-vel együttműködve hajtott végre.

5. Tömítési feladatok Üveghután

A húsz éve, nemzetközi együttműködés keretében folyó fejlesztő munkák az előbbi feladatoknak megfelelően a következőkre irányulnak:

Az első feladat ismert repedésinjektálási technológiák továbbfejlesztése olyan irányban, hogy azok alkalmasak legyenek 20-30 mikronnál szűkebb repedések nagyon tömör térkitöltésére (szükség szerint szilárdítására) is. E célra az ipari alkalmazásoknál sokkal tömörebb térkitöltést adó nem toxikus (agyag és cement bázisú) injektálóanyagokat fejlesztettek ki (MARTIN 1993b.), valamint olyan (pulzáción) injektálási eljárást, amely nagy tömörséget adó zagyot kis repedésekben a közet felrepezítése nélkül tud mozgatni.

A feladatok másik csoportját aknák, vágatok, furatok és a megsérült közetkörnyezet lezárása képezi. A fejlesztés fő iránya szárazon tömörített 1,8–2 Mg/m³ sűrűségű blokkok alkalmazása, amelyek a lezárandó üregbe beépítve, vízzel átitatva, beduzzadva képeznek vízgátat. A beduzzadás egyben a felületi repedéseket is zárja.

A harmadik feladattípus a védőövezeten és a határoló lezárásokon belüli tárolókamrák és segédvágatok térkitöltése. A tervezett megoldások (bentonitos homok vagy közet-törmelék alkalmazása) nem biztosítják a teljes értékű zárást, mert ehhez a vágat körüli megrepedezett övezetet is teljes hosszában zárni kellene. Céljuk a lassú szivárgás közben adszorpcióval lekötni a hulladéksomagból kilépő sugárzó ionok legalább egy részét, mielőtt a természetes földtani gátba belépnének.

A hazai alkalmazhatóságra vonatkozóan megállapítható, hogy a telephely megkutatásához és a tároló építéséhez szükséges fúrólukak lezárására, a vetők, repedések injektálására megvan az alkalmas adaptálandó technológia. A tároló fő feltáró rendszerének kiválasztását és a telepítést sem kell az üregek lezárhatósági problémái miatt korlátozni (hasonlóan a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok már működő tárolóihoz), mert bizonytalanság csak abban van, hogy a gátoló elemeket milyen hosszon és hány-szor kell telepíteni a kívánt teljesítőképességhez 30-70 év múlva, amikor a tervezett tárolót le kell majd zárni.

6. Összefoglalás

Az elsősorban nemzetközi kitekintésű tanulmányunk a bányászati módszerekkel gránitközetben létesített, ill. telepítésre tervezett radioaktív hulladék-tárolás vizsgálatát adja azzal a céllal, hogy tisztázza, milyen mérnöki megoldásokkal kívánják visszaállítani a bányászati üregképzéssel megbontott földtani gátakat a tároló telepítése, működtetése, majd felhagyása során.

Megállapítható, hogy a külszíni és bányabeli fúrások zárása, az akna-, ill. vágatdugók elkészítése nem képez különösebben nehéz gyakorlati feladatot. A legnagyobb kihívást a jövesztés által meglazított vágatköpeny zárása jelenti, de ez a feladat is megoldható. Az a tény, hogy három kis és közepes aktivitású felszíni tárolót (Forsmark, Olkiluoto és Loviisa) már üzembe is helyeztek, jelzi, hogy a svéd és finn illetékesek a feladat megoldhatatlanságát fel sem vetik.