

In memoriam

DR. BÁLDI Tamás



1935–2014

Az ürömi temetőben 2014 nyarának derekán tanítványok, kollégák és barátok sokasága gyűlt össze, hogy végső búcsút vegyen BÁLDI Tamástól. A magyar geológus és paleontológus közösség számára ő volt Báldi Tanár Úr, aki generációk sorát vezette be a földtan, a rétegtan és a földtörténet csodáiba. Iskolateremtő, szemléletformáló tanár és nagy hatású, elismert kutató, akinek megadatott abban a korban élni, amikor a lemeztectonika elmélete gyökeresen megváltoztatta gondolkodásunkat a Föld működéséről, amikor a mélytengeri kutatófúrások új megvilágításba helyezték a tengeri üledékképződést, és amikor az oceanológia és szedimentológia a földtan szerves részévé vált ezáltal. A szocializmus évtizedeinek zártabb hazai tudományos világában is az újra mindig nyitottan, a klasszikus őslénytan és földtan szilárd alapjairól indulva, ötvözte munkásságában a hagyományost a külföldről megtanulható legmodernebb szemlélettel, Magyarország földtani megismerésének szolgálatába állítva a geológia nemzetközi eredményeit. Tenger nélküli hazánkban az utolsó itt hullámozó tengert, a Paratethyst, és annak élővilágát, üledékes rétegsorait és öskörnyezetét, a belőlük kiolvasható történetet kutatta nem csak hazai, de nemzetközi elismeréstől is övezve. Tanítványai számára ő volt az emberközeli, közvetlen stílusú TANÁR ÚR, így csupa nagybetűvel, egy felejthetetlen egyéniség, az előadásain kézzel írt és rajzolt, olykor fordítva feltett, de mindig lényeglátó írásvetítő fóliákkal, a terepen pedig gumicsizmában, kicsit gyűrött ingben, pipával és svájcisapkában. megszerettette a kővületeket, a kőzeteket, mint „a jeleket, üzene-

teket a múltból”, mert maga is ismerte, szerette és értette azokat. Velünk marad nem csak a tőle kapott tudás, de az egyéni látásmódja és maga körül teremtett baráti és kollegiális, gazdagon intellektuális légkör is.

BÁLDI Tamás Szombathelyen született 1935. augusztus 24-én, közgazdász édesapja és földrajz-természetrajz szakos középiskolai tanárnő édesanyja első gyermekeként. A fővárosi Eötvös Gimnáziumban érettségizett 1953-ban, majd Miskolcon az egyetem Bányamérnöki Karán kezdte meg felsőfokú tanulmányait. Egy év után az ELTE TTK geológus szakán folytathatta, ahol kezdettől fogva szeretett volna tanulni, és ahol 1958-ban szerzett diplomát. Hallgatóként élte meg az 56-os forradalmat. Édesapját, testvéreit és több évfolyamtársát sodorta ekkor külföldre a történelem vihara, de ő az itthon maradás mellett döntött. Miért? Maga nyilatkozta jó 40 évvel később: „Egy idő után az embernek el kell döntenie, az-e a célja, hogy egyre jobban éljen, egyre több pénzt keressen, vagy az, hogy szellemi dolgokban elmélyedjen. Én az utóbbit választottam, engem már ide kötött a föld, a barátok, a kollégák, a témák, kötődtem a magyar geológiához.”

Friss diplomájával rövid ideig BOGSCH László mellett gyakornokként dolgozott az ELTE Óslénytani Tanszékén, majd 1959-től hét éven át a Természettudományi Múzeum muzeológusa volt. A CSEPREGHYNE MEZNERICS Ilona által vezetett Föld- és Óslénytárban miocén molluscák kutatásával foglalkozott, de ha kellett, tisztogatta a gyűjteményi példányokat, leltározott, kiállítást szervezett, tárlatot veze-

tett. A szokolyai badeni molluscafauna vizsgálatáról szóló disszertációjával 1961-ben szerzett egyetemi doktori címet. Ezekben az években járt először az Egyesült Államokban, ahol a Woods Hole Tengerkutató Intézetben és a Dél-Kaliforniai Egyetemen is tartott előadást. Meghatározó élményeket gyűjtött, melyek nagy hatással voltak későbbi munkásságára. Az Eötvös Loránd Tudományegyetemre 1966-ban VADÁSZ Elemér hívására adjunktusként tért vissza. Kandidátusi értekezését 1968-ban védte meg a hazai felső-oligocén rétegtana és molluscafaunája témájában. Ez a munka adta az alapját az Akadémia Kiadó gondozásában 1973-ban megjelent monográfiájának, amelyet a Magyarhoni Földtani Társulat 1975-ben Hantken Miksa Emlékérem adományozásával ismert el. Közben 1971-ben docenssé és ugyanabban az évben a Földtani Tanszék vezetőjévé nevezték ki. Huszonhárom éven keresztül, 1994-ig vezette a tanszékot, melyet még ma, húsz évvel később is sokan „BALDI tanszék”-ként emlegetnek. A vezetésével megújuló tanszék új irányvonalat vett, nemzetközileg elismert csapatot épített maga körül a harmadidőszak kutatására. Ő honosította meg idehaza a szerkezetföldtan és a szedimentológia korszerű módszereit, rámutatott a paleoökológia és a medenceanalízis kapcsolatára, és lehetőséget teremtett a fiatal kutatóknak arra, hogy kipróbálják magukat ezeken a hazánkban új területeken. A tudományok doktora címet a Magyar Tudományos Akadémia a hazai oligocén és alsó-miocén formációkat tárgyaló értekezéséért ítélte oda számára 1980-ban. Azóta ez a munkája is klasszikussá vált, nyomtatásban magyarul 1983-ban, angolul 1986-ban jelent meg az Akadémiai Kiadónál. Egyetemi tanári kinevezése sem várta sokáig magára, 1981-től viselhetette a professzori címet. Számos szakdolgozat és doktori disszertáció készült a vezetésével, tanítványai egy része neves külföldi egyetemeken, Lille-ben, Párizsban, Utrechtben doktorált. Évtizedeken át oktatta a geológusképzés meghatározó tárgyait, a Földtani alapismeretek, a Földtan, a Földtörténet és az Elemző földtan kurzusokat. A legemlékezetesebbek azonban a terepi foglalkozások voltak, a szombatnként a Budai-hegységbe vagy a Pesti-síkságra, és minden ősszel és tavasszal három napra az ország legkülönbözőbb területeire vezető kirándulások. A geológus számára a legfontosabbnak a terepi megfigyeléseket tartotta, s valóban az általa vezetett kirándulásokon szívtuk magunkba a földtani gondolkodásmódot, az elemző és történeti megközelítést. Harminchat egyetemi év után 2002-ben vonult nyugdíjba.

Hosszú pályafutása során érdeklődése és kutatásai a paleogén és a neogén őslénytan és földtan számos területére terjedtek ki. Paleontológusként nem kevesebb, mint 56 puhatestű őslényfaj vagy alfaj első leírója és elnevezője.

Számos Budapest környéki, észak-magyarországi és dunántúli lelőhely molluscafaunájának taxonómiai feldolgozása mellett rétegtani, paleoökológiai és paleobiogeográfiai értékelésüket is elvégezte. A körülötte szerveződő kutatógárda mikropaleontológusainak eredményeit sikeresen ötvözte saját molluscaadataival. Az oligocén és alsó-miocén formációk rendszeres leírásával fontos szerepet vállalt a litosztratigráfia módszereinek magyarországi meg-

honosításában. Tevékenyen részt vett a Paratethys regionális kronosztratigráfiai skálájának kidolgozásában, amely az alp-kárpáti-dinári térség terciér sztratigráfusainak összefogásával jött létre. Kezdeményezésére vezették be az Egerről és az óbudai Kiscellről, mint típuslelőhelyekről elnevezett egri és a kiscelli regionális emeletet, amelyek azóta általánosan elfogadottá és széles körben használt rétegtani egységekké váltak. Az 1980-as évektől az őslénytani, rétegtani és földtani megfigyelési adatainak alapján a Középső-Paratethys medencefejlődésének általános kérdései foglalkoztatták. Közvetlen kollégái a Földtani Tanszéken, NAGYMAROSY András és HORVÁTH Mária, és felesége, BALDINÉ BEKE Mária alkották annak a kutatói csapatnak a gerincét, akikkel együttműködve eljutott a szintézishez, melyet a fő művének tekinthetünk „Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary” című, 1986-ban kiadott monográfia foglalja össze. Nemzetközi együttműködésben foglalkozott az eocén-oligocén határeseteményekkel, a globális klíma és a bioszféra változásaival. Mérföldkőnek számít a paleogén medencék kialakulásáról és szerkezeti fejlődéséről írt munkája is. Üledékes jegyekből már az 1950-es években kiolvasta a kora-miocén tengermedencében jelentős hatást gyakorló árapályt, melyet az 1980-as évek végén általa ösztönzött mérések megerősítettek. Pályája végén visszatért szeretett kagylóihoz és a tengerek ökológiájához. Szerteágazó munkásságából született cikkei a hazai szaklapokon kívül rangos nemzetközi folyóiratokban is megjelentek, emellett számos élvezetes ismeretterjesztő írást is közölt.

A Földtani Tanszéken VADÁSZ Elemér örökébe lépett termékeny tankönyvszerzői munkásságával is. Az 1978-ban megjelent „A történeti földtan alapjai” először tükrözte átfogóan a lemeztektonikai szemléletet a geológushallgatók számára. A csaknem 800 oldal terjedelmű „Elemző (általános) földtan” a geológiai ismeretek lenyűgözően széles tárházát adja, mindmáig fontos, az oktatásban használt alapmű. BALDI Tanár Úr tanítványainak, egykori ösztöndíjasaiknak derékhadja ma nem csak az egyetemi oktatásban és kutatásban folytatja a mesterének művét, de megtaláljuk őket olajvállalatok senior geológusi pozícióiban is itthon és külföldön egyaránt.

BALDI Tamás tudományos közéleti tevékenységében meghatározó volt a Magyarhoni Földtani Társulat. Főszerepet játszott a Társulat Őslénytani Szakosztályának életre hívásában 1963-ban, melynek alapító titkára, majd 1978-ig elnöke volt. Már az 1960-as években a szakosztály égisze alatt fontos tudományos rendezvényeket szervezett, mikropaleontológiai, evolúciós és paleoökológiai témákban. A társulat választmányának munkájában 1963-tól kezdve évtizedeken át vett részt. Mindezek elismeréseképpen 2000-ben a Magyarhoni Földtani Társulat tiszteleti tagjává választotta. Emellett a Magyar Tudományos Akadémia X. osztálya Földtani Tudományos Bizottságának is hosszú időn keresztül, 1972–1999 között volt aktív tagja. Fontos nemzetközi rendezvények szervezésében játszott vezető szerepet, amelyekre a vasfüggönyön túlról is érkeztek elismert nyugati kollégák. Ilyen volt a Magyar Állami Földtani Intézet

centenárium alkalmából 1969-ben rendezett neogén kollokvium, és az 1983-ban Visegrádon az eocén-oligocén határ kérdéskörének megvitatására összeült műhelykonferencia.

Alkotó és szervező munkája mellett szerkesztőként is sokat tett a magyar földtan és őslénytan tudományáért. Alapító szerkesztője volt az 1963-ban indított Őslénytani Vitáknak, de dolgozott a Földtani Közlöny, az Acta Geologica Hungarica, és az egyetemi Annales, valamint a Hollandiában kiadott Contributions to Tertiary and Quaternary Geology és az ismeretterjesztésben kiemelkedő Természet Világa szerkesztőbizottságában is.

BÁLDI Tamás termékeny pályafutását, gazdag és sokoldalú életművét a Magyar Tudományos Akadémia méltóképpen ismerte el az Eötvös József koszorú adományozásával 2011-ben. A kitüntetést egészségi állapota miatt felesége, BEKE Mária vette át, akinek említése nélkül nem lenne teljes ez a méltatás. Mária nem csak a három gyermekük, a biológus András, a bölcész Éva és a geológus Katalin édesanyja, de a harmonikus családi háttér biztosításán kívül férjének a szakmában is társa. Az úttörő jelentőségű paleogén nannoplankton vizsgálatai rétegtani keretet adtak és hozzásegítettek a medencefejlődés közös értelmezéséhez.

A BÁLDI család számára 1992 óta az otthon Üröm jelentette. A fővárostól kőhajtásnyira lévő, szép fekvésű település annál is inkább a szeretett otthonukká válhatott, mert a környékén a Paratethys üledékes képződményeit találjuk. A lokálpatriótává lett geológus házaspár oly sokat tett a földtani értékek megőrzéséért és az ismeret-

terjesztésért, hogy Mária kiérdemelte az Üröm díszpolgára címet. Mária a hű társat és a legfontosabb támaszt jelentette férje életének utolsó éveiben is, amikor meg kellett küzdenie az egyre elhatalmasodó betegséggel. Hanyatló egészsége dacára BÁLDI Tanár Úr a legutolsó időkig rendszeresen és szívesen látta vendégül az egyetemi kollégáit és egykori tanítványait, mindvégig örömet adtak számára ezek a találkozások és a beszélgetések.

Bő tíz évvel ezelőtt jelent meg BÁLDI Tamás lenyűgözően olvasmányos, életművét a szélesebb közönség számára is bemutató, „Egy geológus barangolásai Magyarországon” című könyve. Szakmabeli és laikus olvasó számára egyaránt élvezetesen tárja fel azt a földtörténeti múltbeli világot, amelynek megismerésével maradandó életművet hozott létre. Hálásak lehetünk, hogy a Báldi Tanár Úrral együtt tett terepi barangolások és képletesen az intellektuális barangolások oly sokunknak járultak hozzá a geológus pályán való elinduláshoz. Ezek a barangolásai itt, hazánk földjén most véget értek, de sokan vagyunk tanítványai, akik azzal búcsúznak, hogy köszönjük a Tőle kapott tudást és inspirációt, a munkáját folytatjuk, emlékét pedig szeretettel megőrizzük.

PÁLFY József és SZTANÓ Orsolya

Köszönettel tartozunk BÁLDINÉ BEKE Máriának az életrajzi és szakirodalmi adatok rendelkezésre bocsátásáért és BOSNAKOFF Mariannak az életmű bibliográfiájának teljessé tételéért és szerkesztéséért.

Nyomtatásban megjelent szakirodalmi munkássága

1958

BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. — *Földtani Közlöny* **88**, 428–436.

1959

BÁLDI, T. 1959: Paläoökologische Fazies-Analyse der burdigal-helvetischen Schichtreihe von Budafok in der Umgebung von Budapest. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **2**, 21–38.

1960

BÁLDI, T. 1960: Tortonische Molluskenfauna von „Badener Tegelfazies” aus Szokolya, Nordungarn. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **52**, 51–99.

BÁLDI T. 1960: A szokolyai középsőmiocén fauna életföldtana. — *Földtani Közlöny* **90/1**, 27–47.

1961

BÁLDI, T. 1961: Geobiology of the Middle Miocene fauna from Szokolya (Börzsöny Mountains). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **4**, 3–29.

BÁLDI T., KECSKEMÉTI T. & NYÍRÓ R. 1961: A katti és akvitáni emelet kérdése a Kárpát-medencében Eger környéki új adatok alapján. — *Földtani Közlöny* **91/3**, 282–291.

BÁLDI, T., KECSKEMÉTI, T., NYÍRÓ, R. & DROOGER, C. W. 1961: Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **53**, 67–132.

1962

- BÁLDI, T. 1962: *Glycymeris* s. str. des europäischen Oligozäns und Miozäns. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **54**, 85–153.
- BOGSCH L., BÁLDI T., FÖLDVÁRI A., SCHRÉTER Z., MAJZON L. & VADÁSZ E. 1962: Megjegyzések Csepregyhyné Meznerics Ilona „A kattiakvitáni kérdés tudománytörténeti megvilágításban” című cikkéhez. — *Földtani Közlöny* **92/2**, 198–202.

1963

- BÁLDI T. 1963: A törökbálinti „pektunkuluszos homok” kora és az oligocén-miocén határkérdés. — *Földtani Közlöny* **93/2**, 204–216.
- BÁLDI, T. 1963: Die oberoligozäne Molluskenfauna von Törökbálint. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **55**, 71–107.
- BÁLDI T. & CSILLING L. 1963: Újabb adatok a mátraaljai miocénhez. — *Földtani Közlöny* **93/3**, 387–389.

1964

- BÁLDI, T. 1964: Über das Alter des „Pectunculussandes” von Törökbálint und das Problem der Oligozän-Miozän-Grenze. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **56**, 135–152.
- BÁLDI, T., CSEPREGHY-MEZNERICS, I. & NYÍRÓ, R. 1964: La biostratigraphie des gisements oligocènes et miocènes de l'Est de la Montagne Börzsöny. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **56**, 153–183.
- BÁLDI, T., DROOGER, C. W., KECSKEMÉTI, T. & NYÍRÓ, R. 1964: Limite Chattien–Aquitainen dans le Bassin des Carpathes, compte tenu des données recentes relatives aux environs d'Eger (Hongrie septentrionale). — *Cursillos y conferencias del Instituto "Lucas Mallada" de Investigaciones Geológicas* **9**, 25–30.

1965

- BÁLDI T. 1965: Rákmaradványok a heves-borsodi felsőoligocén molluszkás agyagból. — *Földtani Közlöny* **95/4**, 453–454.
- BÁLDI T. 1965: A felsőoligocén pektunkuluszos és cyrenás rétegek települési és ősföldrajzi viszonyai a Dunazug-hegységben. — *Földtani Közlöny* **95/4**, 423–436.
- BÁLDI T., CSEPREGHY-MEZNERICS I. & NYÍRÓ R. 1965: A kelet-börzsönyi oligocén-miocén rétegek biosztratigráfiája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1963-ról*, 279–310.
- BÁLDI T. & RADÓCZ GY. 1965: Egri jellegű felsőoligocén molluszkás agyag és alsómiocén medencefácies Borsodban. — *Földtani Közlöny* **95/3**, 306–312.
- BÁLDI T. 1965: A délkaliforniai self életközösségei és ökológiai jelentőségük. — *Őslénytani Viták* **4**, 18–26.

1966

- BÁLDI T. 1966: Az egri felsőoligocén rétegsor és molluszka-fauna újrevizsgálata. — *Földtani Közlöny* **96/2**, 171–194.
- BÁLDI, T. 1966: Die oberoligozäne Molluskenfauna von Eger und die Neuuntersuchung der Schichtfolge. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **58**, 69–101.

1967

- BÁLDI T. 1967: A Mátyás-Zsámbéki medence felsőoligocén makrofaunája. — *Földtani Közlöny* **97/4**, 437–446.
- BÁLDI T. 1967: A magyarországi felső oligocén paleoönozisokról és ősföldrajzi jelentőségükről. — *Őslénytani Viták* **8**, 1–6.

1968

- BÁLDI T. 1968: Az európai neogén emeletek helyzetéről. — *Földtani Közlöny* **98/2**, 285–289.

1969

- BÁLDI T. 1969: A Középső Paratethys új rétegtani nevezéktanának irodalmáról. — *Földtani Közlöny* **99/1**, 113–114.
- BÁLDI, T. 1969: On the Oligocene–Miocene stages of the Middle Paratethys area and the Egerian formations in Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **12**, 19–28.
- BÁLDI T., HÁMOR G., JÁMBOR Á. & KÓKAY J. 1969: Földtani kirándulások magyarországi neogén területeken. — *Neogén Kollokvium kirándulásvezetője, 1969. IX. 6–9. Magyarhoni Földtani Társulat*.
- BÁLDI T. & MIHÁLY S. 1969: Új felső oligocén fauna Dömös-Rámszakadék környékéről. — *Őslénytani Viták* **11**, 19–23.

1970

- BÁLDI, T. 1970: The Oligocene-Miocene Boundary in Hungarian Tertiary Deposits on the Basis of the Molluscan Fauna. — *Giornale di geologia* **35**, 243–251.
- BÁLDI T. & KÓKAY J. 1970: A kismarosi tufit faunája és a börzsönyi andezitvulkánosság kora. — *Földtani Közlöny* **100/3**, 257–275.

1971

- BÁLDI T. 1971: A magyarországi alsómiocén. — *Földtani Közlöny* **101/2–3**, 85–90.
- BÁLDI, T. & RADÓCZ, GY. 1971: Die Stratigraphie der Egerien und Eggenburgien-Schichten zwischen Bretka und Eger. — *Földtani Közlöny* **101/2–3**, 130–159.

BÁLDI T., HEGEDŰS GY., NYÍRÓ R. & JANKOVICH I. 1971: Felsőoligocén fauna Dejtárról. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1968-ról*, 113–124.

BÁLDI T. 1971: A rétegtani osztályozás és nevezéktan alapelvei. — *Őslénytani Viták* **17**, 23–54.

PAPP, A., SENEŠ, J., STEININGER, F., CICHÁ, I. & BÁLDI, T. 1971: Die Eggenburger Schichtengruppe: M₁/a/b-d. — In: STEININGER, F. & SENEŠ, J. (eds): M1 – Eggenburgien die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. II. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 49–94.

BÁLDI, T., ONDREJČKOVÁ, A. & SENEŠ, J. 1971: Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume des Südslowakisch-nordungarischen Sedimentationsgebietes (Tschechoslowakei und Ungarn). — In: STEININGER, F. & SENEŠ, J. (eds): M1 – Eggenburgien die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. II. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 203–225.

1972

BÁLDI T., BORZA T. & HORVÁTH M. 1972: Egerien fauna Budapest — Károlyi-kertből. — *Őslénytani Viták* **20**, 77–78.

1973

BÁLDI T. 1973: Az életközösségek és üledékképződési környezetek összefüggésének vizsgálati módszereiről. — *Földtani Közlöny* **103/3–4**, 340–344.

BÁLDI, T., HORVÁTH, M. & T. MAKK, Á. 1973: Profile Budafok-2; Parastratotype proposed for the Paratethyan stages Kiscellian, Egerian, Eggenburgian. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **17**, 3–57.

BÁLDI T. 1973: *Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian): Studies in stratigraphy, palaeoecology, palaeogeography and systematics*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p. 55 fig. 51 pl.

BÁLDI T., KRIVÁN P., VÉGH S.-NÉ & WEIN GY. 1973: Kirándulásvezető a Budai-hegységben. — *Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest*, 30 p.

1974

BÁLDI, T. 1974: A kiscellien, egerien és eggenburgien paratípusaként javasolt Budafok–2. szelvénye és makrofaunája. — *Földtani Közlöny* **104/1**, 40–59.

BÁLDI-BEKE M. & BÁLDI T. 1974: A novaji típusszelvény (kiscellien–egerien) nannoplanktonja és makrofaunája. — *Földtani Közlöny* **104/1**, 60–88.

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1974: Nannoplankton and macrofauna of the type section at Novaj (Kiscellian–Egerian). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **17**, 59–103.

1975

BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., NAGYMAROSY A., BALOGH K. & SÓS E. 1975: Adatok a magyarországi kiscelli agyag abszolút és relatív korához. — *Földtani Közlöny* **105/2**, 188–192.

BÁLDI, T., MULINI-MAMUŽIĆ, S., SENEŠ, J. & ŠURARU, N. 1975: Die Entwicklung der Egerer Schichtengruppe in Ungarn, in der Tschechoslowakei, in Rumänien und in Jugoslawien. — In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (eds) 1975: Miozän OM Egerien. Die Egerer, Pouzdřaner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. V. VEDA Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 55–62.

BÁLDI, T., BRESTENSKÁ, E., CSÁGOLY, É., GHEORGHIAN, M., MOISESCU, V., MULINI-MAMUŽIĆ, S., PLENIČAR, M., RIJAVEC, L., RUSU, A., SENEŠ, J., ŠURARU, N. & VAŇOVÁ, M. 1975: Holostratotypus und Faziostratotypen der Egerer Schichtengruppe. — In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (eds) 1975: Miozän OM Egerien. Die Egerer, Pouzdřaner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. V. VEDA Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 97–191.

BÁLDI, T. & STEININGER, F. in Zusammenarbeit mit SENEŠ, J., VAŇOVÁ, M. & MULINI-MAMUŽIĆ, S. 1975: Die Molluskenfauna des Egerien. — In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (eds) 1975: Miozän OM Egerien. Die Egerer, Pouzdřaner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. V. VEDA Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 341–375.

BÁLDI, T. & SENEŠ, J. 1975: Die Definition der Zeitenheit OM–Egerien. — In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (eds) 1975: Miozän OM Egerien. Die Egerer, Pouzdřaner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. V. VEDA Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 41–42.

BÁLDI T. 1975: *Bevezetés a földtanba*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 304 p.

BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (eds) 1975: *Miozän OM Egerien. Die Egerer, Pouzdřaner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation*. Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys. Bd. V. — VEDA Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 577 p.

BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M., HORVÁTH, M., NAGYMAROSY, A., BALOGH, K. & SÓS, E. 1975: On the radiometric age and the biostratigraphic position of the Kiscell clay in Hungary. — *Proc. VIth Congr. RCMNS, Bratislava*, 315–317.

BÁLDI, T. 1975: The Upper Oligocene (Egerian) in Hungary. — In: HÁMOR, G. (ed.): *Guide for the excursion in the Egerian and Neogene areas of Hungary. VI. Congr. of CMNS „D” Excursion, Magyarhoni Földtani Társulat*, 3–4.

BÁLDI, T. 1975: Proposal for the Biozonation of the European Oligocene and Neogene on the Basis of Molluscs. — *Rep. Activity RCMNS Work. Groups, Bratislava*, 41–47.

1976

- BÁLDI T. 1976: A Dunántúli-középhegység és Észak-Magyarország oligocénjének korrelációja. — *Földtani Közlöny* **106/4**, 407–424.
- BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M. & NAGYMAROSY A. 1976: A Hárshegyi Homokkő kora és képződési körülményei. — *Földtani Közlöny* **106/4**, 353–386.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106/3**, 257–275.

1978

- BÁLDI T. 1978: *A történeti földtan alapjai*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 308 p.
- BÁLDI T. 1978: VADÁSZ Elemér, az oktató. — *Földtani Közlöny* **108/4**, 431–436.
- BÁLDI T. 1978: Az Őslénytani–Rétegtani Szakosztály 15 éves működésének mérlege. — *Földtani Közlöny* **108/2**, 231–234.

1979

- BÁLDI, T. 1979: Changes of Mediterranean (?Indopacific) and boreal influences in Hungarian marine molluscaunas since Kiscellian until Eggenburgian times; The Stage Kiscellian. — *Annales Géologiques Pays Helléniques* **1979/1**, 39–49.
- BÁLDI T. 1979: Az eocén-oligocén határ kérdéséről. — *Őslénytani Viták* **25**, 5–11.

1980

- BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. — *Földtani Közlöny* **110/3-4**, 456–472.

1981

- BÁLDI T. 1981: Jégkorszak. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **112/8**, 356–358.
- BALÁZS E., BÁLDI T., DUDICH E., GIDAI L., KÖRPÁS L., RADÓCZ GY., SZENTGYÖRGYI K. & ZELENKA T. 1981: A magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. — *Földtani Közlöny* **111/1**, 145–156.
- BÁLDI, T. 1981: Rannnya isztorija Paratetisza. — *Vesztnyk Moszkovszkovo Unyiversziteteta, szerija geologija* **2**, 31–39.
- BÁLDI T. 1981: Az alsómiocén vitakérdésekről és az ausztráliáról. — *Őslénytani Viták* **27**, 41–57.

1982

- BÁLDI T. 1982: A Kárpát-Pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciérben. — *Őslénytani Viták* **28**, 79–155.
- BÁLDI T. 1982: Földtörténeti időszámításunk I. — Az idő mélységei. *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **113/8**, 342–345.
- BÁLDI T. 1982: Földtörténeti időszámításunk II.: Rétegtani osztályozás és nevezéktan. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **113/9**, 394–398.
- BÁLDI T. 1982: Jégkorszakok a Föld története folyamán. — *Őslénytani Viták* **28**, 15–24.
- BÁLDI T. 1982: Az ofiolitokról, a Hercyniai-óceánról (Paleotethys), mélytengeri üledékekről, valamint a transzkurrens vetőkről. — *Őslénytani Viták* **28**, 65–68.

1983

- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI T. 1983: Változó nézetek a Kárpát-medence kialakulásáról. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **114/11**, 493–496.

1984

- BÁLDI, T. 1984: The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. — *Eclogae Geologicae Helveticae (Swiss Journal of Geosciences)* **77/1**, 1–27.
- BÁLDI, T., HORVÁTH, M., NAGYMAROSY, A. & VARGA, P. 1984: The Eocene–Oligocene boundary in Hungary, the Kiscellian stage. — *Acta Geologica Hungarica* **27/1-2**, 41–65.
- BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basins. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 5–28.
- BÁLDI T. 1984: A Kiscelli tenger nyomában. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **115/2**, 59–62.
- BÁLDI T. 1984: Globális tengerelöntések: tenger kontra szárazföld. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **115/11**, 487–490.

1985

- BÁLDI T. 1985: Eger, a geológusok zárandokhelye. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **116/7**, 313–315.

1986

- BÁLDI, T. & BÁLDINÉ-BEKE, M. 1986: A magyar paleogén medencék fejlődése. — *Őslénytani Viták* **33**, 95–145.
- NAGYMAROSY, A., BÁLDI, T. & HORVÁTH, M. 1986: The Eocene/Oligocene Boundary in Hungary. — In: POMEROL, CH. & PREMOLI-SILVA, I. (eds): *Terminal Eocene events. Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. Vol. 9, Elsevier Science Publishers B. V., New York, 113–116.
- BÁLDI, T. 1986: *Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 178 p. 11 pl. 91 fig.

BÁLDI T. 1986: A természet nagy evolúciós laboratóriuma, a Paratethys. — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **117/3**, 109–112.

BÁLDI T., PAPP G. & WEISZBURG T. 1986: Mozart „geológus” barátai. — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **117/6**, 282–284.

BÁLDI T., PAPP G. & WEISZBURG T. 1986: Válasz Horváth Zoltán hozzászólására (Mozart „geológus barátai” című cikk). — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **117/11**, p. 527.

1988

ROYDEN, L. H. & BÁLDI, T. 1988: Early Cenozoic Tectonics and Paleogeography of the Pannonian and Surrounding Regions. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*. — *AAPG Memoirs* **45**, 1–16.

1989

BÁLDI, T. 1989: Tethys and Paratethys through Oligocene times. Remarks to a comment. — *Geologický Zborník (Geologica Carpathica)* **40/1**, 85–99.

BÁLDI T. 1989: A palócföldi zöldhomokkő-hegyek és az „égi mechanika”. — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **120/11**, 522–524.

1990

BÁLDI T. & NAGY-GELLAI Á. 1990: Az esztergomi oligocén medencetöredék süllyedéstörténete. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 119–149.

BÁLDI-BEKE M. & BÁLDI T. 1990: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 83–118.

1991

BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene basin in western Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **88/1–2**, 25–52.

BÁLDI T. 1991: *Elemző (általános) földtan I–II*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 797 p.

SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BÁLDI, T. 1991: Korrelation der oligozänen Schichtfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn). — In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, I*. Vienna, 109–129.

1993

TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226/1–4**, 433–455.

1995

BÁLDI T. 1995: Tények és gondolatok a földfejlődésről. — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **126/I. különszám**, Az evolúció, 12–19.

1997

BÁLDI T. 1997: Az észak-magyarországi alsó-miocén kőzetrétegtani tagolódása. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 215–231.

BÁLDI T. 1997: In memoriam Prof. Dr. Fülöp József (1927–1994). — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 17–18.

1998

BÁLDI, T. 1998: Paleogene and Early Miocene in Hungary. In: CÍCHA, I., RÖGL, F., RUPP, CH. & ČTIROKÁ, J. (eds): *Oligocene-Miocene Foraminifera of the Central Paratethys*. — *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* **549**, 50–54.

BÁLDI T. 1998: Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest, 419–435.

BÁLDI T. 1998: A 'klasszikus' és a 'modern' a geológiában. Szubjektív megjegyzések. — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **129/II. Különszám**, Geológia, 87–88.

BÁLDI T. 1998: Hozzászólás a tudós értelmiség néhány problémájához az ezredforduló küszöbén. — In: IFJ. FASANG Á. & FODOR A. (szerk.): *Hivatás és hitvallás*. (Magyar mérnökök, orvosok, természettudósok írásai). Mundus Magyar Egyetemi Kiadó, Budapest, 95–122.

1999

BÁLDI, T., LESS, GY. & MANDIC, O. 1999: Some new aspects of the lower boundary of the stage Egerian (Oligocene), chronostratigraphic scale of the Paratethys area. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56/2**, 653–668.

NÉMETH G. 1999: Ide kötött a föld. Beszélgetés BÁLDI Tamás geológussal. — *Természet Világa* **130/11**, 499–503.

2000

BÁLDI T. & LEÉL-ŐSSY SZ. 2000: Az Oncophorás (=Rzehakiás) rétegek új felszíni előfordulása Bekölce és Borsodnádvidékén. — *Földtani Közlemények* **130**, 137.

BÁLDI T. & SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgásos fáciesek és a vízmélység változásának jelei a Bükk tengeri oligocén rétegeiben. — *Földtani Közlöny* **130**, 451–496.

BÁLDI T. & SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgások a Darnó zóna tengeri oligo-miocén üledékeiben: a Dubicsány–31 fúrás értékelése. — *Földtani Közlöny* **130**, 673–694.

2001

BÁLDI T. 2001: Kovaföld a Mátrában és a Börzsönyben. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **132/2**, 61–63.

BÁLDI T. 2001: A csúcshegyi tengeri sün. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **132/6**, 248–252.

2002

BÁLDI T. 2002: Az ürömi víziló. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **133/1**, 24–27.

BÁLDI T. 2002: A Pilis-hegyi rénszarvascsordák. 1. rész. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **133/5**, 204–208.

BÁLDI T. 2002: A Pilis-hegyi rénszarvascsordák. 2. rész. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **133/6**, 253–257.

2003

BÁLDI T. & LEÉL-ÓSSY SZ. 2003: A magyarországi eggenburgi biofáciesek paleoökológiája. A Szécsényi Slír kifejlődései. — *Földtani Közlöny* **133/4**, 501–514.

2005

BÁLDI T. 2005: The Cenozoic ice age, as reflected on the Oligocene – early Miocene geological record of the Carpathian basin. — *Abstracts, 12th RCMNS Congress Vienna 2005*, 8–14.

2007

HABLY L., BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 2007: Noszvaj, Kiseged. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. GeoKalauz 1. Hantken Kiadó, Budapest, 199–203.

2008

BÁLDI T. 2008: Emlékezés geológus múltamra. — In: HORN J. (szerk.): *Életutak — földtan, környezetvédelem, bányászat, energetika*. Bányász Kultúráért Alapítvány Központi Bányászati Múzeum Alapítvány, Budapest, 7–80.

2009

BÁLDI T. 2009: Kelet-mátrai oligo-miocén rétegsorok paleoklimatológiai és ökológiai elemzése — Az antarktiszi oligocén-miocén jégtagaró változásainak nyomai a Paratethysben. — *Földtani Közlöny* **139/2**, 131–149.

2010

BÁLDI T. 2010: A Nagy-Kevély és környéke. — In: PALOTAI M. (szerk.): *Geológiai kirándulások Magyarország közepén*. GeoKalauz 2. Hantken Kiadó, Budapest, 94–129.

BÁLDI T. 2010: Üröm és környékének természeti kincsei. — In: BÁLDINÉ BEKE M. & V. SZINNYAI K. (szerk.): *Üröm az idő sodrában*. Ürömieks Baráti Társasága, Média Stúdió, 15–58.

A diszeli bauxit

TÓTH Kálmán¹, VARGA Gusztáv²

¹8220 Balatonalmádi Móra F. u. 5. toth.kalman 99@upcmail.hu

²8300 Tapolca Ady E. u. 14.2.lph 2/1. vargagusztai@t-online.hu

The bauxite at Diszel

Abstract

In the course of research carried out between 1986 and 1991 in the north-eastern part of the Tapolca Basin (Balaton Uplands, Hungary) — in the Hegyesd and Diszel area — good-quality bauxite bodies and deposits were found. These bauxite bodies overlie the karstified surface of the Triassic basement (Ederics Limestone Formation, Sédvölgy Dolomite Member).

Four sedimentary cycles can be distinguished in the bauxite deposits. The lowermost corresponds to the Csabpuszta Bauxite Formation of Eocene age. The bauxites of the three upper deposits show features of re-deposition; their material is derived from the Csabpuszta Bauxite. They belong to the Vöröstó Formation comprising re-deposited bauxitic sediments; these are overlain by Miocene and Pannonian marine or brackish-water beds. Their deposition and re-deposition is in connection with the Miocene sedimentation. A part of Cycle–II and III is made up of layers regarded as good-quality bauxite, whereas Cycle–IV comprises bauxitic clay and Al-rich clay. Since good-quality bauxite bodies were first discovered in the course of the research work in the Diszel area, they (Cycle–II and III!) have been named as the Vöröstó Formation Diszel Bauxite Member after their locality (GYALOG & BUDAI eds 2004, p. 227). Cycle–IV represents the Vízvöröstó Member of the Formation. In contrast to the deposition of the Vöröstó Formation ranging from the middle Miocene up to the Pleistocene, the accumulation of the Diszel Bauxite may have occurred in the Middle Miocene. This supposition is on the basis of the oldest overlying strata (i.e. Lajta Limestone Fm, Gyulafirátót Fm and Tinnye Limestone Fm).

Keywords: Miocene, bauxite, red clay, sedimentary cycles, lithostratigraphy

Összefoglalás

Az 1986–91 közötti kutatások során a Tapolcai-medence (Balaton-felvidék, Magyarország) ÉK-i részén, Hegyesd és Diszel térségében jó minőségű bauxittesteket, -telepeket ismertünk meg. E bauxittestek a triász aljzatra (Edericsi Mészke Formáció Sédvölgyi Dolomit Tagozata), annak karsztos térszínére települnek.

A bauxittelepekben négy üledékképződési ciklus különíthető el. A legelső ciklus vékonycsiszolatos szöveti vizsgálatok alapján az eocén Csabpuszta Bauxit Formációval azonosítható. A felső három bauxit-képződményei áthalmozott jellegeket mutatnak, anyaguk zömében a Csabpuszta Bauxitból származik. A középső- és felső-miocén tengeri ill. csökkent sótartalmú rétegek alatt települő, áthalmozott bauxitos képződményeket gyűjtőformációként magába záró Vöröstói Formációba tartoznak. Át- és felhalmozódásuk a miocén üledékképződéshez kapcsolódik. A II. és III. ciklus egy része bauxitnak minősülő rétegekből áll, a IV. ciklus pedig bauxitos agyag, alumínium-dús agyag kifejlődésű. A formáción belül jó minőségű bauxittesteket először a Diszel környéki kutatás során ismertük meg, ezért azokat (a II. és III. ciklust!) előfordulási helyük után a Vöröstói F., Diszeli Bauxit Tagozataként különítettük el (GYALOG & BUDAI szerk. 2004, p. 227.). A IV. ciklus a formáció Vízvöröstói Tagozatát képviseli.

A formációnak a középső-miocéntól a pleisztocénig tartó át- és felhalmozódásával szemben a Diszeli Bauxit felhalmozódása a legidősebb fedők (Lajtai Mészke F., Gyulafirátói F. és Tinnyi Mészke F.) ismeretében a középső-miocénben történhetett.

Tárgyszavak: miocén, bauxit, vörös agyag, üledékképződési ciklusok, litosztratigráfia

Bevezetés

Felszínen régebről ismeretes, 1936-tól fúrásokkal is feltárt bauxitos eredésű vörös agyag összlet a Bauxitkutató Vállalatnak (BKV) a nyirádi és a szöci bauxit-előfordulásoktól D-re, DK-re, Ódörög, Zalahaláp, Taliándörög, Őcs és Nagyvázsöny térségében — fokozódóan az 1970-es évektől — végzett kutatásai révén vált ismertté és valamennyire tanulmányozottá. Megismeréséhez néhány fúrás erejéig az Országos Kutató és Fúró Vállalat is hozzájárult.

A fúrási adatok és a térségben a MÁFI Középhegységi Osztálya által végzett földtani térképezés eredményei nyomán JÁMBOR Á. önálló rétegtani egységként, Vöröstó község után Vöröstói Agyag Formáció néven javasolta a miocén, helyenként kvarter fedők alatt települő vörös agyag összlet elkülönítését, ami e néven be is került az első litosztrati-gráfiai táblázatba (CSÁSZÁR & HAAS szerk. 1983).

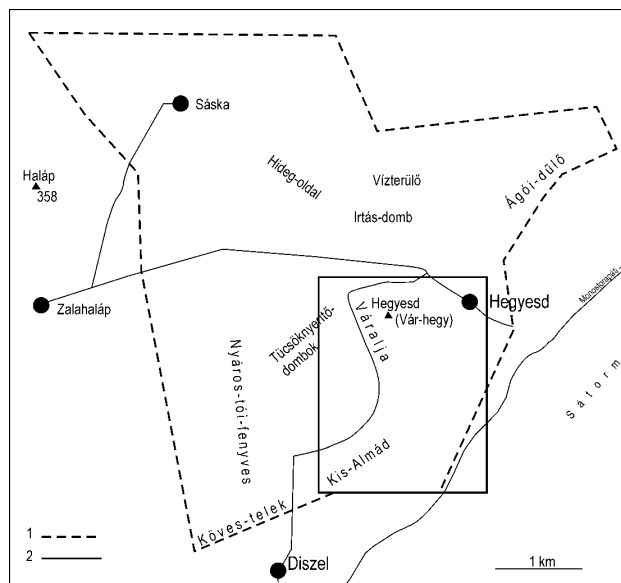
A MÁFI 1986–90-ben mélyített térképező és előkutató fúrásai, majd a BKV és a jogutód Geoprospect Kft. 1990–91 évi távolfelderítő kutatása nyomán Hegyesd és Diszel térségében a karsztos mélyedések alját helyenként kitöltő, szöveti vizsgálatokkal igazoltan az eocén Csabpusztai Bauxit Formációba sorolható, in situ bauxitos rétegekre települő, másutt általában csak alumíniumdús agyag, esetenként bauxitos agyag minőségű Vöröstói Formációban jó minőségű bauxittesteket, -telepeket ismertünk meg. A Vöröstói Formáció ezen bauxitos kifejlődését Diszeli Bauxit Tagozatként különítettük el (GYALOG & BUDAI szerk. 2004. p. 227.)

Földrajzi helyzet

A diszeli bauxit-előfordulás a Balaton-felvidéken, a Tapolcai-medence ÉK-i részén, Diszel községtől É-ra, Diszel és Hegyesd, kisebb részben Monostorapáti községek közigazgatási területére esik. Lehatárolása nem történt meg. Északon magába foglalja a hegyesdi Vízterülő-dűlő, ÉK-en pedig a monostorapáti Ágói-dűlő területét is. D-en, DK-en nagy vonalakban az Eger-patak vonaláig terjedhet, Ny-i határa valószínűleg a Nyáros-tói-fenyves nyugati határa közelében húzódik. Legjobban megkutatott és ismert része a hegyesdi Vár-hegy (mai nevén Hegyesd), a Tücsöknyerítő-dombok és a Nyáros-tói-fenyves nevű határrészeket, valamint az azokhoz közvetlenül csatlakozó peremterületeket foglalja magába (1. ábra). A térkép mutatja azt a területet, amelyen belül valamilyen kutatási tevékenység (terepjárás, földtani térképezés, felszíni geofizikai mérések, kézi és gépi fúrások mélyítése) történt, és ezen belül a részletebben megvizsgált területet (2. ábra).

NOSZKY 1938. évi kutatásai nyomán korábban hegyesdi előfordulásnak nevezték. (A Vár-hegy alatt található első bauxitos leletről született a bauxittelepek Hegyesd elnevezése is.)

Az 1990–91. évi bauxitkutatás során hegyesd–diszeli kutatásról, ill. előfordulásról beszéltünk, a produktív fúrás-



1. ábra. A diszeli bauxit-előfordulás földrajzi helyzete

1 – a vizsgált terület határa, 2 – a 2. ábrán közölt földtani térkép területe

Figure 1. Location map of the bauxite occurrence at Diszel.

1 – boundary of the studied area, 2 – the area of the geological map represented on Figure 2

sok többsége azonban Diszel község területén mélyült, itt található a megismert telepek többsége is, ezért a diszeli bauxit-előfordulás, diszeli bauxit megnevezés a helyes.

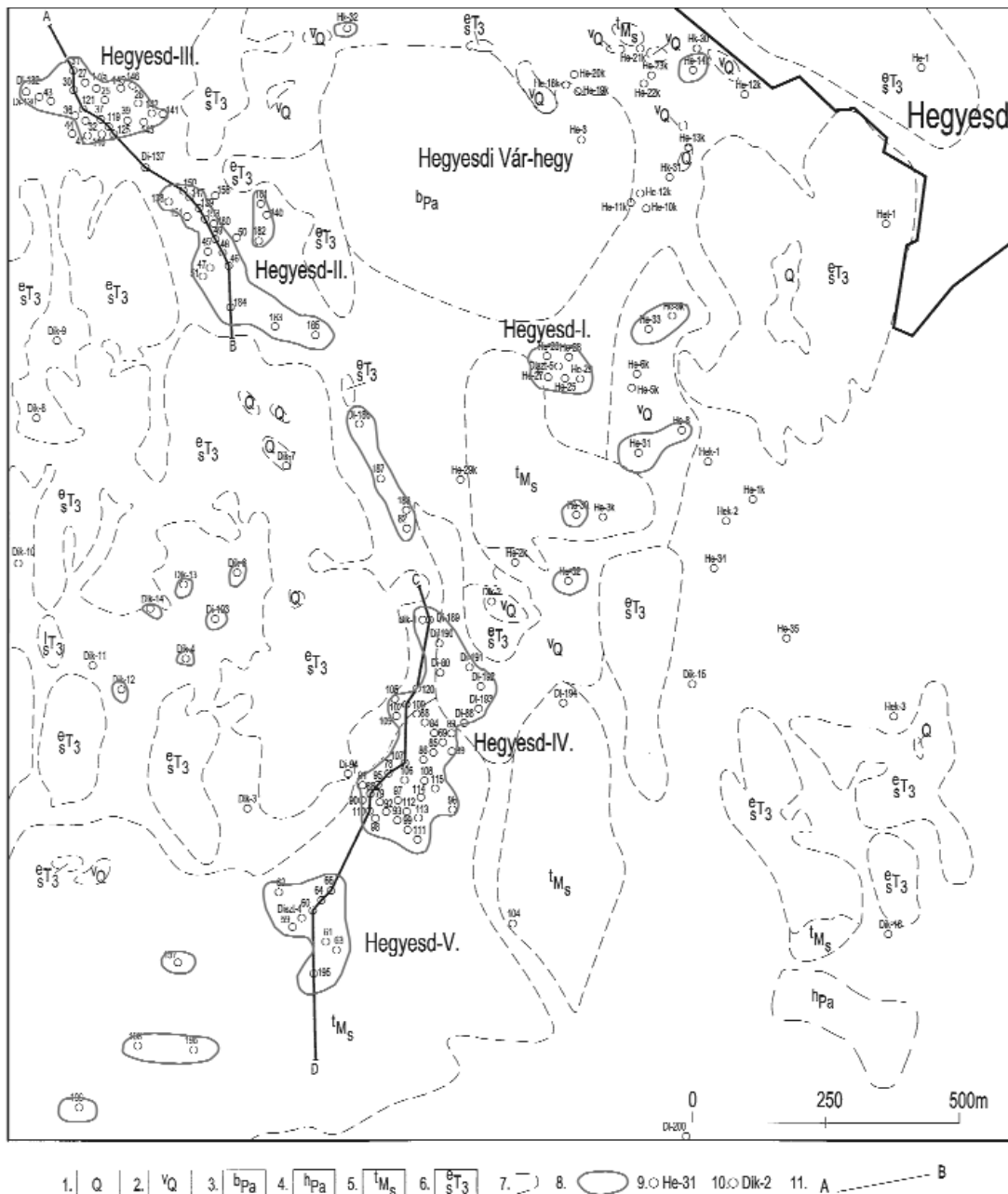
A diszeli bauxit megismerésének története

A térségben az első bauxitkutatási célú fúrásos kutatás 1936-ban volt, amikor KORÁNYI I. néhány kézi fúrást mélyített a Véndek-hegy déli oldalán és Sáskától D-re.

1938-ban NOSZKY 29 kézi fúrást telepített a hegyesdi Vár-hegy környékén és 1:5000-es méretarányú földtani térképet készített a területről. A fúrások többsége gyenge minőségű bauxitot tárt fel, vagy meddő lett, egyedül a He-8k jelű fúrás harántolt ipari minőségű bauxitot. NOSZKY Jenő a bauxitot többszörösen áthalmazottnak ítélte (NOSZKY 1938) 1951-ben a Maszobal Bauxitkutató Expedíciója gépi fúrásokat mélyített a Véndek-hegy és Zalahaláp környékén, kézi fúrásokat a Véndek-hegy D-i előterében és a monostorapáti Ágói-dűlőben. A kutatásokat értékelő BERTALAN Károly NOSZKYhoz hasonlóan többszörösen áthalmazottnak tekintette a harántolt bauxitos rétegeket. Jó minőségű érclencse feltárására Diszeltől É-ra látott lehetőséget (BERTALAN 1952).

Jobb területek előtérbe kerülésével hosszú ideig szünetelt a területen a bauxitkutatás.

A BKV 1973-ban értékelte a déli-bakonyi felderítő bauxitkutatások eredményeit, melynek keretében állást foglaltak a Hegyesd–Diszel terület bauxitperspektíváiról és kutatási lehetőségeiről (LUDASNÉ in SZANTNER et al. 1973). Később a BKV és az Aluterv–FKI készített előkutató programot Tapolca-Észak területre, ami tárgyi területünket is magába foglalta (KOMLÓSSY et al. 1980), de kutatásra ekkor sem került sor.



2. ábra. A diszeli bauxitelfordulás földtani térképe

1 – negyedidőszaki képződmények általában, 2 – pleisztocén vörös agyag, 3 – pannóniai Tapolcai Bazalt Formáció 4 – felső-pannóniai homokos képződmények, 5 – szarmata Tinnye Mészkö 6 – felső-triász Sédvölgyi Dolomit 7 – a képződmények felszíni elterjedésének határa, 8 – a bauxitösszetel valószínű elterjedésének határa, 9 – gépi fúrás jele, száma és helye, 10 – kézi fúrás jele, száma és helye, He-1k – Noszky J. által mélyített kézfúrások, Hek-2, Dik-4 – a program keretében mélyített ún. kispépes magfúrások 11 – az áttekintő földtani szelvények nyomvonalai

Figure 2. Geological map of the Diszel bauxite occurrence

1 - Quaternary sediments in general, 2 - Pleistocene red clay, 3 - Pannonian Tapolca Basalt Formation, 4 - Upper Pannonian sandy deposits, 5 - Sarmatian Tinnye Limestone, 6 - Upper Triassic Sédvölgy Dolomite, 7 - Surficial extent of the formations, 8 - Hypothetic areal extent of the bauxite succession, 9 - Machine-drilled borehole, number and location, 10 - Hand-drilled borehole, number and location, He-1k - hand-drilled boreholes by J. Noszky, Hek-2, Dik-4 - core drillings drilled in the frame of the programme by portable drilling machines, 11 - Cross section location

Térképezési tapasztalatok alapján 1985-ben a MAFI tett javaslatot a terület előkutatására (BENCE et al. 1985), majd 1987-ben elkészítették az előkutatási programot Tapolca környékére (MAROS & KNAUER 1987). A program megvalósulása előtt már 1986-ban fúrási tevékenység kezdődött Diszel környékén, majd 1989–90-ben a program szerinti kutatás folyt. Ennek során a Diszel Diszt-4 és -5 fúrások 4-es hányadosnál jobb minőségű bauxitot harántoltak.

1990-ben a BKV indított távolfelderítő kutatást a területen. Amíg a korábbi kutatások csak szórványos fúrastelepítést jelentettek, 1990-ben a teleptani típus megismerésére már szelvénymenti kutatást is végeztünk, sőt egyes telepek, vagy teleprészek részletes-előzetes kutatása is megkezdődött, majd folytatódott 1991-ben. Csaknem 200 kutatófúrást és mintegy 30 kispépes (kézi) fúrást mélyítettünk le megközelítőleg 11 ezer fm hosszban.

Az intenzív kutatás kezdetekor és folyamatában felszíni geofizikai mérések, komplex földtani térképező, geomorfológiai és reambulációs felvételezés, továbbá adatelemzés történt, melyek a fúrástelepítés előkészítésének fontosabb eszközei voltak. Geofizikai méréseket (ellenállás szelvényezést és szondázást) a Terratest Kft. készítette. A földtani reambulációt Szantner F., SZÓTS A. és TÓTH K. végezte. A Zalahaláp, Monostorapáti, Sáska és Diszel községek közötti területről 1:10 000-es méretarányú földtani térképet készítettünk a korábbi 25 000-es térkép (BERTALAN 1952) és a MÁFI 1:10 000-es felvételeinek (Monostorapáti — PEREGI & Solti 1974 stb.) reambulálásával, egyes részeinek újrafelvételével. Az új felvételeket NAGY T. és SZÓTS A., Sáska körzetében BÖRÖCZKY T. végezte. Az ún. produktív völgyet (a topográfiai térképen Váralja) és a csatlakozó részeket az új felvételek alapján 1:2000 méretarányban is ábrázoltuk. Az utóbbi térkép egy részletét a 2. ábra mutatja be.

A térképezés és reambuláció során, felhasználva a kézi fúrások adatait is, a triász kibúvások helyzete pontosításra került, kijelöltük azon karsztmorfológiai elemeket, melyek potenciális bauxitcsapdaként működtek és meghatároztuk a fedetlen, bauxitkibúvásos zónákat is.

A kutatófúrásokat SZANTNER F. főgeológus, a térképezéshez kapcsolódó Dik- és Hek- jelű kúrfúrásokat a térképező geológusok telepítették.

A kutatás eredményei a terület bauxitföldtani megítélését alapvetően megváltoztatták. Jó minőségű, néhány méter fedő alatt települő, külfejtéssel kitermelhető bauxittelepeket fedeztünk fel. A korábbi kutatásokkal együtt 5 bauxittelep körvonalai bontakoztak ki (a Hegyesd–I–V. telepeké), ill. további néhány telep valószínűsíthető. Ez utóbbiak: a Hegyesd–I. teleptől DK-re a He–31 fúrás környezete, a II. teleptől DDK-re a Di–186, –187 és –82 fúrások vonala, a Tücsöknyerítő-dombon a Di–103 fúrás körzete (l. 2. ábra), továbbá a III. teleptől ÉNy-ra a Di–38 fúrás környéke. Jelentős földtani bauxitvagyon vált ismertté, megnöttek a terület bauxitperspektívái.

A lehetőségek ismeretében a Geoprospect Kft. 1993-ban elkészítette a Hegyesd–Diszel bauxit-előfordulás földtani kutatási programját, mely alapján a terület bekerült a Hungalu Rt. kutatási területei közé. A kutatási engedélyt, annak lejáratá után a Bakonyi Bauxitbánya Kft, mint jogutód 1998-ban megújította, de kutatásra gazdasági és környezetvédelmi okok miatt nem került sor.

Földtani viszonyok

A területen a fekvőt dolomit alkotja, melyet a kutatás során karni-nori földolomitnak véltünk. A medencealjzat pásztás elrendeződése, Diszel Hajagos-hegy ÉNy-i előterében a Sándorhegyi Formációba sorolt karbonátos képződmények, Sáskától D-re a Veszprémi Marga Formáció sárgásbarna márga töredékek formájában jelentkező felszíni előfordulása alapján karni szakaszának kifejlődését valószínűsítettük. Az újabb kutatások (HAAS 1994, BUDAI et al. 1999) igazolták az Edericsi Formáció Sédvölgyi Dolomit

Tagozatához tartozását. Ezt erősíti meg a Diszel Di–76 fúrás fekvő rétegsora is. A fúrás 62,0–88,7 m között harántolt, alsó ötödében kalcitosodott Mollusca-héjtöredékeket tartalmazó, a talpon meszes dolomitba átmenő Edericsi Mészövet.

A dolomit egyenetlen felszínének karsztos mélyedéseibe települnek a bauxitos képződmények. Legidősebb fedőjük Zalahalápnál a badeni Lajtai Mészke Formáció Pécsszabolcsi Mészke Tagozata, Sáska és Hegyesd között, a Nyáros tói-fenyves Ny-i, a Tücsöknyerítő dombok D-i előterében a szarmata Gyulafirátóti Formáció mészcsonós tarka agyag rétegei, Hegyesdtől É-ra az Irtás-domb lejtőjén, a Vár-hegy és a tücsöknyerítő-dombok közötti völgyben, továbbá a Vár-hegy D-i előterében a Tinnyei Formáció durvamészke rétegei. Érdekességként kell megemlíteni a Vár-hegy előterében húzódó Sédvölgyi Dolomit kibúvás D-i előterében talált, apró bauxittörmeléseket tartalmazó, pátos kötőanyagú aprókavicsos durva mészke változatot, mint bauxit-csapdajelző fáciés megjelenését! Hegyesdtől É-ra az Agártető oldalán, NyÉNy-ra a Hideg-oldal Ny-i peremén, és D-re a Hajagos-hegy oldalában a pannóniai Kállai Kavics Formáció homok kifejlődésben található. A Vár-hegy tömeget, miként a közeli Haláp, Agártető és Hajagos hegyekét is, a Tapolcai Bazalt Formáció alkotja.

A negyedidőszakot dolomit, mészke és bazalt anyagú lejtőtörmelék, lepelkavics, lösz, többszörösen áthalmazott vörös agyag, a völgyekben patakordalék képviseli.

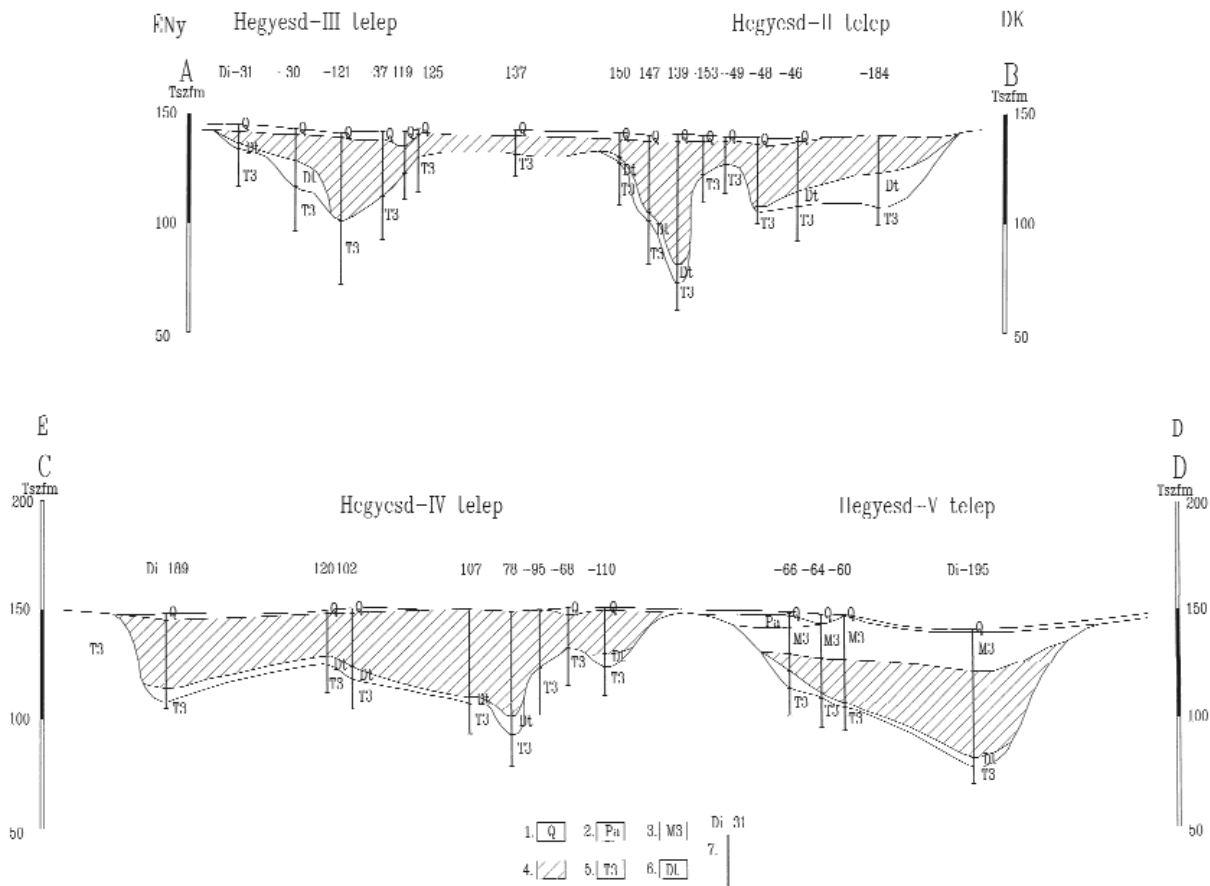
A bauxitösszlet

Teleptani jellemzői

A bauxitösszlet a Sédvölgyi Dolomit egyenetlen térszínére, annak mélyedéseibe települ. Helyenként a felszínen található, így a Pokol-tó környékén, a Váralján, a Nyáros-tói-fenyves Füttyő-liká nevű helyén. Másutt, úgymint a Hegyesd és Zalahaláp közötti út mentén, a Tücsöknyerítő-dombok D-i, a Nyáros-tói-fenyves Ny-i előterében 10–30 m vastag szarmata összlet (nagyobbrészt a Gyulafirátóti Formáció és néhány, maximum 15 m vastag Tinnyei Mészke) valamint néhány méter pleisztocén üledék alatt helyezkedik el.

A felszíni bauxit indikációk lefelszerű előfordulást sejtettek, a fúrásos kutatás ezt részben megerősítette, másrészt a lefelszerű összleten belül lencsés, ill. kombinált lencsés-töbrös és mélytöbrös típusú telepeket körvonalazott. Lencsés teleptani típusba sorolhatók a Di–19, valamint a Di–103 fúrás körzete és a Di–186, –187, –82 fúrások vonala, lencsés-töbrös típusba a IV. és V. telepek s valószínűleg az I. telep, mélytöbrös típusba a II. és III. telepek (3. ábra).

A telepek laterális kiterjedése csak a szelvény menti kutatás nyomán vázolható, ez alapján a Hegyesd–II. telepé 420×60–110 m, a III. telepé 280×120–150 m, a IV. telepé 460×80–190 m lehet. A többi telep kiterjedésének becslésére nincs elegendő adat. Annyi biztos, hogy az I. telep kiterjedése nagyobb 120×100 m-nél, az V. telepé 220×70–140



3. ábra. A diszeli bauxitelfordulás áttekintő földtani szelvénye TAKÁCS P., TÓTH K. (in Geoprospekt Kft. 1993.) alapján

1 – negyedidőszaki képződmények általában, 2 – pannóniai rétegek, 3 – miocén Tinnye Mészok, 4 – bauxitösszlet, 5 – felső-triász Sédvölgyi Dolomit, 6 – töredezett dolomit, 7 – kutatófúrás helye, jele, száma

Figure 3. Simplified geological cross section of the Diszel bauxite occurrence after P. TAKÁCS, K. TÓTH (in Geoprospekt Kft 1993).

1 - Quaternary sediments in general, 2 - Pannonian beds, 3 - Miocene Tinnye Limestone, 4 - bauxite succession, 5 - Upper Triassic Sédvölgy Dolomite, 6 - fractured dolomite, 7 - location, sign and number of borehole

m-nél, a Di-186, -187, -82 fúrások vonalában kirajzolódó telepé pedig 270×60 m-nél. A legnagyobb összletvastagság a II. telepben 58,4 m (Di-139 fúrás), a III. telepben 63,9 m (Di-146), a IV. telepben 55,8 m (Di-113). Az I. telep eddig megismert legnagyobb vastagsága 32,4 m (Diszt-5), az V. telepé 30,1 m (Di-61). A Di-19 fúrásban az összlet vastagsága 9,0 m, a Di-103-ban 6,5 m, a Di-186, -187, -82 fúrások vonalában 22,5 m (Di-186).

Az eddig megismert bauxittelepek, -testek elhelyezkedését a 2. ábra mutatja. A térképen látható, hogy a telepek irányultsága a Tapolcai-medencét határoló fő törésvonalak irányait követi (BUDAI et al 1999. p. 134, 141.). A produktív völgynek minősülő Váralja ÉÉNy-DDK-i lefutású, azaz párhuzamos a Tapolcai-medencét K-ról, ill. Ny-ról határoló vetőkkel. A III. telep hossz tengelye — követve a Tücsöknyerítő-dombok triász rögeinek É-i letörését —, közel Ny-K-i irányú, délen a IV. telepé hasonló okokból DDNy-ÉÉK-i irányú, nagyjából párhuzamos a Veszprémi-törésvonallal.

Felépítése, kémiai és ásványtani jellemzői

A fúrások kutatás során feltárt bauxitos összlet fő tömege uralkodóan barnászörös, téglavörös, oxidatív fáciesű, agyagos, vagy kevésbé agyagos konzisztenciájú, ahol a

pelitomorf, vagy intraklasztos, ritkábban breccsás szövetű alpanyagban több-kevesebb, hasonló megjelenésű, de keményebb, esetleg színében eltérő (sötétebb vörös), 0,3–8 mm, ritkábban cm méretű bauxittörmelék ágyazódik be. Gyakoriak az okkersárga, vagy krémsárga, helyenként szürkésfehér vagy rózsaszín foltos kaolinites-goethites elszíneződések, foltok, erek. Elsősorban a bauxitösszlet felső szakaszán, a telepek peremi részein, egyes telepeknél az egész összletben jellemzőek a becsillanó apró szilikátos extraklasztok, kvarc és kvarctörmelék, kavics, esetenként karbonátszemcsék.

A bauxitképződmények feldolgozásában nagy gyakorlattal rendelkező terepi geológusok, -technikusok (LUDAS F.-né, BÖRÖCZKY T., BARANYI J., FÜLÖP P. és RAUSCH P.) által készített terepi leírásokat értékelve a törmelék szemcsék, -darabok eloszlásában ciklusos jelleg figyelhető meg, ami elsősorban a telepek peremi részein mélyült fúrásokban szembetűnő, helyenként a telepek belső részein alig észlelhető.

Az értékelés során a megközelítőleg teljes kifejlődésűnek bizonyult bauxitszelvényekben a bauxittöredékek, -kavicsok, továbbá a szilikátos és karbonátos extraklasztok megjelenése, eloszlása és méretváltozása alapján négy üledékképződési ciklust lehetett elkülöníteni:

Az I. ciklus a Hegyesd-I. –II. –III. és IV. telepek alsó részén, mindössze néhány fúrásban mutatható ki (lásd később 4., 6. és 7. ábra). Uralkodóan pelitomorf szemcsés szövétű bauxitból épül fel, helyenként szabad szemmel nem látható intraklasztok nélkül, gyakrabban azonban kevés, vagy közepes mennyiségű 2–4 mm, ritkábban 2–8 mm átmérőjű bauxit-törmelék szemcsékkel, -kavicskával és/vagy hasonló méretű vasdús (limonitos–goethites) gömbszemcsékkel hintett. Durva, 20–40 mm-es bauxit-törmelék szemcsék és 20–30 mm átmérőjű bauxitkavicsok csak a Hegyesd–IV. telep D-i részén, a Di–113 fúrásban fordulnak elő a bázison. Általában nem tartalmaz szabad szemmel észlelhető extraklasztokat.

A II. ciklus, tulajdonképpen üledékképződési félciklus. Szintén csak a Hegyesd–I–IV. telepekben fejlődött ki. Az első ciklusra, vagy közvetlenül a dolomitajzatra egy vastagabb, az előzőben észlelnél durvább, centiméteres nagyságú, helyenként 3–5, sőt 6–10 cm átmérőjű bauxittörmelékeket, -kavicsokat (közöttük néhány igen kemény, bauxitkavicsot, vagy pizoidos bauxitkavicsot is!) tartalmazó bauxitréteggel települ és vékony, pelitomorf szövétű, foltokban kaolinitet és/vagy gélpírhalmazokat tartalmazó réteggel, vagy a pelitomorf alpanyagban finom (2–6 mm-es) bauxittörmeléket, limonit-goethit gömbszemcséket bezáró réteggel zárul. A bauxitkavicsok a Csabpusztai Bauxit Formációból és annak Oszlopi Tagozatából származnak, amelyet ma legközelebb a Szóci és Halimba Malom-völgyi előfordulásokon ismerünk!

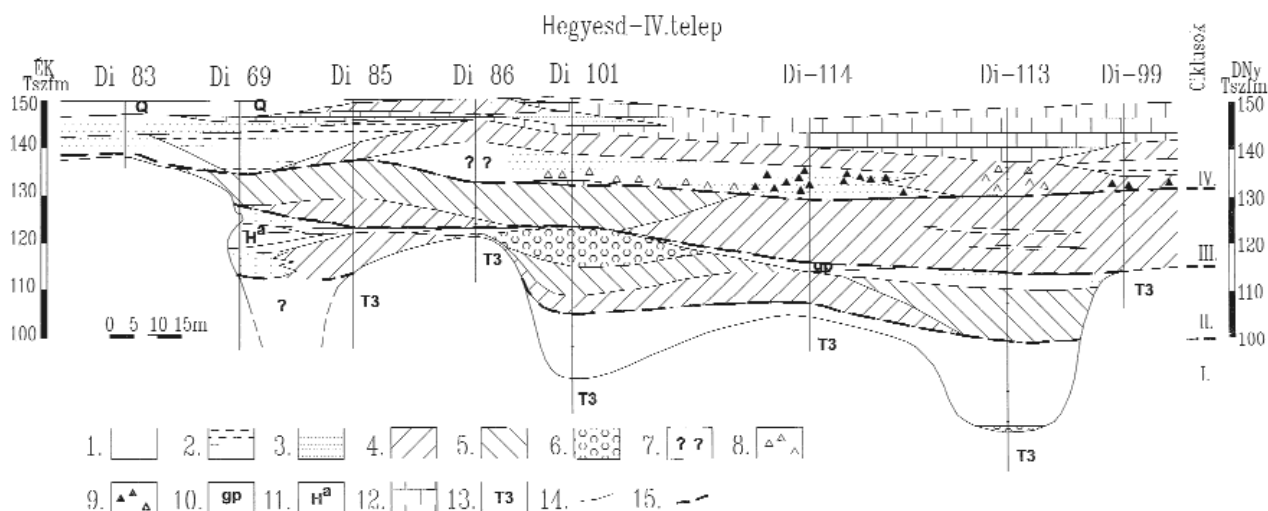
A durvatörmelékes rétegek pelitomorf alpanyaga helyenként finomhomok- és kőzetlisztszemcsékkel hintett. A Hegyesd–IV. telepben agyagos homokréteg közbeékelődését is rögzítette a Di–69 fúrás (4. ábra). Az első és

második ciklust a III. telep ÉNy-i részén a Di–130 fúrásban is 1,1 m vastag agyagos homok választja el.

A III. ciklus a területen szinte mindenütt kifejlődött. Az előző ciklus finomtörmelékes (intraklasztos), kaolinites és/vagy gélpírites zárórétégre ismét durvatörmelékes, de uralkodóan csak 5–10 mm-es, néhány esetben 15–20 mm átmérőjű intraklasztot tartalmazó bauxit-rétegcsoport települ, helyenként közel tisztán pelitomorf rétegek közbetelepülésével. A bauxittörmeléknek nem csak a mérete kisebb, de mennyisége is kevesebb, mint a II. ciklusban. Míg ott helyenként a kőzet 50–70%-át alkotja az intraklaszt (azaz tulajdonképpen bauxitbreccsának, vagy -konglomerátumnak minősülő réteggel állunk szemben!), ebben a ciklusban az intraklaszt mennyisége legfeljebb 30–40%, leggyakrabban szórtan jelenik meg. Makroszkóposan látható extraklasztokat elvéve, csak a peremek közelében tartalmaz, pl. a II. telep Ny-i részén a Di–180 fúrásban és a IV. telep K-i peremén a Di–192 fúrásban mutatkozott apró dolomit-törmelék a triász feké felett. Egyedül a Di–180 fúrásban zárul a ciklus finomtörmelékes, kaolinitifoltos, pelitomorf bauxittal. Másutt ez a zárórétég hiányzik, valószínűleg a következő ciklust megelőző erózió miatt.

A területen általános elterjedésű IV. ciklust a mind anyagában, mind méretében változatos extraklasztok jelenléte jellemzi. Ugyanakkor az intraklasztok között megjelennek a pizoidos bauxitkavicsok is, melyek legnagyobb valószínűséggel a senon alján települő bauxitokból (Nagytrákányi és Halimbai Bauxit Formáció) származtathatók.

A IV. ciklus a IV. telepben 2–10 mm, a telep D-i, DNy-i részén 20–40 mm-t is elérő, a Tinnye Mészköhöz hasonló töredékeket beágyazó réteggel, sőt a Di–101 fúrásban vékony mészkőtörmelék réteg közbeiktatásával (lásd 4.



4. ábra. A bauxitösszlet makroszöveti jellemzőinek eloszlási szelvénye a Hegyesd-IV. telepben.

1 – pelitomorf bauxit, látható törmelék szemcsék nélkül, 2 – pelitomorf alpanyag 1–2 mm-es bauxit törmelék szemcsékkel, 3 – a beágyazódó bauxittörmelék, -kavicsok mérete: 2–6 mm, 4 – 6–10 mm, 5 – 10–20 mm, 6 – 30–50 mm, 7 – a törmelék szemcsék mérete nem ismert, 8–10 mm-nél kisebb miocén mészkőtörmelék, 9 – 20–30 mm-es miocén mészkőtörmelék, 10 – gélpírit konkréciók, -halmazok, 11 – szarmata(?) agyagos homokkő, 12 – szarmata Tinnye Mészkö, 13 – felső-triász Sédvölgyi Dolomit, 14 – réteghatár, 15 – az üledékképződési ciklusok határa

Figure 4. Distribution of macrotextural features in the bauxite succession of Hegyesd-IV bauxite deposit

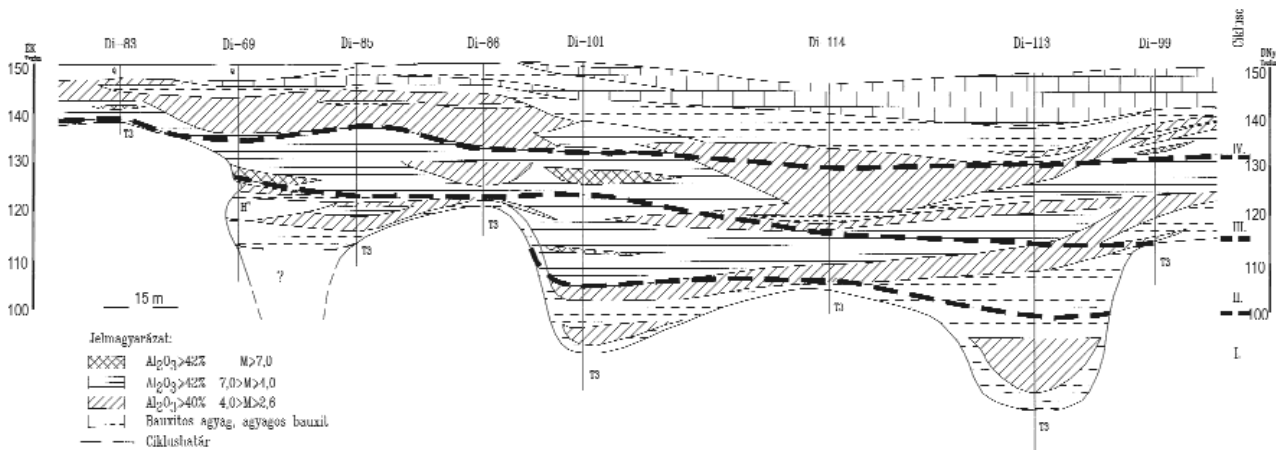
1 – pelitomorph bauxite without visible clasts, 2 – pelitomorph matrix with 1–2 mm-sized bauxite clasts, 3 – size of embedded bauxite clasts and grains: 2–5 mm, 4 – 6–10 mm, 5 – 10–20 mm, 6 – 30–50 mm, 7 – size of clasts is unknown, 8 – Miocene limestone clasts with a size of less than 10 mm, 9 – 20–30 mm-sized Miocene limestone clasts, 10 – gel-pyrite concretions and aggregations, 11 – Sarmatian (?) clayey sandstone, 12 – Sarmatian Tinnye Limestone, 13 – Upper Triassic Sédvölgy Dolomite, 14 – boundary between beds, 15 – boundary between sedimentary cycles

ábra) települ a III. ciklusra. A II. telepben 2–5, max. 8 mm nagyságú, dolomitörmelék és kavics ágyazódik a bauxitos-agyag-rétegbe. Mellettük vaskéregdarabok és vas-mangán oldatokkal átítatott dolomitörmelék is előfordul. Dolomitörmelék jellemző a Hegyesd–III. telep DNy-i részén is. Mérete helyenként eléri a 3 cm-t is. A Di–161 fúrásban hasonló méretű kvarckavicsok, másutt kvarchomokszemcsék (pl. Di–153) ülnek a bauxitos alapanyagban. A leírások több helyen bazalttöredéket is említnek (Di–125, –127, –135, –136 a III. telepben, Di–187–188 sz. fúrások a II. és IV. telepek között), melyek jelenléte a IV. ciklus felső részének pleisztocén eleji átdolgozódására utal. Az extraklaszt mellett általában apró (2–5 mm-es) bauxittöredékek, vasdús bauxitkavicskák ülnek a pelitomorf-szemcsés alapanyagban.

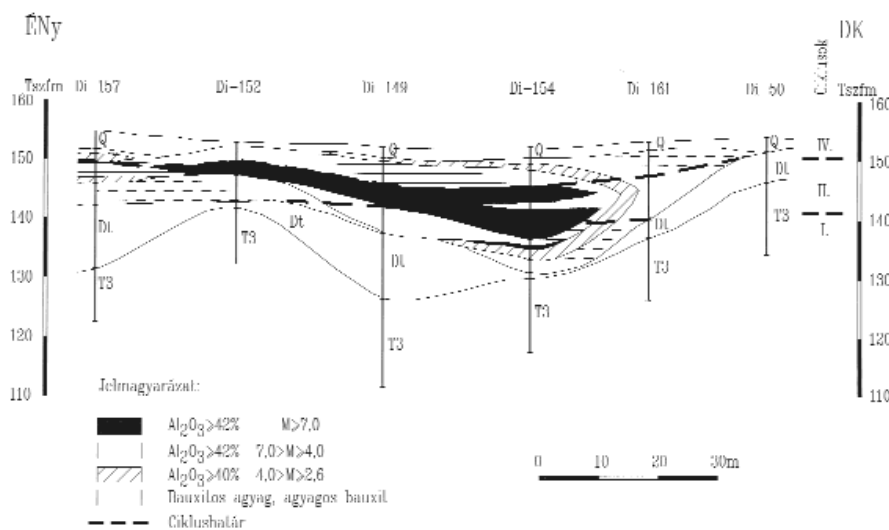
A bauxitösszlet ciklusos felépítését a Hegyesd–IV. telep kiválasztott szelvénye (4. ábra) mutatja be. A kimutatott üledékképződési ciklusok határait az azonos metszetben rajzolt minőségi szelvény (5. ábra) továbbá a Hegyesd–III.

és –II. telep minőségeloszlási szelvényei (6. és 7. ábra) is ábrázolják.

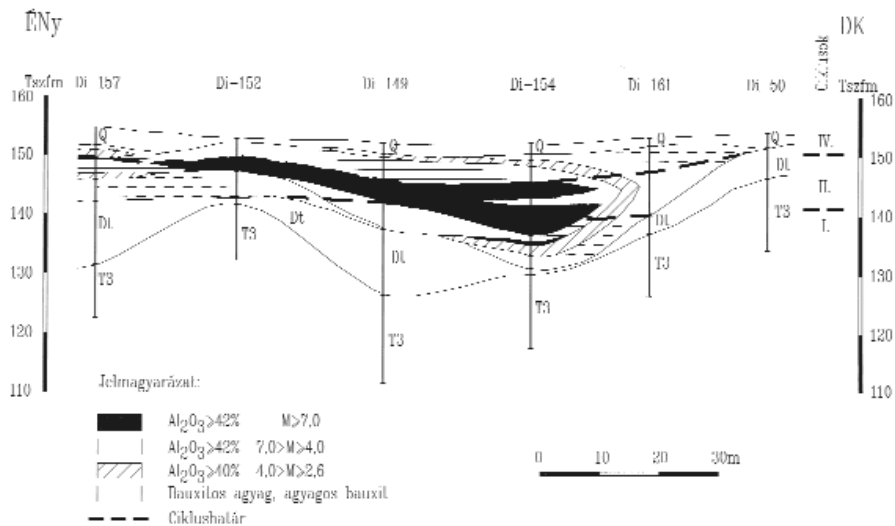
A szelvényeken látható, hogy az alsó ciklus a karsztos töbrök, mélytöbrök legmélyebb pontjaihoz kötődik, vastagságát (maximum 28,2 m, Di–139 sz. fúrás, II. telep) az aljzatmorfológia határozza meg. Felső határa közel sík felület. A II. ciklus vastagsága 4,3–25,9 m között változik (Di–140, II. telep, ill. Di–146, III. telep), leggyakrabban 8–9 méter. Ezt az értéket kisebb részben az aljzatmorfológia, nagyobb részben a III. ciklus felhalmozódását megelőző lineáris erózió — a szelvényeken a két ciklus határán hullámvölgyként jelentkező — kimosási felszín határozza meg. Ehhez hasonlóan a IV. ciklust megelőző elmosási felszín szabja meg a III. ciklus vastagságát, ami 1,3 és 18,5 m között változik (Di–135, II. telep, ill. Di–139, II. telep és Di–127, III. telep). A II. telep egy részén (7. ábra) a ciklus hiányzik is. A nagyobb, általában 10 m feletti ciklusvastagság a IV. telepre jellemző, de a telep peremi részén helyenként itt is megfigyelhető a ciklus hiánya. A IV. ciklus



5. ábra. A bauxitösszlet minőségeloszlási szelvénye. Hegyesd-IV. telep
 Figure 5. Quality distribution in the bauxite succession. Hegyesd-IV deposit



6. ábra. A bauxitösszlet minőségeloszlási szelvénye. Hegyesd-III. telep
 Figure 6. Quality distribution in the bauxite succession. Hegyesd-III deposit



7. ábra. A bauxitösszlet minőségeloszlási szelvénye. Hegyesd-II. telep

Figure 7. Quality distribution in the bauxite succession. Hegyesd-II deposit

vastagságát nem csak a szarmata fedők (Gyulafirátóti és Tinnye Formáció) lerakódását megelőző, de az azok lepusztulását eredményező pannóniai (részben pleisztocén is!) denudáció is befolyásolta. Vastagsága 1,9–21,4 m között változik (Di-107, IV. telep, ill. Di-195, V. telep), a pleisztocén rétegekkel fedett II. és III. telepekben leggyakrabban 4–8 m, a IV. telepen szeszélyesen ingadozó, ám a rétegsorok több mint felében meghaladja a 10 métert.

A III. és IV. ciklus vastagságváltozásának trendje É-ről D-felé növekvő tendenciát mutat!

Mikroszkópos szöveti vizsgálatok csak kis számban készültek. MINDSZENTY (1990) a Hegyesd-I. telepen mélyült Hegyesd He-29 fúrás és a III. telepi Di-32 fúrás bauxitjait vizsgálta. Az összlet alsó, a Di-32 fúrásban 30,0–45,3 m, a He-29-ben 31,2–32,0 m közötti részén — mindkettő az I. ciklust képviseli — pelitomorf szövetű, a Di-32-ben szórtan intraklasztos, bauxitkavicsos és kőzetliszt méretű szilikátos extraklasztokat tartalmazó „felső szinti” típusú bauxitot (eocén Csabpusztai Bauxit Formáció) mutatott ki. Utóbbi fúrásban legalul a „feküfáciesre” jellemző kaolinites kifejlődést is rögzítette.

A He-29 fúrás II. ciklusból származó egyetlen mintája homok méretű extraklasztokban gazdag, törmelékes szerkezetű, szöttesszerűen átkristályosodott bauxitos agyagnak minősült. A 10,5–25,5 m közötti minták (III. ciklus) finom pelitomorf, vasdús, vasmobilizációs képletekben (világosvörös goethites póruskitöltések) gazdag, szöttesszerűen átkristályosodott bauxitos képződmények. Hasonló szövet jellemzi a Di-32 fúrás 28,8–29,0 méterközből (III. ciklus) vizsgált, könyvlapszerű kaolinit kristálycsoportokban gazdag mintáját is. A IV. ciklust képviselő minták (He-29 fúrás 6,0–9,0 m 2db, Di-32 fúrás 13,3–15,4 m 2db) erősen intraklasztos, breccsás, törmelékes szövetűek, bauxit-degradációs eredetűnek, pedogén folyamatok hatására részben elváltozottak bizonyultak, a He-29-ben bőséges mennyiségű, finom kőzetliszt méretű extraklasztokkal. Erősebben áthalmazottak ítélte MINDSZENTY A. az általa korábban

vizsgált Diszt-1–5 és Di-16 MÁFI térképező, ill. előkutató fúrások zömmel a bauxitösszlet felső részéből (IV. ciklus) származó mintáit. Hasonló eredményre jutott NAGYNÉ SZINTAI (1989) is négy előkutató fúrás (Di-17/a, –18–20) szintén a felső ciklusba tartozó vékonycsiszolatainak leírása során. Ő a bauxitidegen törmelék- (főleg kvarc és karbonát anyagú homok és kőzetliszt) szemcsék mellett gyakran figyelt meg talajképződéshez kapcsolható karbonátos göcöket, kiválásokat.

A bauxit minőségeloszlását az 5. 6. és 7. ábrák szemléltetik. A szelvényeken látható, hogy az $Al_2O_3 > 42,0\%$, $M > 4,0$ kondícióhatárokkal számított bauxit középen, az összlet alsó kétharmadában, vagy felében található. A minőségeloszlás vertikálisan a ciklusos felépítésnek megfelelően változik, de a telepek közötti horizontális változás is megfigyelhető. A minőségi határok általában megegyeznek a ciklushatárokkal.

A helyenként tapasztalható néhány (1–2) méteres eltérés (vö. 4. és 5. ábrát) oka a kétféle feldolgozás módjára vezethető vissza. Az 5 alkotós minősítő elemzések méterenként, esetenként még sűrűbben készültek, a makroszkópos leírások a terepen elkülöníthető bélyegek alapján vonták meg a réteghatárokat. Ez utóbbit a kivett magminta állapota (pl. keményre fagyott) erősen befolyásolta.

A bauxiton belül a jó minőségű (>7 modulus) érc a Hegyesd-III. és -II. telepekben az I. és II. ciklusban található. Az alsó ciklusban, a Csabpusztai Bauxitra jellemző módon, azaz felül helyezkedik el, a töbrök alját a gyenge minőségű bauxit tölti ki. A II. ciklusban azonban alul a cikluskezdő durva intraklasztos bauxitból kötődik a jó minőség. Határozott összefüggés figyelhető meg a bauxittörmelék anyaga, mennyisége, mérete és a réteg minősége között. Pl. a Di-119 sz. fúrás 12,9–20,0 m közötti, 1–6 cm-es bauxittörmelékben gazdag mintái 8–10 modulusúak, ugyanakkor a Di-139 27,3–35,8 m közötti, a 10–15 mm-es bauxittöredékek mellett vaskéregtöredékeket is tartalmazó, gélpirites, kaolinites cikluskezdő rétege csak agyagos bauxit minőségű.

A IV. telepnél az I. ciklusban a bauxit az agyagos bauxit, bauxitos agyag között helyezkedik el, a II. ciklus nagy részét 4–7 modulús bauxit alkotja, ezen belül a jó minőségű bauxit csak vékony, lencsés közbetelepülésként fordul elő.

A III. ciklus minőségeloszlása az alsó két ciklussal szemben szeszélyes, horizontálisan azonban ellentétes képet mutat. Északon (III. telep) gyengébb, uralkodóan agyagos bauxit minőségű, délen (IV. telep) viszont több 7 modul feletti betelepülés is előfordul a bauxitban.

A IV. ciklusra a gyenge minőség (bauxitos agyag, a legfelső részen alumínium-dús agyag) jellemző.

Az $Al_2O_3 > 42,0\%$ modulus $> 5,0$ kondícióhatárokkal számított bauxitban az Al_2O_3 maximális értéke 56,1% (Di–37 fúrás, 23,0–24,0 m, az SiO_2 minimális értéke 3,0% (Di–147 fúrás, 27,8–28,8 m), a legmagasabb modulus érték 17,77, szintén az utóbbi mélységközkhöz tartozik. A bauxit Fe_2O_3 tartalma 4,4–24,8% között változik (min. Di–100 fúrás, max. Di–101 fúrás, mindkettő a Hegyesd–IV. telepen található), általában azonban 10–21% között van. A szennyező komponensek közül lokálisan megnövekszik a CaO (max. 3,05%, Di–92 fúrás), a MgO (max. 1,95%, Di–37 fúrás) és a MnO_2 (az igen kisszámú elemzési adat közül max. 1,26%, Di–46 fúrás). A CO_2 maximuma 4,41% (Di–37 fúrás).

A szelektív módon meghatározott ipari vagyon átlagminősége É-ről D felé csökkenő tendenciát mutat. A III. és a II. telep átlagminősége 6,9 modulus, a II. és IV. telep közötti Di–187 fúrásé 6,7, a IV. telep É-i részében elhelyezkedő, külön készletszámítási tömbben számolt Di–190 fúrásé 6,6, a IV. telep D-i nagy tömegéé 5,9. A minőségromlást az átlagos Al_2O_3 tartalom csekély változása mellett az átlagos SiO_2 tartalom növekedése eredményezi. Utóbbi átlagértékei az előbbi sorrendben: 7,0%, 7,2%, 7,4%, 7,6% és 8,4%.

A bauxit ásványtani összetételére a gibbsittartalom túlsúlya jellemző a jelenlévő böhmít mellett, a vastartalom hematithoz és goethithez kötődik (a hematit általában valamivel több, mint a goethit). Helyenként kalcit, ill. dolomit is kimutatható.

A bauxitos agyag, alumíniumdús agyag minőségű rétegekre, ezen belül kiemelten a IV. ciklus rétegeinek fő komponenseire nem készültek átlagszámítások, a minták többségéből 5 alkotós vegyelemzések sem, csak Al_2O_3 és SiO_2 tartalom meghatározás történt neutronaktivációs gyorséléssel. Számítás nélkül is körvonalazható azonban, hogy a gyenge minőségű rétegek Al_2O_3 tartalma leggyakrabban 30–40%, melyhez 12–35% (néha 38–42%-ot is elérő) SiO_2 tartalom társul. Az összes vas értéke leggyakrabban 13–16% között van. Al_2/SiO_3 hányadosuk általában 0,86–4,0% közötti érték. Ásványos összetételükre jellemző, egyes mintákban meghatározó a kaolinit, mellette helyenként néhány százalékos montmorillonit és illit fordul elő.

Felhalmozódása, kora

A ciklusos felépítés megismerése és az egyes ciklusok elterjedésének, továbbá a minőségi változásoknak horizontális követése lehetővé teszi a Diszel környéki bauxitösszetétel felhalmozódásának felvázolását.

A vékonycsiszolatos szöveti vizsgálatok alapján nagy valószínűséggel az eocén Csabpusztai Bauxit Formációba sorolható I. ciklus bauxitja a Hegyesd–I–IV. telepek legmélyebb részein, a karsztos térszín töbreiben, mélytöbreiben helyezkedik el. Az V. telepben és más D-re, DNy-ra, vagy Ny-ra mélyült egyedi fúrásokban, de a Sáskai-medencében is hiányzik. Kiterjedése eredetileg jóval nagyobb lehetett a maiénál, de később, a nagy üledékképződési hézag miatt, pontosan nem meghatározható időben lepusztult. Felszíne a szelvényeken határozottan lenyesett felületnek mutatkozik, ami a középső-miocénben meginduló üledékfelhalmozódást megelőző, kifejezetten a II. ciklus előtti lineáris erózióhoz köthető. Felhalmozódása vízi környezetben történt. Kifejezetten mocsári, pangóvízi állapotot jeleznek a Di–32-ben kimutatott ún. „fekü-fácies” és a ciklus tetején helyenként kifejlődött gélpírites, pelitomorf bauxit rétegek.

A II. ciklus túlterjed az előzőn, de szintén csak a fent említett négy telepben fordul elő. Beágyazott bauxitöredékeinek, -kavicsainak anyaga szövetileg az I. ciklus, a Csabpusztai Bauxit Formáció anyagával azonosítható. Nagyobb részt a viszonylag közelben, magasabb térszínen elhelyezkedő eocén bauxittelepek áthalmozásából, kisebb részben a jelenleg is fekvőt képező bauxitok átdolgozásából származik. A ciklusra jellemző, relatíve gyakori durvaszemcsés intraklasztok és ezek eloszlása (a peremektől a telep belső, mélyebb része felé finomodó szemcsenagyság) torrens vízfolyások, záporpatakok által rövid távolságon belül történt szállításra és leülepedésre utal. A legdurvább (4–10 cm-es) bauxittörmelékek elhelyezkedése (a III. telepben É-on a Di–127, ÉK-en a Di–146 és –135 fúrások, a II. teleptől K-re a Di–140, a IV. telepben É-on a Di–190, K-en a Di–146 és –135 fúrások) ÉK-i, vagy K-i irányból történő behordást valószínűsít.

Az áthalmozás-leülepedés a középső-miocén üledékképződés kezdetéhez, a Gyulafirátóti Formáció lerakódását megelőző időhöz köthető, amire a bauxitösszetétel közbetelepült homok, agyagos homokkő és a fenti formáció agyagos-homokkőrétegeinek makroszkópos hasonlósága utal.

A III. ciklus során a reliefenergia csökkent, több bauxitos pelit és az előzőnél kevesebb, nagyrészt kisebb méretű bauxittörmelék került a korábbinál kiterjedtebb, nemcsak a produktív völgyet, hanem a Vár-hegy tágabb környezetét, a Tücsöknyerítő-dombok–Nyáros-tói-fenyves dolomitrogeinek É-i, D-i és Ny-i előtereit is magába foglaló akkumulációs térszínre. Míg a produktív völgyben és közvetlen közelében — a ma is felszínen lévő dolomitrogek területén — még az areális lepusztulás, áthalmozás és újraülepedés folyamata zajlott, addig a bauxitos törmelékanyag szétterült a Tapolcai miocén medence peremén és előtéri süllyedékeiben (Sáskai- és Kapolcs–Monostorapáti-medence). E területen a vízzel borított, pangóvízi állapot és kiszáradás gyakorta váltotta egymást. Eredményként talajosodás, az ezzel járó vasmigráció, karbonátkiválás és az eredeti bauxit alapanyag kaolinitesedése, azaz minőségromlása ment végbe.

A III. és IV. ciklus között a Hegyesd–V. teleptől DNy-ra, a Di–65 fúrásban a Gyulafirátóti Formáció szürke, sárgásbarna foltos és tarkaagyag-rétegei 5,7 m vastagságban

települnek. A IV. telepben mészkőtörmelék réteg helyezkedik el a két ciklus között. Mindkettő azt jelzi, hogy a bauxit-felhalmozódás továbbra is a szarmata üledékképződéssel egyidejűleg ment végbe.

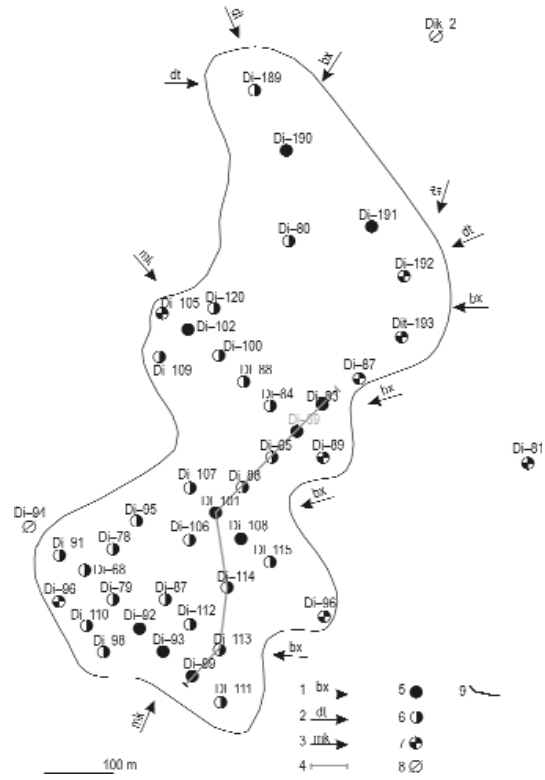
A IV. ciklus idején a produktív völgyet magába záró dolomitöreg és a medenceperem egymáshoz viszonyított helyzete megváltozott, az előbbi terület megemelkedett. E területrészen a kiemelkedés idején erodálódott a III. ciklus egy része, vagy egésze (I., II. telep K-i oldala!). Miközben a lepusztulási térszín távolabbi részéről továbbra is nagy mennyiségben szállítottott az egyre pelitesebb bauxitanyag és megjelentek az eocénnél idősebb ún. szerkezetes bauxitkavicsok is, addig a közeli magasabb térszínről dolomittörmelék, alárendelten -kavics, miocén mészkőtörmelék, kvarc- és karbonáthomok keveredett hozzá. De pl. a II. telepről és a III. telep D-i részéről bekerülhetett a II. ciklus bauxitanyaga is. Az extraklasztok beáramlása és a pedogén folyamatok általánossá válásának eredményeként a leülepedett bauxitanyag minősége tovább romlott.

A mészkőtöredékeknek gyakran csak a miocén mészkövekhez való hasonlósága állapítható meg, a nagyobb darabok esetében azonban a Tinnyei Mészkővel való egyezés is. A Nyáros-tói-fenyves előterében mélyült Di-76 fúrásnak a bauxitos képződményeket fedő Gyulafirátóti Formációt feltáró rétegsorában a Tinnyei Mészkő lencses közbetelepülése figyelhető meg. Ez a tény, továbbá a IV. ciklus alatt észlelt tarka agyagok és közbetelepült mészkő-(töredék) réteg (lásd fentebb!) azt jelzik, hogy a bauxitösszletben előforduló mészkőtöredékek, továbbá a kvarc- és karbonáthomok-szemcsék elsősorban Gyulafirátóti Formációból származhatnak.

A Hegyesd-IV. telepben a nagyobb méretű extraklasztok megjelenése nyomán a mészkőtörmelék DNy-ről, alárendelten Ny-ról, a dolomittörmelék ÉNy-ről és ÉK-ről történő behordása körvonalozható (8. ábra).

A bauxitösszlet fedője a Sáskai-medencében és a kiemelt dolomitöreg DNy-i és Ny-i előterében a Gyulafirátóti Formáció. Ennek vörösagyag- és tarkaagyag-rétegeibe — miként a Di-65 fúrásban a III. és IV. ciklus közé települt hasonló rétegekben — a bauxitösszletben találhatók egyező apró vasdús bauxitgömböszemcsék, sőt a Di-75 fúrás egy szeletébe (33,4 méterben) 3–4 cm átmérőjű, jól kerekített bauxitkavicsok ágyazódnak. Ez azt jelzi, hogy a bauxitos anyag beáramlása folytatódott a Gyulafirátóti Formáció lerakódása idején, kisebb mértékben a Tinnyei Mészkő képződésének idején is, amit a mészkőben néhol (pl. Di-66) közbetelepült bauxitos rétegek jeleznek.

A II. és III. telepek vagy le sem fedődtek Tinnyei Mészkővel, vagy róluak az eredetileg néhány méter mészkőréteg lepusztult. Védőréteg hiányában lepusztultak és átdolgozódtak a IV. ciklus képződményei is. Ez a folyamat a Pannon-tó fokozatos kiterjedése során még le nem fedett területrészeken, a pannóniai folyamán folytatódott, amit a Taliándörögdi Mágában és a Nagyvázsonyi Mészkőben észlelt vörösagyag-közbetelepülések igazolnak. Hegyesd környékén az összlet felső részének átdolgozására a pannóniai rétegek (a Kállai Formáció) lepusztulása után a pleisztocén elején került sor. Ekkor kerültek az összletbe a bazalttöredékek.



8. ábra. A Hegyesd-IV. bauxitlep térképe a valószínű behordási irányokkal
A bauxitösszletbe ágyazódó nagyobb törmelékdarabok valószínű behordási iránya és anyaga: 1 – bauxit, 2 – dolomit, 3 – miocén mészkő, 4 – a 4. és 5. ábra szelvényvonala, 5 – fúrás $M > 7$ bauxittal, $Al_2O_3 > 46\%$, 6 – fúrás $M = 2,6-7$ bauxittal, $Al_2O_3 > 40\%$, 7 – fúrás $M > 0,86$, $Al_2O_3 < 40\%$ bauxitos képződménnyel, 8 – meddő fúrás, 9 – a bauxitösszlet elterjedésének valószínű határa

Figure 8. Map of Hegyesd-IV bauxite deposit showing sediment transport directions

The hypothetical sediment transport directions and the material of larger clasts embedded in the bauxite: 1 - bauxite, 2 - dolomite, 3 - Miocene limestone, 4 - location of sections shown by Figures 4 and 5, 5 - Borehole penetrating bauxite characterized by $M > 7$, $Al_2O_3 > 46\%$, 6 - Borehole penetrating bauxite characterized by $M = 2,6-7$, $Al_2O_3 > 40\%$, 7 - Borehole penetrating bauxitic deposits characterized by $M > 0,86$, $Al_2O_3 < 40\%$, 8 - Barren borehole, 9 - Hypothetical boundary of the extent of the bauxite succession

Kitermelhetősége

A bauxit minőségénél említett kritériumokkal számított ismert földtani bauxitvagyon meghaladja a 300 kt-t. Ennek átlagminősége: $Al_2O_3 = 49,1\%$, $SiO_2 = 7,8\%$, $M = 6,3$.

Az eddig kimutatott bauxitlepek lehatárolása azonban csak helyenként történt meg, így további készletbővítésre van lehetőség. A Tücsöknyerítő-dombok és a Váralja produktív völgyében mélyített egyedi felderítő fúrások kedvező eredményei alapján nem zárható ki az sem, hogy a völgy egésze, vagy nagyobb része bauxitösszlettel van kitöltve, melyben további jó minőségű részek várhatók. Nem ismert továbbá a produktív völgy szerkezet ÉNy-i folytatása a Di-38 fúrás, illetve a Nyáros-tó–Pokol-tó irányába, de tisztázásra vár a betorkoló völgyek produktivitása is. Óvatos becslés szerint a területen további 320 kt, 7 modulus körüli átlagminőségű reménybeli bauxitvagyon prognosztizálható (TÓTH 2002, p. 8.).

Az érc kedvező felszínközeli települése gazdaságos, külfejlesztés bányászatot, az $M=7,0$ minőségű bauxit rétegszerű települése pedig szelektív kitermelést tesz lehetővé.

Azonban az 1990–91-ben fennálló kedvező vízföldtani helyzet, azaz a készletek zömének karsztvízszint feletti települése megváltozott. A nyirádi vízelelés megszüntetését követően a főkarsztvíztároló visszatöltődése napjainkra (nagyobb részt már 1998-ra!) megtörtént, az ismert készletek nagy része karsztvízszint alá került. Csak védőréteg kialakítása mellett termelhető ki, amire lehetőséget nyújt az a tény, hogy a készletbe számított ércet a feké és az oldalfalak irányából 5–10 m vastag, gyenge minőségű, vízzáró bauxitos képződmények határolják. 1997-ben a terület a Balaton-felvidéki Nemzeti Park része lett. Az új évezredben megkezdődött a terület felparcellázása, privatizációja is. Jelenleg nagyobb tanyabirtokok kialakulása van folyamatban. Mindezek együttes eredményeként a diszeli bauxit valószínűleg véglegesen környezetvédelmi pillérbe kerül.

A Diszeli Bauxit, mint a Vöröstói Formáció tagozata

A Diszel környékén megismert bauxitra, mint kitermelhető vagyonra hosszú távon nem számíthatunk. Megismerése azonban új földtani ismeretekhez vezetett. Megerősítette azt, hogy a Csabpusztai Bauxit Formáció az eocén tengeri üledékek ma ismert elterjedési területén kívül is megőrződhetett és meg is őrződött szerkezetileg, vagy morfológiailag védett helyzetben.

Igazolta, hogy bauxittelepek, kedvező át- és felhalmozódási folyamatok mellett a fő bauxitképződési periódusok (a Dunántúli-középhegységben a kréta középső szakasza, késő-kréta és eocén) után a neogénben is létrejöhetnek.

A Csabpusztai Bauxitra, ill. közvetlenül a triász aljzatra, annak karsztos mélyedéseibe települ, áthalmozott bauxitos összletet a miocén korú Vöröstói Formációba soroljuk.

Eddig ismert általános felépítésével szemben itt a formációnak egy újabb kifejlődését ismertük meg. Diszel térségében az áthalmozott összleten belül elkülöníthető alul egy uralkodóan bauxitos, bauxittesteket (rétegeket, lencsét) tartalmazó rétegcsoport (a II. és III. ciklus rétegei!) és felül, egy gyenge minőségű, bauxitot általában csak kavicsok, törmelékek formájában, mellettük bauxitidegen extraklasztokat (kvarc, kvarcit homok, helyenként kavics méretű szemcsék, ritkábban porló dolomit és mészkőszemcsék) tartalmazó rétegcsoport (a IV. ciklus). E rétegcsoportok relatíve jól elkülönülő és terepen is (az ún. nyelvtapadási módszerrel) elkülöníthető rétegtani egységek. Hasznosítható nyersanyagából adódó fontossága miatt felvetődött a bauxitot tartalmazó egység formáció rangú elkülönítése, de a csak bauxitos agyag, vagy vörös agyag minőségű egységgel való genetikai kapcsolata, a Vöröstói F. tagozataként történő meghatározását indokolja. Tekintve, hogy ezt Diszel területén ismertük meg Diszeli Bauxit Tagozat néven, míg az uralkodóan vörös agyagból álló rétegcsoportot a nagyvázsonyi Vízvörös-tó környéki kiterjedt előfordulás után Vízvörös-tó Vörösayag Tagozatként különítettük el (SELMECZI & TÓTH in GYALOG & BUDAI szerk. 2004. p. 227).

A Diszeli Bauxit megismerését követően átnéztük a

klasszikus nyirádi és halimba-szöci bauxit-előfordulásokról D-re, DK-re meg-, vagy felkutatott bauxittelepeket, -testeket. Az összehasonlítás eredményeként a Diszeli Bauxit Tagozatba sorolhatók az ódorögdi és a sástói bauxittelepek, továbbá az öcsi Kinder-tó melletti telep felső része. Utóbbi telep alsó része szintén a Csabpusztai Bauxit Formációba tartozik (MINDSZENTY 1990), miként az Ódorögdi-II. bauxittelepben is kimutatható volt a Csabpusztai Bauxit maradványa (NAGYNÉ SZINTAI in PÉTER et al. 1988)! A jó minőségű bauxitkavicsok, -törmelékek feldúsulására tekintettel a Diszeli Bauxithoz tartozhatnak a Véndek-hegy déli előterében, a monostorapáti Ágói-dűlőben, a nagyvázsonyi Vendliharaszt környéki kutatóaknáknál (Nv-5a, -8a) és fúrásokban (JASKÓ 1957) megismert bauxittestek is.

A tagozat Ódorögdi környékén, a Véndek-hegy és a Haláp déli előterében közvetlenül a Földolomit Formációra, Diszelen, Monostorapátinál, az öcsi Kinder-tónál és a nagyvázsonyi Vendliharasztnál a Sédvölgyi Dolomitra, a Hegyesd-I., -IV. telepek és az Ódorögdi-II. bauxitlencse egy részén, továbbá az Öcs-11 fúrásban az eocén Csabpusztai Bauxit Formációra települ.

Fedője Ódorögdon a badeni Pusztamiskei Formáció Kolontári Kavics Tagozata, Zalahalápnál a Lajtai Mészke Formáció Pécsszabolcsi Mészke Tagozata, Diszel térségében a Di-65 fúrásban a Gyulafirátóti Formáció, a Hegyesd-I., -IV. és -V. telepek egy részén, továbbá a monostorapáti Ágói-dűlőben a szarmata Tinnyei Formáció, a Hegyesd Vár-ja produktív völgyében közvetlenül a Vöröstói Formáció Vízvörös-tó Vörösayag Tagozata, az öcsi Kinder-tónál pannóniai gyöngykavics. Felhalmozódása valószínűleg a ma ismert legidősebb fedő (Pécsszabolcsi Mészke) lerakódását megelőző időtől a szarmata Tinnyei Formáció képződésének kezdetéig, a középső-miocén elején mehetett végre. Magának a Vöröstói Formációnak, ezen belül a Vízvörös-tó Tagozatnak az át- és felhalmozódása azonban a szarmatában és a pannóniai emeletben egészen a Tapolcai Bazalt kiömléséig, ill. a pleisztocénig folytatódott.

Vastagsága változó. A diszeli előforduláson több telepben meghaladja a 20 métert, maximuma a Di-146 fúrásban (III. telep K-i rész) 34,4 m.

A Diszeli Bauxit Tagozatnak a Di-113 fúrásnak a Csabpusztai Bauxit és a Vízvörös-tó Vörösayag Tagozat között, 18,8–50,0 méterközben települ szakaszát és a Di-121 fúrás hasonló rétegtani helyzetű 14,0–31,7 m közötti szakaszát javasoljuk típusszelvénynek. Az előbbi fúrásban jól tanulmányozható a ciklusok felépítése, az utóbbiban pedig az 5 alkotós elemzések mellett rendelkezésre állnak a jó minőségű érc szennyező komponenseinek elemzései is.

A bauxit eredete: a szöveti vizsgálatok szerint a Diszeli Bauxit anyaga nagyrészt az eocén Csabpusztai Bauxit Formáció áthalmozásából származik, de az Ódorögdi-II. telep felső részén (felfelé haladva növekvő számban) ooidos szövettű bauxitkavicsok, ooidok, gömbszemcsék és töredékek figyelhetők meg, és hasonlóak gyűjthetők Diszelnél és a monostorapáti Ágói-dűlőben a felszínen is. Ezek az ún. szerkezetes bauxitkavicsok, törmelékek a kréta bauxitokra jellemzőek. Megjelenésük azt jelzi, hogy a lepusztulás-

áthalmazás folyamatának előrehaladtával a háttérben a kréta bauxittelepek is felszínre kerültek és anyaguk hozzájárult a Diszeli Bauxit felépítéséhez.

Következtetések

Igazolódott, hogy bauxittelepek, kedvező át- és felhalmozódási folyamatok mellett a neogénben is létrejöhetnek.

Az uralkodóan pelitomorf megjelenésű, általában csak alumíniumdús vörös agyag, esetenként bauxitos agyag minőségű Vöröstói Formációban a pelitestől a közepes, néhol durva kavics szemcsenagyságig változó összetételű, változó mértékben koptatott, áthalmazott bauxitos anyagból felépülő, jó minőségű bauxittesteket tartalmazó kifejlődés különíthető el. Ez a Diszeli Bauxit Tagozat

A Diszeli Bauxit át- és felhalmozódása Hegyesd–Diszel térségében a Gyulafirátóti Formációval és a Tinnyei Formációval való összefogazódása révén a miocén szarmata emeletéhez kötődik. E területtől ÉNy-ra (Ódörög környéke, a Sümeg melletti Bárdiótag stb.) azonban a közvetlen fedők (Pusztalmiszei Formáció, a Lajtai Mészke Formáció Pécs-szabolcsi Mészke Tagozata) ismeretében felhalmozódása a badeni korszak elején történt.

A Vízvöröstói Formáció a vizsgált területen ciklusos felépítésű. A bauxittörmelékek, -kavicsok, továbbá a szilikátos és karbonátos extraklasztok megjelenése, eloszlása és méretváltozása alapján 3, durva törmelékkel induló, felfelé finomodó, legfelül pelites, helyenként pangóvízi réteggel záruló üledékképződési féléciklust lehet kimutatni. Az egyes ciklusok közötti határ kimosási felszínként értelmezhető A II. és III. ciklus a Diszeli Bauxit Tagozat, a IV. ciklus a Vöröstói Tagozat. (Az I. ciklus az eocén Csabpusztai Bauxit Formáció pelitomorf szövetű bauxitja!)

A Diszeli Bauxit anyaga elsősorban az eocén Csabpusztai Bauxitból származik. Felépítésében alárendelten részt vesz az Oszlopi Bauxit is, felette pedig megjelennek a kréta bauxitformációkból származtatható ún. szerkezetes (ooidos) bauxitkavicsok is.

A legdurvább bauxittörmelék telepeken belüli elhelyezkedése ÉK-i, vagy K-i irányból történő behordást valószínűsít.

A durvatörmelék intra- és extraklasztok eloszlása torrens áramlások, záporpatakok által rövid távolságon belül történt szállításra és leüleptésre utal. A felhalmozódás felfelé haladva ciklusonként csökkenő relief energia mellett ment végbe (csökkenő méretű és mennyiségű bauxit törmelék szemcsék, a nem bauxitos törmelékanyag mennyiségének növekedése) végül váltakozva pangóvízi és kiszáradó tavi környezetben fejeződött be.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet és hálás tisztelet a bauxitkutatás dolgozóinak, akik a kutatás tervezésétől, a kivitelezésen át az anyagvizsgálatok elvégzésén keresztül, a földtani értékeléssel bezárólag megteremtették azt az ismerethalmazt, ami lehetővé tette munkánk elkészítését. Köszönet a MAL Zrt. Bauxitbányászati Divíziójának, személy szerint KOVACSICS Árpád igazgatónak, hogy a kutatási adatok ismételt áttekintését biztosította. Külön köszönjük MINDSZENTY Andrea professzor asszonynak, hogy szövevi vizsgálatait rendelkezésünkre bocsátotta és tanácsaival segítette a genetikai- és felhalmozódási viszonyok felvázolását. Végezetül köszönjük a lektorok: SELMECZI Ildikó és KNAUER József, továbbá SZTANÓ Orsolya főszerkesztő-helyettes mindenre kiterjedő javításait és hasznos tanácsait.

Irodalom—References

- BENCE G., CSÁSZÁR G., EDELÉNYI E., JUHÁSZ E. & SZILASI GY. 1985: Jelentés a Diszel környéki földtani térképezés bauxit vonatkozású eredményeiről és a terület előkutatási javaslata. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T.15093, 15 p.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. (Magyarító a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000). *Magyarország tájegységi térképsorozata* — MÁFI alkalmi kiadv., Budapest, 257 p.
- BERTALAN K. 1952: Jelentés az 1951 évben Magyarországon Tapolca–Sáska–Zalahaláp–Hegyesd–Monostorapáti körzetében végzett bauxitkutató munkálatokról. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, Bu-31, 254 p.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. szerk. 1983: Magyarország litosztratiográfiai formációi. — MÁFI kiadvány, Budapest.
- GEOPROSPECT Kft. 1993: A Hegyesd–Diszel bauxitelőfordulás földtani kutatási programja. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T.19159, 53 p.
- GYALOG L. & BUDAI T. szerk. 2004: Javaslato Magyarországi földtani képződményeinek litosztratiográfiai tagolására. — *MÁFI Évi Jelentése 2002. évről*, 195–232.
- HAAS J. 1994: Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. — *Zbl. Geol. Paleont.* **11/12**, 1233–1252.
- JASKÓ S. 1957: Bauxit teleproncok Veszprém és Nagyvácszony környékén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46/3**, 525–530.
- KOMLÓSSY GY., FÉLEGYHÁZI Zs. & SZÓTS A. 1980: Tapolca Észak reménybéli bauxitterület előkutatási programja. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, I/41. 90 p.
- MAROS GY. & KNAUER J. 1987: A Déli Bakony D-i előterének, Tapolca környékének bauxit előkutatási programja. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.14685, 108 p.

- MINDSZENTY A. 1990: A bauxitföldtani viszonyok pontosabb megismerését célzó üledékföldtani vizsgálatok Diszel-Hegyesd, Fenyőfő, Nézsza és Halimba DNy környékén — *Kézirat*, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, 29 p.
- NAGYNÉ SZINTAI M. 1989: A Di–17/a sz. fúrás (Diszel) bauxitjának szöveti, szedimentológiai vizsgálata. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 1557/15, 12 p.
- NAGYNÉ SZINTAI M. 1989: A Di–18. sz. fúrás (Diszel) bauxitjának szöveti, szedimentológiai vizsgálata. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 1557/16, 9 p.
- NAGYNÉ SZINTAI M. 1989: A Di–19. sz. fúrás (Diszel) bauxitjának szöveti, szedimentológiai vizsgálata. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 1557/17, 7 p.
- NAGYNÉ SZINTAI M. 1989: A Di–20. sz. fúrás (Diszel) bauxitjának szöveti, szedimentológiai vizsgálata. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 1557/18, 4 p.
- NOSZKY J. 1938: A Nyirád-Diszel-Hegyesd környékének földtani viszonyai, különös tekintettel a bauxitelőfordulási lehetőségekre. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 203 p.
- PEREGI ZS., SOLTÍ G. 1974: Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. Monostorapáti. — *Kézirat*, MÁFI Budapest, 112 p.
- PÉTER Z., SZABÓ E., FELVINCZI I., HORVÁTH I. & FÁBIÁN J. (Bauxitkutató V.) 1988: Jelentés az Ódörögd–II. sz. telepen végzett bauxitkutatás és készletszámítás eredményeiről. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T.15840, 70 p.
- SZANTNER F., LUDAS F.-NÉ, KNAUER J., R. SZABÓ I., TÓTH Á., T. GECSE É. & TÓTH K. (Bauxitkutató V.) 1973: Értékelés a Déli-Bakonyban végzett felderítő bauxitkutatási munkálatokról. — *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, II./84, 341 p.
- TÓTH K. 2002: Reménybeli bauxitterületek. — *Földtani Kutatás* **39/1**, 6–8.
- Kézirat beérkezett: 2014. 06. 04.

Hazai pleisztocén–holocén üledékek és talajok radioaktívem- tartalmának jellemzői

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit¹, MARSI István¹, NAGY Attila¹, MAGYARI Árpád²

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²MOL Nyrt., 1117 Budapest, Októberhuszonharmadika u. 18.

Characteristics of the radioactive element content of Pleistocene and Holocene sediments and soils in Hungary

Abstract

This paper considers the radioelement content of Pleistocene and Holocene sediments in Hungary. The evaluated data are from laboratory high-resolution gamma spectrometry measurements of sediments collected for luminescence dating, and recent soils for the National Radiometric Base Network. Natural gamma ray logs of boreholes drilled on a loess area were also taken into account. U, Th and K content data indicate that the fine-grained sediments have a higher radioelement content than the coarse sediments have. This could be caused primarily by the higher clay content of the fine-grained sediments. The radioelement content of palaeosols in loess sections is higher than that of loess layers. This is probably due to the soil-forming processes: mainly the formation of clay minerals and iron-oxide-hydroxides, and the increase of the amount of organic matter. These adsorb the studied radioactive elements. Radioelement content of loesses and recent soils from different areas reflects the local lithology or the petrology of the soil-forming rocks. The different soil-forming processes and the post-depositional changes are also important in the development of characteristic U, Th and K content of the soil types and palaeosols. Sporadic radiometric data measured for luminescence dating are not suitable for the correlation of the loess sections. However, they can be well-correlated with the help of the natural gamma ray logs because the coeval loess and palaeosol layers show very similar shapes on the GR logs in the nearby boreholes.

Keywords: radioactive elements, loess, palaeosol, recent soil, Pleistocene, Holocene, Hungary

Összefoglalás

A hazai negyedidőszaki képződmények radioaktívem-tartalma elsősorban a laboratóriumi gamma-spektrometriai mérések eredményei alapján került kiértékelésre. Ezek a mérések egyrészt az üledékek lumineszcens kormeghatározásához készültek, másrészt a recens talajok felmérésére irányultak az Országos Radiometriai Alaphálózat keretében. A kiértékelés lösz kutatási területen mélyült fúrások természetes gamma szelvényeinek elemzésével is kiegészült.

A rendelkezésre álló adatok alapján megállapítható, hogy a finomabb szemcseméretű üledékek (löss, ill. kőzetliszt) nagyobb U-, Th- és K-koncentrációval rendelkeznek, mint a durvább szemcseméretűek (homok). Ez a már ismert tendencia elsősorban a finomszemű üledékek nagyobb agyagásvány-tartalmával állhat összefüggésben. A löszszelvények paleotalajaiban nagyobb a radioaktívem-tartalom, mint a löszökben, amit a talajosodási folyamatok eredményezhettek, különösen az agyagásványok és a vas-oxid-hidroxidok keletkezése, valamint a szerves anyagok bekerülése, mivel mindezek adszorbeálják a vizsgált radioaktív elemeket. A különböző területekről vizsgált löszökben és recens talajokban a radioaktív elemek koncentrációja tükrözi a helyi kőzettani sajátosságokat, ill. a talajképző kőzeteket. Az egyes talajtípusok jellemző U-, Th- és K-tartalmának alakulásában az eltérő talajosodási folyamatok, a paleotalajok esetében pedig a betemetődés utáni diagenetikus folyamatok is fontos szerepet játszottak. A löszszelvények korrelációjában a lumineszcens kormeghatározáshoz készült szórványos radiometriai adatok nem bizonyultak megfelelőnek, a fúrások természetes gamma szelvényei viszont jól alkalmazhatók korrelációs célokra, mivel a szomszédos fúrások egyidős lösz- és paleotalaj-szintjeiben nagyon hasonló a GR-görbék lefutása.

Tárgyszavak: radioaktív elemek, lösz, paleotalaj, recens talaj, pleisztocén, holocén, Magyarország

Bevezetés

A kőzetek és talajok radioaktív-tartalmának meghatározásához leggyakrabban nagy felbontású laboratóriumi, vagy terepi gamma-spektrometriai méréseket alkalmaznak, de egyéb módszerek, például alfa-spektrometria, alfa ill. béta részecskeszámláló, neutron aktivációs, atom abszorpciós, röntgen fluoreszcens, induktív csatolású plazma tömegspektrometriás (ICP-MS), vagy lángfotometriás vizsgálat is használható (AITKEN 1998). A radioaktív-tartalom-koncentráció adatainak ismerete szükséges a lumineszcens kor meghatározáshoz, segítheti egyes nyersanyagok kutatását (pl. urán és tóriumtelepek, szénhidrogén-felhalmozódások), valamint fontos lehet egészségügyi szempontból is (pl. radon, ill. radioaktív sugárzásveszély). A fúrásokban végzett lyukgeofizikai mérések között természetes gamma-szelvényezés is szerepel, amelynek leggyakrabban alkalmazott integrális változata a kőzetek összes gamma sugárzását méri. Az így kapott GR (Gamma Ray) görbe segíti a rétegoszlopok kőzettani tagolását, elsősorban az agyag- és homokrétegek határának kijelölését, a kőzetek agyag tartalmának meghatározását, a diszkordancia felületek kimutatását, és a fúrások közti réteggörbe-korrelációt is. Ezen felül a fúrólyukakban ritkábban alkalmazott spektrális természetes gamma-szelvényezéssel a főbb radioaktív elemek mennyisége is meghatározható. A radioaktív elemek közül a K és a Th részaránya alapján az üledékes kőzetek agyagásvány-tartalmára, fő agyagásványokra, ill. egyéb Th- és K-hordozó ásványok jelenlétére lehet következtetni (QUIREN et al. 1982, SCHLUMBERGER 1988). A még ritkán alkalmazott légi gamma-spektrometriai mérések a térképezéshez és nyersanyagkutatáshoz nyújtanak segítséget (IAEA 2003).

Jelen munka célja elsősorban a hazai negyedidőszaki üledékek lumineszcens kor meghatározásához az 1970-es évektől napjainkig készült, és az Országos Radiometriai Alaphálózat keretében 1999 és 2011 között recens talajokon végzett laboratóriumi gamma-spektrometriai mérések eredményei alapján meghatározott radioaktív-tartalom-koncentráció adatainak kiértékelése volt. Ezen kívül löszterületen mélyült fúrások természetes gamma-szelvényei is elemzésre kerültek. A rendelkezésre álló adatok alapján a különböző képződmények radiometriai jellemzése információkkal szolgál a negyedidőszaki üledék- és talajképződésre, valamint segíti a lösz–paleotalaj-szelvények korrelációját.

Az üledékek főbb radioaktív izotópjai

A kőzetek radioaktív sugárzása elsősorban az ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K és ^{87}Rb radioaktív izotóptól, és azok leányizotópjaitól származik. A földkéregben 2,09% gyakorisággal előforduló K-atomok között a ^{40}K részaránya 0,01% (LIDE 2008). A 9,6 ppm gyakoriságú tóriumot kizárólag ^{232}Th alkotja. A földkéreg 2,7 ppm-nyi természetes urán atomjainak 99,28%-a az ^{238}U és 0,72%-a az ^{235}U . A 90 ppm gyakoriságú rubidiumban 27,83% a ^{87}Rb . Kálium elsősorban a káli-földpátokban (ortoklász, mikroklin, szanidin, anortoklász),

a földpátpótlókban (leucit, nefelin) és a csillámokban (biotit, muszkovit, flogopit) fordul elő. Ezért a savanyú magmás kőzetekben, főként a granitoidokban magas a K-koncentráció (kb. 3,5%), míg az ultrabázisos kőzetekben nagyon alacsony (0,58–0,78%). Többek között az agyagásványok (főként az illit), egyes amfibolok (hornblende), az alunit, a glaukonit és a szilvin is tartalmaz káliumot. Az uránásványok közül a leggyakoribb az uraninit, amely gránitokban, pegmatitokban és hidrotermás telérekben, valamint gránitok kőzetalkotó ásványainak zárványaként, és üledékes kőzetekben fordul elő. Ezen kívül nyomokban a tórit, a torianit, a huttonit, a cirkon, a xenotim, a monacit, az allanit, az apatit és a szfén is tartalmaz uránt. A tóriumásványok (pl. tórit, torianit, huttonit, uranotórit) nagyon ritkák, de a cirkonban, a monacitban, az allanitban, a xenotimban, az apatitban, a szfénben és az epidotban is lehet kevés tórium (IAEA 2003).

A felszínen a mállás és talajosodás során a K másként viselkedik, mint az U és a Th. A kálium nagyobb oldékonysága miatt hamar kioldódik a kis ellenállóképességű ásványokból, legelőször a biotitból, később a földpátokból, majd a muszkovitból. A talajvizekben a kálium jellemzően mobilisabb mint az urán és a tórium (WILFORD et al. 1997). A K^+ ionok egyrészt a talaj felső részéből mélyebbre mosódva tápanyagot biztosítanak a növényzet megtelepedéséhez és azokat a növények felveszik, másrészt beépülnek az agyagásványokba (pl. illitbe), vagy adszorbeálódnak (pl. montmorillonitban). Az agyagásványok közül a vermikulit és a montmorillonit rendelkezik a legnagyobb kation adszorpciós kapacitással. A humusz kationmegkötő-képessége meghaladhatja az agyagásványokét (SZENDREI 1998). A nitrogéntartalmú szerves anyagok salétromsavas bomlástermékeinek hatására a K-tartalmú málladékból kálisalétrom (KNO_3) kivirágzás is képződhet a felszínen (pl. a Nyírségben, SZÁDECZKY-KARDOSS 1955).

Az U-tartalmú ásványok az ellenálló cirkon és monacit kivételével a felszínen elmállanak, az urán oxidálódik és U^{6+} oldható mobilis komplexeket képez karbonát-, szulfát-, vagy foszfát-anionokkal (LANGMUIR & HERMANS 1980), majd megkötődik Fe-oxid-hidroxidokon, agyagásványokon, kolloidokon, ill. szerves anyagokon, vagy a redukív környezetbe kerülő vizekből oldhatatlan U^{4+} alakjában válik ki, amely sokféle uránásványt alkothat (DICKINSON & SCOTT 1997). A mocsaras, lápos, tőzeges területeken a korhadó növényi részek adszorbeálják az uránt. 1 g humusz max. 50–100 mg uránt tud megkötni az erre legkedvezőbb 5 pH körül, míg kisebb pH mellett az urán kioldódik, ill. nem adszorbeálódik (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955).

A tórium savas pH-n Th^{4+} alakjában oldódik ki az ásványokból. Az oldhatósága kisebb, mint az urané, és növekszik szerves savak (pl. humuszsav) hatására. Az uránhoz hasonlóan a tórium is adszorbeálódik az agyagásványokon, Fe-oxidokon és szerves anyagokon, ill. fluorid-, oxalát-, jodid-, vagy foszfátásványok kiválásához társulhat (CHOPIN 1988). Magas urán- vagy tóriumkoncentráció esetén a radioaktív bomlás miatt a talajvízben rádium, a talajban pedig radon jelenhet meg (WILFORD 2008). A keletkező radongáz az ásványszemcsék méretétől és a képződmények nedves-

ségtartalmától függően eltávozik a felszíni rétegekből, ami kisebb U-koncentráció méréséhez vezet (IAEA 2003). Az urán és a tórium eltérő oldhatósága miatt a mállás során, amikor az U már oldatba megy, a Th még az ellenálló Th-tartalmú ásványokban továbbra is jelen van. Emiatt a spektrometria természetes gamma mérések alapján megállapítható Th/U hányados fontos jellemző, például a bauxitok esetében az alumínium dúsulás mértékére utal, mivel azokban a Th-koncentráció szoros korrelációt mutat az Al_2O_3 -tartalommal (NYERGES & MINDSZENTY 1979).

A földfelszínen a radioaktív elemek eloszlásában a kőzeteknek, a geomorfológiának, a mállásnak és az erózióknak is nagy szerepe van (IAEA 2003). DICKINSON & SCOTT (1997) Ausztráliában végzett vizsgálatai alapján közepes és erős mállás, ill. talajképződés során a K-tartalom csökken, az U- és Th-tartalom viszont a talajosodó közettől függően változik. Káliumtartalom-csökkenést okozhat, pl. a földpátok kaolinittá alakulása, és a vas-oxid képződése. Ugyanakkor a vas-oxidok megjelenése az U- és Th-tartalom növekedését eredményezi az adszorpció miatt.

Mivel a kálium a mállás korai szakaszában kioldódik, ezért a talajok K-tartalma általában kicsi. Emellett a törmelékes kőzeteken kialakult talajokra kis U- és Th-tartalom jellemző, míg a vas- és alumíniumgazdag talajokban nagyobb az U- és Th-koncentráció (WILFORD 2008). A talajosodás során az agyagbemosódás, azaz a repedések agyaggal való kitöltődése növeli az U- és Th-tartalmat. A calcrete megjelenése relatív radioaktív elem-koncentráció csökkenést okoz, mivel ezek az elemek a karbonátokba nem épülnek be. A vaskonkréciók viszont koncentrálik a tóriumot, és néha az uránt is.

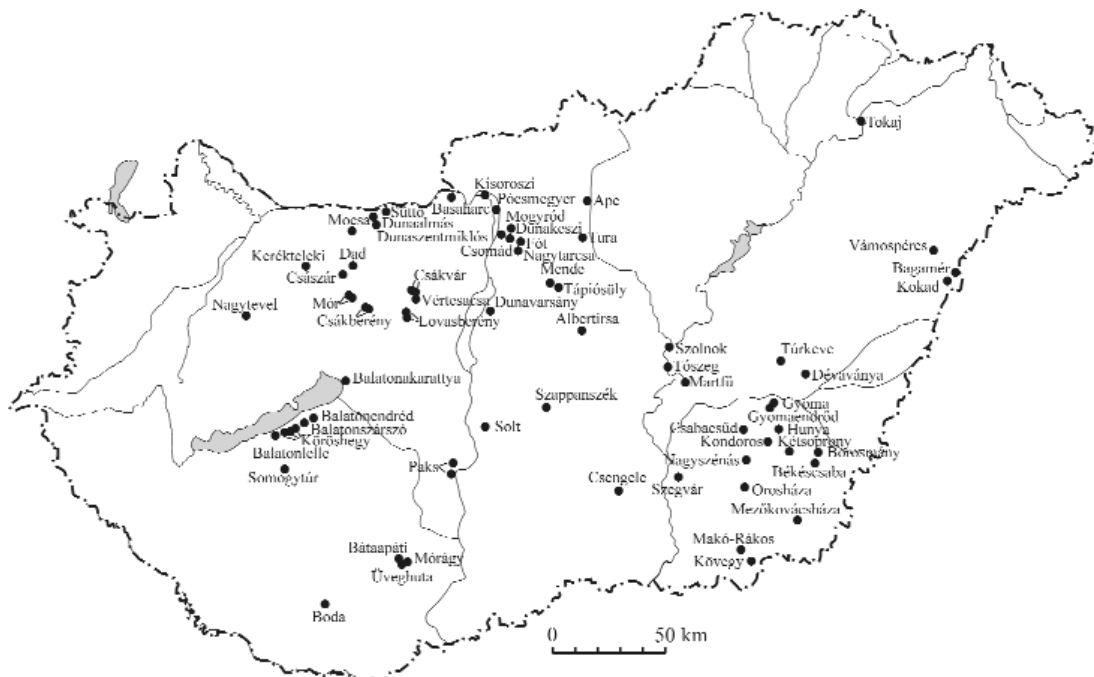
A talajok radioaktív elem-tartalmának alakulását a geomorfológia is befolyásolja, mivel az hatással van a mállásra, az erózió mértékére, a talaj vastagságára, a talajvíz helye-

tére, és a képződő mállástermékek, köztük az agyagásványok milyenségére is. Ahol az erózió a málláshoz képest gyengébb, ott a talajok radioaktív elem-tartalma az alapkőzeteikhez hasonló (WILFORD et al. 1997). A lejtőkről lecsúszó talajok és az eolikus érkező üledékanyagok azonban felülírják a helyi alapkőzetek hatását.

Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek

Összesen 335 db negyedidőszaki üledékes képződmény ill. paleotalaj, és 343 db recens talaj U-, Th- és K-koncentráció adatai kerültek kiértékelésre. A lumineszcens kormeghatározáshoz készült gamma-spektrometriai mérések mintáinak elhelyezkedése az 1. ábrán látható. Az Országos Radiometriai Alaphálózat gamma-spektrometriai mérésekre begyűjtött talajmintáinak helyzetét a 2. ábra mutatja. Az üledékes képződmények között a homokminták dominálnak (174 db), melyek nagy része folyóvízi (111 db) és eolikus (41 db). Sok még a löszminta (118 db), kevés az egyéb kőzetliszt (29 db) és a paleotalaj (14 db, 1. táblázat). Ezeknek a mintáknak a radioaktív elem-koncentráció adatait nagyrészt korábbi publikációk tartalmazzák (FRECHEN et al. 1997; NOVOTHNY et al. 2002, 2009, 2010; ÚJHÁZY 2002; ÚJHÁZY et al. 2003; KISS & SIPOS 2007; NYÁRI et al. 2007; NÁDOR et al. 2007, 2011; T. BIRÓ et al. 2010; GÁBRIS et al. 2011; KISS et al. 2012a, b, 2014; CSERKÉSZ-NAGY et al. 2012; SCHATZ et al. 2012; THAMÓ-BOZSÓ et al. 2007a, b, 2010a, b; THAMÓNÉ BOZSÓ et al. 2009; THIEL et al. 2014; FÁBIÁN et al. 2014).

A mintagyűjtési helyek alapján a recens minták talajtípusának, ill. altípusának, valamint talajképző kőzeteinek és egyéb tulajdonságainak (kémhatás, mészállapot, szerves-



1. ábra. A lumineszcens kormeghatározáshoz készült gamma-spektrometriai mérések mintáinak elhelyezkedése

Figure 1. Location of samples of gamma spectrometry measurements for luminescence dating



2. ábra. Az Országos Radiometriai Alaphálózat gamma-spektrometriai mérésre begyűjtött mintáinak elhelyezkedése

Figure 2. Location of samples collected for gamma spectrometry measurements to the National Radiometric Base Network

anyag-készlet) megállapítása Magyarország digitális Agrotopo talajtérképe (MTA TAKI 1998a, b 2003a, b, 2005, 2009) és Magyarország digitális 100 000-es földtani térképe segítségével történt. A recens talajtípusok és altípusok a talajok általános genetikai osztályozásának megfelelőek (STEFANOVITS et al. 1999), a paleotalajok elnevezése a vonatkozó publikációk alapján a hazai lösztartigráfiát követi (HORVÁTH & BRADÁK 2014).

A hazai negyedidőszaki üledékek lumineszcens kor meghatározásához az 1970-es évek óta készülnek nagy felbontású gamma-spektrometriai laboratóriumi mérések, eleinte külföldi, 2004 óta hazai laboratóriumokban is. Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, majd a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Radiometriai Laboratóriumában végzett gamma-spektrometriai mérésekhez általában 0,8–1 kg üledéket használnak fel. A minták kiszáritás, és szükség esetén őrlés után kerülnek mérésre 600 cm³ térfogatú, légmentesen lezárt Marinelli edényben. A spektrum felvétele

I. táblázat. A kiértékelt hazai negyedidőszaki képződmények U-, Th- és K-koncentráció adatai

Table I. U, Th and K content of the evaluated Quaternary rocks and soils

Képződmények, lelőhelyek	Minták száma (db)	U (ppm)			Th (ppm)			K (%)		
		átlag	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag	min.	max.
Homok	174	1,83	0,60	4,28	5,89	0,38	17,00	0,69	0,02	2,20
Közetliszt	29	2,86	1,20	6,21	9,70	3,53	16,90	0,88	0,36	1,94
Lösz	118	3,00	1,88	5,10	10,77	6,45	16,41	1,23	0,40	1,95
Paleotalaj	14	3,06	2,30	3,84	11,19	8,44	13,51	1,30	0,53	1,73
Recens talaj	343	1,79	0,00	9,19	7,77	0,70	30,78	1,31	0,00	6,19
Paks, lösz	42	3,08	2,32	3,57	11,05	8,80	14,67	1,36	1,04	1,73
Mende, lösz	15	2,61	1,88	2,93	9,66	6,45	10,53	1,26	0,73	1,59
Albertirsa, lösz	13	2,54	2,30	2,90	9,20	8,30	10,50	1,16	1,02	1,32
Albertirsa, paleotalaj	4	2,75	2,30	3,00	10,33	9,10	11,50	1,25	1,05	1,38
Süttő, lösz	12	3,06	2,51	3,94	9,75	7,43	14,07	1,25	0,89	1,95
Süttő, paleotalaj	4	3,08	2,65	3,57	11,51	8,44	12,78	1,39	1,12	1,55
Tokaj, lösz	6	3,11	2,27	4,26	11,84	10,62	14,03	1,59	1,46	1,70
Tokaj, paleotalaj	3	3,53	3,37	3,82	12,66	12,18	12,92	1,62	1,55	1,73
Basaharc, lösz	8	2,91	2,46	3,33	10,93	8,48	13,38	1,33	1,12	1,49
Tápiószőlő, lösz	5	3,64	2,86	5,10	10,04	7,30	12,60	1,76	1,43	1,89
Bátaapáti, lösz	5	3,72	3,60	3,88	15,48	13,51	16,41	0,64	0,48	0,86
Újveghuta, lösz	3	3,40	3,25	3,70	15,09	13,63	16,29	0,54	0,51	0,57
Mórággy lösz	2	3,21	2,90	3,52	14,39	13,14	15,64	0,54	0,51	0,57
Csákberény, lösz	4	2,96	2,68	3,13	9,40	8,12	10,30	0,41	0,40	0,43
Lovasberény, lösz	2	3,03	2,60	3,46	10,04	8,68	11,41	0,45	0,40	0,51
Köröshegy, paleotalaj	1	3,69	3,69		13,51			0,53		
Dunavarsány, futóhomok	4	1,45	0,70	2,30	4,63	2,30	6,90	0,66	0,19	1,00
Dunavarsány, paleotalaj	2	2,15	1,80	2,50	7,15	6,10	8,20	1,27	1,21	1,32

Canberra-Packard gyártmányú hordozható nagy spektrális érzékenységgű, folyékony nitrogénnel hűtött HpGe félvezető detektorral történik 0–1500 keV energiatarományban, KFKI gyártmányú 4096 csatornás MCA kártya használatával. A spektrumfelvétel ideje általában 60 000 másodperc. A felvett spektrum kiértékelése „SAMPO 90” (Canberra-Packard) program alkalmazásával történik. A spektrumok energia szerinti kalibrálásához használt jól azonosítható jellegzetes energiavonalak a következők: Pb–214 (U) 351,925 keV; Bi–214 (U) 609,32 keV; Ac–228 (Th) 911,07 keV; Bi–214 (U) 1120,28 keV; K–40 1460,83 keV. Ezek alapján a spektrumok csatornaszám–energia összefüggésének, majd az egyes nuklidokhoz vagy leányelemeikhez tartozó csúcsok nettó területének kiszámítása következik: Bi–214 (U) 609,32 keV; Cs–137 661,66 keV; Tl–208 (Th) 583,19 keV; K–40 1460,83 keV. A mennyiségi meghatározás hiteles mintasorozat segítségével történik. A hiteles anyagminták megfelelő csúcs alatti területei és a bennük lévő radioizotóp-tartalom közötti lineáris regresszió paraméterei alapján számítható ki az ismeretlen mintában lévő anyagmennyiség.

A fúrólukokban az integrális természetes gamma mérések során a kőzetek összes mérhető gammasugárzását szcintillációs számláló detektálja. Az összes mérhető gammasugárzás (GR) értéke függ a kőzetben jelenlévő radioaktív ásványok közöttfógratra vetített arányától (V), a radioaktív ásványok és a kőzettest sűrűségének arányától (ρ/ρ_{bulk}), és az ásványok radioaktivitásának intenzitásától (I). Integrális mérésnél egyfajta ásványra tehát: $GR_i = \rho/\rho_{\text{bulk}} \times V \times I$. Több radioaktív ásvány jelenléte esetén az összes mérhető gamma-sugárzás az egyes ásványokból származók összege (ΣGR_i). A kálium aktivitása lényegesen kisebb, mint az uráné és tóriumé, azonban sokkal magasabb gyakorisága miatt az összes sugárzásban elért aránya hasonlóan jelentős. Mivel az üledékes kőzetekben a legjelentősebb radioaktív ásványnak az agyagásványok tekinthetők, ezért a mélyfúrás-geofizikában a természetes gamma mérést elsősorban az agyagosság becslésére alkalmazzák.

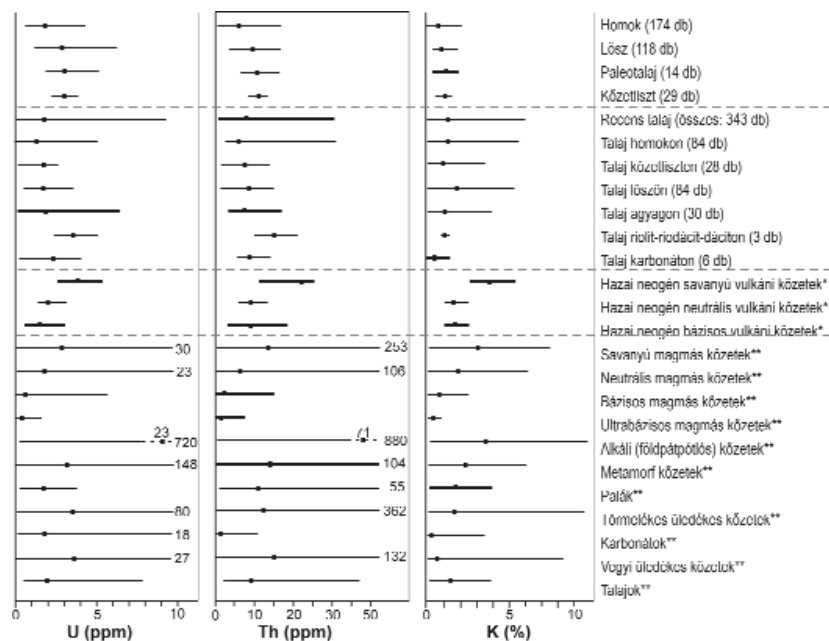
A rendelkezésre álló adatok kiértékelése során a különböző kőzetek, kőzetcsoportok, paleotalajok és recens talajok az U, Th és K átlag, minimum és maximum értékeik alapján kerültek összehasonlításra. A löszszelvények paleotaljai és a löszökön képződött recens talajok U-, Th- és K-tartalma klaszter-analízis segítségével is összevetésre került. A klaszteranalízis az adatok transzformációja nélkül, az euklideszi távolságok alapján számított, súlyozott és súlyozatlan átlag technika alkalmazásával is elkészült (DAVIS 1986, Ó. KOVÁCS 1986), és az értelmezés szempontjából igen hasonló eredményt adott, ezért a későbbiekben a súlyozatlan átlag technikával készült klaszter analízis eredményei kerülnek bemutatásra.

Az adatok kiértékelése során figyelembe vettük LENKEY & SURÁNYI (2006) hazai neogén vulkáni kőzetekre vonatkozó, valamint KILLEEN (1979) és DICKINSON & SCOTT (1997) által különböző kanadai és ausztráliai magmás, metamorf és üledékes kőzetekről publikált radioaktív-tartalom adatait is. A minták K–Th diagramban való ábrázolása (QUIREIN et al. 1982, SCHLUMBERGER 1988 nyomán) ásványi összetételükről nyújtott információt.

A laboratóriumi gamma-spektrometriai mérési eredmények mellett a Mórági-rögöt fedő löszösszletben mélyült üveghutai fúrások természetes gamma szelvényei (MARSI et al. 2004) is elemzésre kerültek.

Eredmények

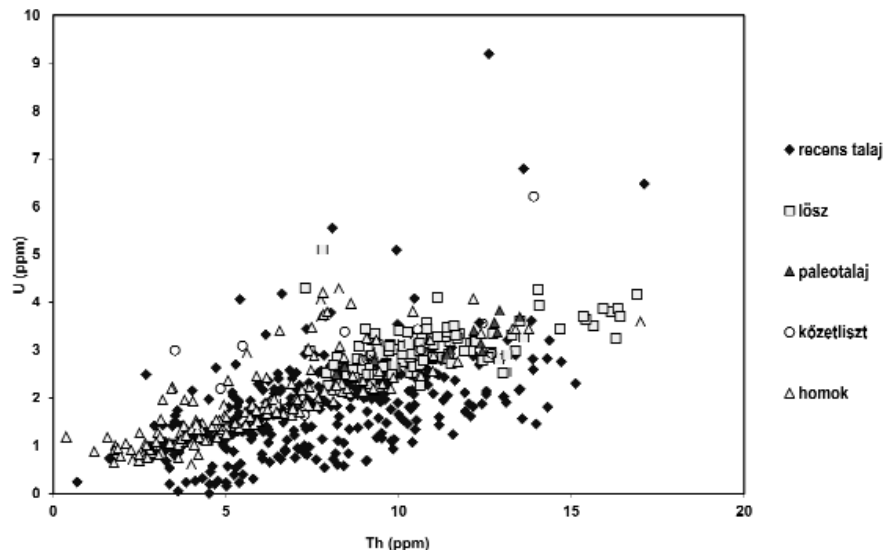
A vizsgált különböző hazai negyedidőszaki képződmények urán, tórium és kálium tartalmának átlag, valamint minimum és maximum értékeit az 1. táblázat mutatja be. Ennek alapján a paleotalajok és löszök rendelkeznek a legnagyobb átlagos U- és Th-tartalommal, és a K tartalmuk is jelentős (U: 3,1 és 3,0 ppm, Th: 11,2 és 10,8 ppm, K 1,3 és 1,2%). Ezeket követik a kőzetlisztek, a recens talajok és a homokok (az utóbbiakban U: 1,8 ppm, Th: 5,9 ppm, K 0,7%). Más üledékes, valamint magmás és metamorf kőzetek irodalmi adatai alapján megállapítható, hogy az alkáli (földpátpótlós) kőzetekben a legmagasabb a radioaktív elemek részaránya. A savanyú magmatitokban, a metamorfitokban és a karbonátok kivételével az üledékes kőzetekben is jelentős a mennyiségük, míg az ultrabázisos kőzetekben a legalacsonyabb (3. ábra).



3. ábra. A vizsgált hazai negyedidőszaki képződmények, valamint különböző kőzetek és talajok U-, Th- és K-tartalma (*LENKEY & SURÁNYI 2006, **KILLEEN 1979 és DICKINSON & SCOTT 1997 adatai alapján)

A vonalakon a négyzet az átlagértéket jelöli

Figure 3. U, Th and K content of the evaluated Quaternary sediments, soils and different rocks from Hungary (*data from LENKEY & SURÁNYI 2006, **data from KILLEEN 1979 and DICKINSON & SCOTT 1997) Squares on the lines indicate the average values



4. ábra. A minták elhelyezkedése Th-U diagramban
 Figure 4. The studied samples in Th-U diagram

A kiértékelt hazai mintákban ez a három radioaktív elem pozitív korrelációban van egymással. A legerősebb korreláció a Th- és az U-koncentráció között mutatható ki, amit a minták elhelyezkedése is tükröz a Th-U diagramban (4. ábra).

Löszök és paleotalajok radioaktív- és tartalmának jellemzői

A hazai löszszelvények 5. ábrán bemutatásra kerülő radioaktív- és tartalom adatai FRECHEN et al. (1997), NOVOTHNY et al. (2002, 2009, 2010), SCHATZ et al. (2012) és THIEL et al. (2014) publikációiból származnak. Ezek alapján megállapítható, hogy az egyes löszszelvényekből vizsgált néhány paleotalajban magasabb a radioaktív- és tartalom koncentráció, mint az alattuk és fölöttük települt löszökben (1. táblázat és 5. ábra: Albertirsa, Süttő, Tokaj). A löszszelvények legfelső részén gyakran kicsi a Th és az U részaránya, amely lefelé növekszik, és a paleotalajok közbe-településével változóvá válik. A Paks I. szelvényben a „Fiatal Löss” és a „Mende Bázis” paleotalaj-komplexum (MB) alatt elhelyezkedő „Idős Löss” sugárzóanyag-tartalma között nem mutatkozik lényeges eltérés, csak kissé nagyobb az átlagos Th- és K-tartalom az idősebb löszben (A „Fiatal Löss”-ben U: 3,0 ppm, Th: 10,7 ppm, K: 1,3%, az „Idős Lössben” U: 2,8 ppm, Th: 11,8 ppm, K: 1,4%). Az albertirsai szelvényben kisebb radioaktív- és tartalom-dúsulás a humuszos szint (h) esetében is megfigyelhető. A süttöi szelvényben két különböző talajtípus adatai is összehasonlíthatók. Eszerint 16,3 m mélyen a vörösesbarna színű paleoerdőtalajból vizsgált minta kisebb U-, Th- és K-tartalommal rendelkezik, mint a feljebb található csernozjom jellegű paleotalaj.

A különböző területekről vizsgált löszminták közül a legnagyobb, átlagosan 14,4–15,5 ppm Th-tartalommal a Dél-Dunántúli löszei rendelkeznek (1. táblázat: Bátaapáti, Üveghuta, Mórággy), amihez jelentős, 3,2–3,7 ppm U-

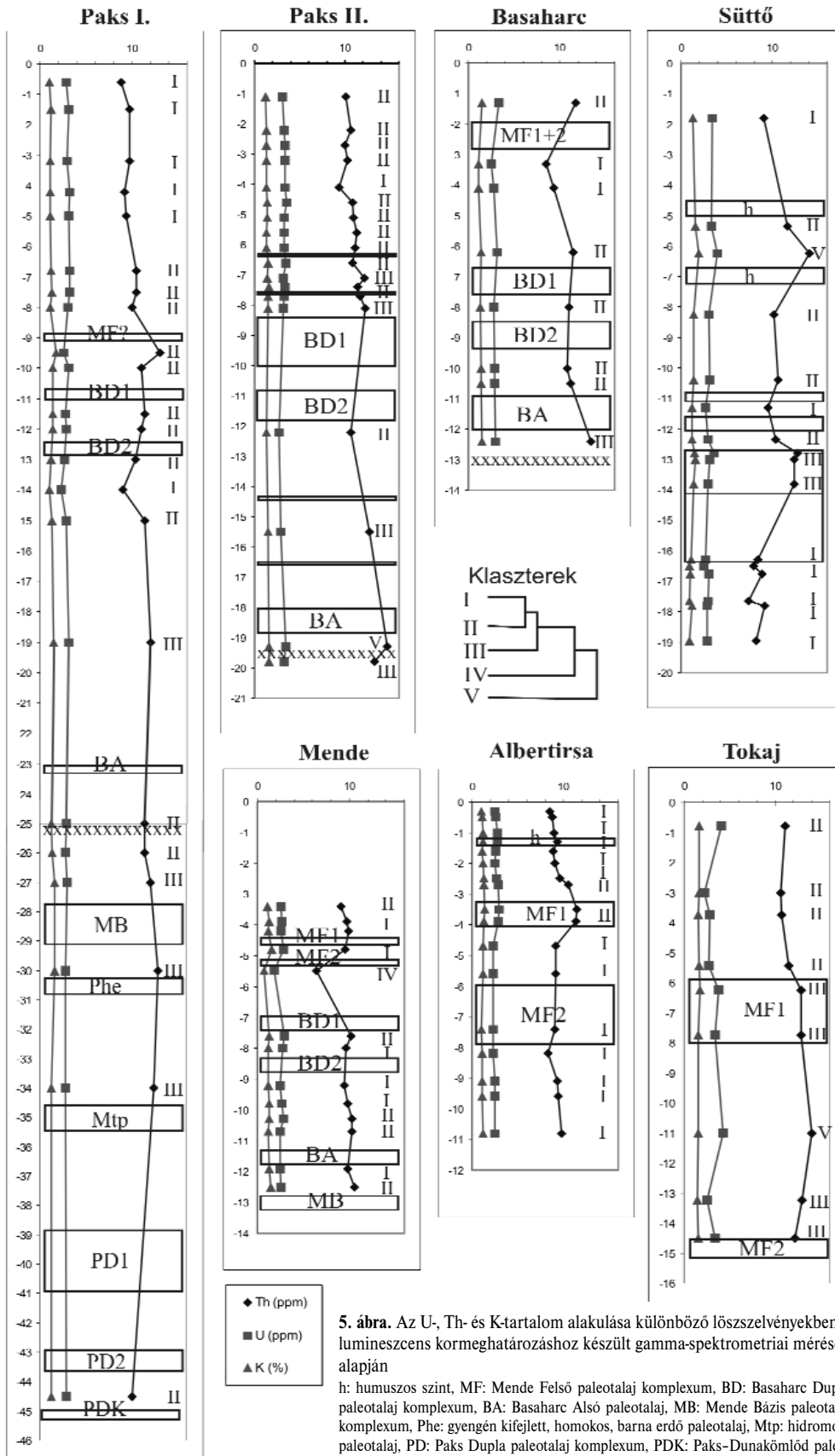
koncentráció is társul. Kis U- és Th-értékek az albertirsai, a csákerényi és mendei szelvényekben, kis K-tartalom a Dél-Dunántúlon és a Vértes déli eltörében jelentkezett.

Az 1. táblázatból az is kitűnik, hogy a löszökben és paleotalajokban lényegesen nagyobb a radioaktív elemek részaránya, mint a velük egyidős folyóvízi és szélfújta homokokban, és kissé nagyobb az egyéb kőzetlisztekhez képest is. A hazai neogén vulkanitokkal összehasonlítva (3. ábra) a vizsgált löszök és paleotalajok kisebb K-tartalommal rendelkeznek, U- és Th-koncentrációjuk pedig nagyobb mint a bázisos és neutrális vulkáni kőzeteké, viszont jóval kisebb mint a savanyú vulkanitoké.

A különböző löszszelvények lumineszcens kormeghatározásra begyűjtött mintáinak U-, Th- és K-koncentráció adatai alapján készült klaszteranalízis szerint az egyes csoportokba igen eltérő korú minták kerültek (5. ábra).

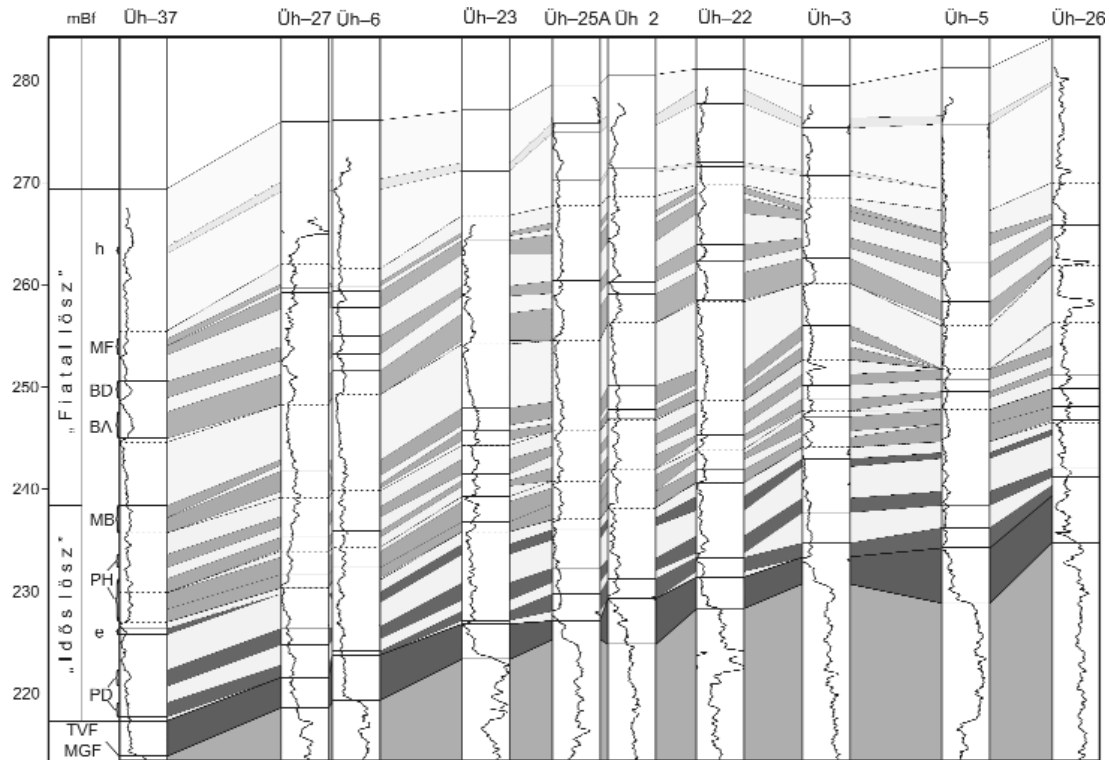
A Mórággyi-rögöt fedő, több mint 50 m vastag löszösszleten mélyült üveghutai fúrások természetes gamma szelvényein (MARSÍ et al. 2004, 6. ábra) látható, hogy a „Fiatal Löss”-ben települt „Mende Felső”, „Basaharc Dupla” és „Basaharc Alsó” paleotalajok jól elkülönülnek a löszrétegektől, különösen a közvetlenül alattuk található, kisebb radioaktivitással rendelkező löszöktől, és az egyre idősebb paleotalajok általában egyre nagyobb gamma-sugárzást bocsátanak ki. Lejjebb, az „Idős Löss” összletben a paleotalajok és a löszök között kisebb a különbség, és az egyes paleotalaj rétegek radioaktivitása is hasonló egymáshoz. Az üveghutai löszösszlet legidősebb (a „Paks Dupla” paleotalaj komplexet magába foglaló) szakaszán a kisebb változásoktól eltekintve lefelé fokozatosan növekszik a gamma-sugárzás.

A lösz és paleotalaj minták K-Th diagramban elfoglalt helyzete, azaz Th/K aránya alapján főként a montmorillonit és részben a kaolinit mezőben helyezkednek el, de közülük néhány a Th-tartalmú nehézasványok és a kevert szerkezetű agyagásványok területére esik (7. ábra). Hozzájuk hasonlóan a különböző felső-pleisztocén–holocén homokok és



5. ábra. Az U-, Th- és K-tartalom alakulása különböző löszszelvényekben a lumineszcens kormeghatározáshoz készült gamma-spektrometriai mérések alapján
 h: humuszos szint, MF: Mende Felső paleotalaj komplexum, BD: Basaharc Dupla paleotalaj komplexum, BA: Basaharc Alsó paleotalaj, MB: Mende Bázis paleotalaj komplexum, Phe: gyengén kifejtett, homokos, barna erdő paleotalaj, Mtp: hidromorf paleotalaj, PD: Paks Dupla paleotalaj komplexum, PDK: Paks-Dunakömlőd paleotalaj, xxx: Bag Tefra, I-V: fő csoportok a klaszteranalízis eredménye alapján

Figure 5. U, Th and K content of different loess sections based on the gamma spectrometry measurements for luminescence dating.
 h: humic horizon, MF: Mende Upper palaeosol complex, BD: Basaharc Double palaeosol complex, BA: Basaharc Lower palaeosol, MB: Mende Base palaeosol complex, Phe: weakly developed sandy brown forest palaeosol, Mtp: hydromorphous palaeosol, PD: Paks Double palaeosol complex, PDK: Paks-Dunakömlőd palaeosol, xxx: Bag Tefra, I-V: main clusters according to the results of cluster analysis

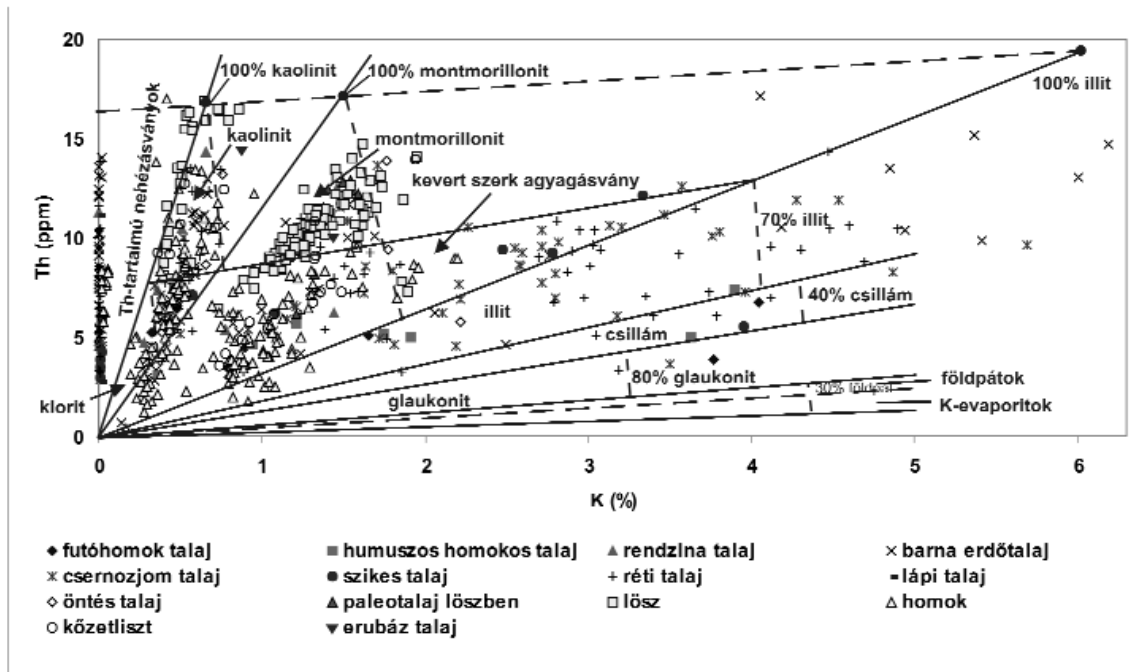


6. ábra. Természetes gamma szelvények az üveghuta fúrásokban MARSJI et al. (2004) nyomán

h: humusos szint, MF: Mende Felső paleotalaj komplexum, BD: Basaharc Dupla paleotalaj komplexum, BA: Basaharc Alsó paleotalaj, MB: Mende Bázis paleotalaj komplexum, PH: Paksi Homokos paleotalaj, e: embrionális paleotalaj, PD: Paks Dupla paleotalaj komplexum, TVF: Tengelici Vörösgyag Formáció, MGF: Móranyi Gránit Formáció

Figure 6. Natural gamma logs of Üveghuta boreholes after MARSJI et al. (2004)

h: humic horizon, MF: Mende Upper paleosol complex, BD: Basaharc Double paleosol complex, BA: Basaharc Lower paleosol, MB: Mende Base paleosol complex, PH: Paks Sandy paleosol, e: embryonic paleosol, PD: Paks Double paleosol complex, TVF: Tengelic Red Clay Formation, MGF: Móranyi Granite Formation



7. ábra. A minták elhelyezkedése K-Th diagramban (SCHLUMBERGER 1988 nyomán)

Figure 7. Samples in K-Th diagram (after SCHLUMBERGER 1988)

kőzetlisztek egy része is az előbbi mezőkön helyezkedik, viszont az illitre, a kloritra és a csillámokra jellemző Th/K aránnyal rendelkezők is vannak közöttük. A 7. ábra szerint a löszök és paleotalajok két elkülönülő csoportot alkotnak. Az egyik csoportba a nagyobb Th/K aránnyal jellemezhető löszök tartoznak (Dél-Dunántúl, Vértes déli előtere). A kisebb Th/K hányadossal rendelkező csoportba található a többi löszminta, melyek között kissé elkülönülten jelentkezik a legkisebb Th/K aránnyal két tápiósülyi minta. A diagramban a két lösz- és paleotalaj csoport szomszédságában valamivel kisebb Th- és K-tartalommal a homokok és a kőzetlisztek is két csoportosulást képeznek. Ezekon kívül a szinte K-mentes homokok egy harmadik csoportot is alkotnak a Th-tengely közelében.

elem koncentrációjának alakulása a talajképző kőzetek szerint a 3. ábrán látható. Eszerint az átlagértékeket tekintve a homokokon kialakult talajok rendelkeznek a legkisebb U- és Th-értékekkel. Ezekhez képest a finomabb szemcseméretű aleuritokon, löszökön és agyagokon képződött talajok átlagos U- és Th-tartalma, valamint a löszök esetében a K-tartalom is nagyobb. A vulkanitokon létrejött talajokban tapasztalható a legnagyobb átlagos U- és Th-koncentráció (U: 3,6 ppm, Th: 15,2 ppm). A hazai recens talajok és a világ más részéről vizsgált talajok nagyon jó egyezést mutatnak mindhárom radioaktív elem átlagértékei esetében (3. ábra).

A vizsgált hazai recens talajok több mint negyedét (28,6%-át) barna erdőtalajok alkotják, amelyek közül az agyagbemosódásos barna erdőtalajok és a barnaföldek a

II. táblázat. A különböző tájegységekről vizsgált recens talajok U-, Th- és K-tartalma

Table II. U, Th and K content of recent soils from different areas

Tájegység	Minták száma (db)	U (ppm)			Th (ppm)			K (%)		
		átlag	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag	min.	max.
Kisalföld	23	1,78	0,23	2,91	7,86	3,25	13,58	0,61	0,00	1,63
Dunántúli-középhegység	39	1,87	0,24	5,55	6,23	0,70	11,30	0,53	0,00	2,85
Dunántúli-dombság	47	1,35	0,00	6,79	9,43	4,47	30,78	1,62	0,00	5,41
Dél-Dunántúl	17	1,93	0,19	6,47	10,84	4,54	17,11	3,59	0,00	6,19
Északi-középhegység	56	2,21	0,88	5,15	9,11	3,13	21,22	0,70	0,01	1,77
Észak-Alföld	30	1,91	0,71	3,32	6,68	1,69	13,49	0,72	0,01	1,84
Duna-Tisza köze	42	1,30	0,00	5,09	5,91	1,63	12,16	2,43	0,30	5,69
Tiszántúl	89	1,90	0,30	9,19	7,37	2,84	12,62	1,27	0,01	3,65

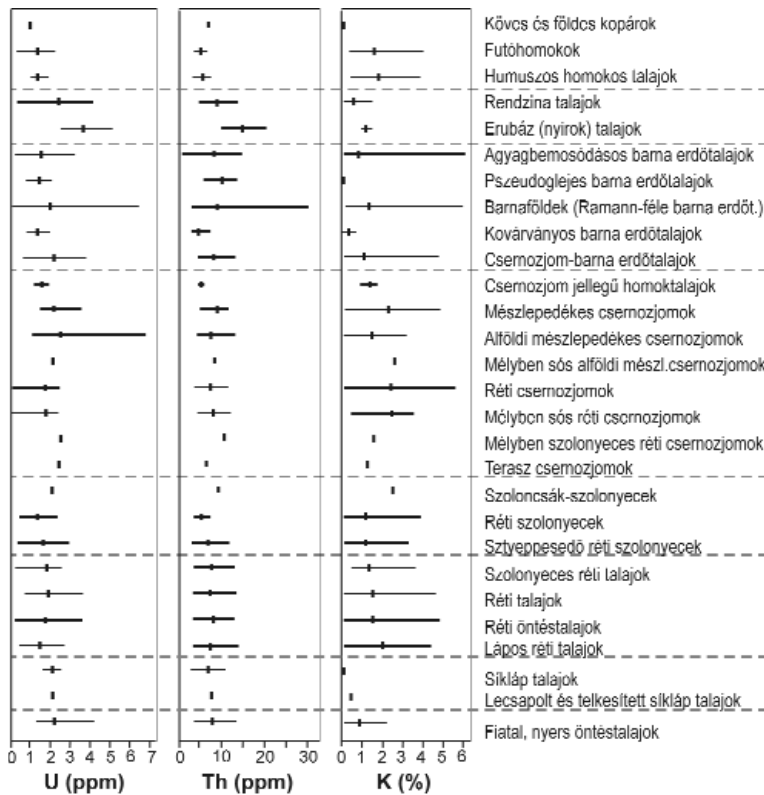
Recens talajok radioaktív-tartalmának jellemzői

Az Országos Radiometriai Alaphálózat keretében vizsgált talajminták területi eloszlása egyenletes (2. ábra), tájegységek szerinti megoszlásukat, valamint U-, Th- és K-tartalmuk átlag, minimum és maximum értékeit a II. táblázat tartalmazza. A táblázatból kitűnik, hogy a recens talajok a Dél-Dunántúl és az Északi-középhegységben rendelkeznek a legnagyobb U- és Th-tartalommal, és a Dél-Dunántúlon a K-koncentrációjuk is kiemelkedő. A legkisebb U- és Th-átlagértékek a Duna-Tisza között jelentkezők, amihez azonban jelentős K-tartalom társul. Az utóbbi elem a Dunántúli-dombság és a Tiszántúl területén közepesen gyakori.

A vizsgált talajok elsősorban pleisztocén és holocén üledékes képződményeken alakultak ki, de idősebb talajképző kőzettel rendelkezők is akadnak, főként az Északi- és a Dunántúli-középhegységben. A negyedidőszaki talajképző képződmények között a folyóvízi és eolikus üledékek a leggyakoribbak, a deluviális és proluviális üledékek alárendelték. Az idősebb talajképző kőzetek zömét pannóniai, ill. miocén törmelékes üledékes kőzetek alkotják, valamint néhány devon és triász karbonáton, és miocén vulkaniton kialakult talajminta is van. A vizsgált recens talajok radioaktív

leggyakoribbak (III. táblázat). A Tiszántúlon azonban, ezen a főcsoporton belül csak kovárányos barna erdőtalaj mintái kerültek begyűjtésre. A talajminták 25,7%-a a réti talajok csoportjába tartozik, azon belül a réti öntéstalajok a leggyakoribbak. Az Alföldön a szolonyeces réti, a Dunántúlon a lápos réti talajminták is jellemzők. A minták 15,7%-a csernozjom talajból származik, melynek több altípusa is előfordul. Lényegesen kevesebb minta került begyűjtésre fiatal, nyers öntéstalajokból (4,4%), váztalajokból (5,0%, azon belül elsősorban futóhomokból és humuszos homokos talajból), szikes talajokból (3,5%), kőzetthasú talajokból (2,5%, azon belül mészköveken és dolomitokon kialakult rendzina talajokból, valamint vulkanitokon kialakult erubáz talajokból), végül pedig láptalajokból (1,2%). A fennmaradó talajminták besorolása bizonytalan.

A különböző talajtípusok közül a vulkanitokon képződött erubáz, ill. nyirok talajok rendelkeznek a legnagyobb, a hazai neogén savanyú vulkáni kőzetek értékeihez hasonló átlagos U- és Th-tartalommal (8. ábra). Ezek után egyes csernozjom és barna erdőtalajok, valamint a rendzina talajok, és egy tiszántúli szikes (szolonszák-szolonyec) talaj következnek. A csernozjomok közül kerülnek ki a legnagyobb átlagos K-koncentrációval rendelkező altípusok.



8. ábra. Az U-, Th- és K-tartalom alakulása a különböző recens talajokban

Figure 8. U, Th and K content of different recent soils

A kiértékelt recens talajok K–Th diagramban ábrázolva igen szórta helyezkednek el. A barna erdőtalajok főként a montmorillonit, a kaolinit és a Th-tartalmú nehézasványok, valamint az illit mezőjében találhatóak (7. ábra). A csernozjom

talajok viszont a kevert szerkezetű agyagásványok és az illit területén gyakoribbak. A klorit, a csillám és a glaukonit mezőbe is esik néhány recens talaj.

A recens talajok kémhatását, ill. mészállapotát és radioaktívem-tartalmát összehasonlítva kitűnik, hogy a gyengén savanyú talajok rendelkeznek a legnagyobb U- és Th-átlagértékkel (U: 1,9 ppm, Th: 8,2 ppm, IV. táblázat). Ezeknél kisebbek az erősen savanyú talajok, majd a felszíntől karbonátos talajok értékei, végül a szikeseké a legkisebb. A K-tartalom a felszíntől karbonátos szikesekben, ill. a felszíntől karbonátos talajokban a legnagyobb (2,5 és 2,0%), a savanyú talajokban és a nem felszíntől karbonátos szikesekben pedig lényegesen kisebb. A savanyú talajok közül az erősen savanyú talajokban kisebb a K-koncentráció, mint a gyengén savanyúakban.

A vizsgált talajok szervesanyag-készlet és sugárzóanyag-tartalom adatainak összevetése (V. táblázat) mutatja, hogy az U-koncentráció átlagértéke fokozatosan növekszik 1,5 ppm-ről 2,1 ppm-re a szervesanyag-tartalom növekedésével egészen addig, míg el nem éri a 400 tonna/hektár fölötti értéket. A szervesanyag-készlet emelkedésével a Th- és a K-tartalom esetében is van növekedés, de nem olyan egyenletes. Összességében a 300–400 tonna/hektár szervesanyag-tartalommal rendelkező talajok átlagosan U-, Th- és K-koncentrációja a legnagyobb.

A löszszelvényekben települt paleotalajok és a löszökön

IV. táblázat. A különböző kémhatású és mészállapotú hazai recens talajok U-, Th- és K-koncentráció adatai

Table IV. U, Th and K content of recent soils from Hungary with different pH and lime status

Kémhatás és mészállapot	Minták száma (db)	U (ppm)			Th (ppm)			K (%)		
		átlag	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag	min.	max.
Erősen savanyú talajok	37	1,76	0,23	4,17	8,07	3,20	14,37	0,71	<0,01	3,07
Gyengén savanyú talajok	141	1,89	<0,01	9,19	8,22	0,70	30,78	0,93	<0,01	6,19
Felszíntől karbonátos talajok	122	1,67	<0,01	6,79	7,35	1,63	14,32	2,01	<0,01	5,69
Nem felszíntől karbonátos szikes talajok	10	1,52	0,30	2,93	6,20	2,99	12,15	0,72	0,01	3,33
Felszíntől karbonátos szikes talajok	3	1,37	0,39	2,03	7,03	5,50	9,38	2,50	0,08	3,95

V. táblázat. A különböző szervesanyag-tartalmú hazai recens talajok U-, Th- és K-koncentráció adatai

Table V. U, Th and K content of recent soils from Hungary with different organic matter stocks

Szervesanyag-készlet (tonna/hektár)	Minták száma (db)	U (ppm)			Th (ppm)			K (%)		
		átlag	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag	min.	max.
<50	11	1,50	0,23	4,17	5,44	3,48	7,10	1,32	<0,01	4,05
50–100	62	1,52	<0,01	3,32	7,58	2,77	30,78	0,79	<0,01	6,19
100–200	94	1,78	0,15	6,47	8,14	0,70	17,11	1,23	<0,01	6,00
200–300	70	1,84	<0,01	4,08	7,72	1,69	14,30	1,56	<0,01	5,69
300–400	52	2,06	1,03	6,79	8,35	3,20	13,85	1,63	<0,01	4,87
>400	16	1,52	0,39	2,73	7,35	2,69	14,32	1,62	<0,01	4,47

képződött recens talajok U-, Th- és K-tartalom értékeinek klaszter-analízis segítségével történt kiértékelése szerint a löszök paleotalajai elsősorban egymással mutatnak szorosabb rokonságot, valamint egy dunaújvárosi mészlepedékes csernozjom és egy gádorosai mélyben sós alföldi mészlepedékes csernozjom recens talajhoz is igen hasonlóak. Ugyanakkor a recens barna erdőtalajoktól sem különülnek el teljesen, míg a réti talajoktól jobban eltérnek a radioaktív-tartalmukat tekintve.

Diszkusszió

A különböző hazai negyedidőszaki képződmények urán-, tórium- és káliumtartalmának alakulása (1. táblázat, 3. ábra) szerint az átlagértékeket tekintve kitűnik, hogy a finomabb szemcseméretű üledékek (löszök, ill. kőzetlisztek) nagyobb sugárzóanyag-koncentrációval rendelkeznek, mint a durvábbak (homokok). Ezt elsősorban a finomszemű üledékek nagyobb agyagásvány-tartalma okozhatja. Ez a tendencia összhangban van a mélyfúrás-geofizikai természet gamma szelvényeknél tapasztaltakkal, ami miatt a GR-szelvények alkalmasak az agyagtartalom meghatározására, valamint az agyag- és homokrétegek elkülönítésére is. A finomszemű üledékek nagyobb sugárzóanyag-koncentrációjához esetleg azok nagyobb szervesanyag-tartalma is hozzájárulhat, mivel a szerves anyagokon az agyagásványokhoz hasonlóan kationok adszorbeálódhatnak.

A különböző löszszelvényekből vizsgált néhány paleotalaj-minta radioaktív-tartalma, és az üveghutai fúrások természetes gamma görbéi egyaránt jelzik, hogy egy-egy lösz-paleotalaj ciklusban a paleotalajokban magasabb a radioaktív-tartalom-koncentráció mint a löszökben. Ez a talajosodási folyamatokkal függhet össze, melyek során az agyagásványok és Fe-oxidok-hidroxidok képződése, valamint a szerves anyagok bekerülése növeli a radioaktív elemek mennyiségét elsősorban adszorpció révén. A paksi és az üveghutai löszszelvények alapján (5–6. ábra) a „Fiatal” és az „Idős Lösz” sugárzóanyag-tartalma között nincs lényeges eltérés, ami arra utal, hogy a löszök forrásközetei és képződési viszonyai mindvégig hasonlóak voltak. A „Fiatal” és „Idős Lösz” hasonló forrásközeteiből való származását a hazai löszök nehézasványos összetételének alakulása is alátámasztja egyes szelvényekben (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2014).

A különböző területekről vizsgált löszminták eltérő radioaktív elem tartalma a helyi sajátosságokat is tükrözi, ami jelzi, hogy a löszök nemcsak nagy távolságból érkezett poranyagból állnak, hanem közelebről, a helyi kőzetekből származó anyagot is tartalmaznak, ahogy azt a nehézasvány spektrumuk is bizonyítja (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2014). Így például a Dél-Dunántúlon (Bátaapáti, Üveghuta, Mórógyi) a löszök nagy Th- és U-tartalma a közeli gránitokból, vagy az azokból képződött üledékanyagból származtatható ásványok (cirkon, monacit, xenotim) jelenlétével, ill. nagyobb gyakoriságával függhet össze. Ugyanakkor a Dél-Dunántúlon és a Vértesi déli előterében, a Mórógyi rög, ill. a Velencei-hegység gránitjainak környezetében a löszökben jelentkező kisebb K-

tartalom a mállási folyamatok következménye lehet, mivel a mállás során a K már igen korán kioldódik a kis ellenálló képességű földpátokból és csillámokból, viszont a tórium és részben az urán is az ellenállóbb nehézasványokban marad, ami nagyobb Th/K hányadost eredményez. A kisebb Th/K arányú löszök csoportja esetében a kevesebb Th-tartalmú ásvánnyal rendelkező forrásközetek és a folyók árteréről kifújott kevésbé mállott, kevert anyag lehet meghatározó.

A lumineszcens kormeghatározásra begyűjtött lösz- és paleotalaj-minták radioaktív-tartalom-koncentráció adatai alapján készült klaszteranalízissel nem sikerült elkülöníteni az eltérő korú rétegeket, vagyis ezek a szórványos adatok nem használhatók korrelációra. Ugyanakkor a fúrások természetes gamma szelvényei jól alkalmazhatók korrelációs célokra, mivel a szomszédos fúrások különböző lösz-paleotalaj szintjeiben hasonló a görbék lefutása, amint az a Mórógyi-rögöt fedő löszösszetbe mélyült üveghutai fúrások esetében is tapasztalható (6. ábra). Itt a paleotalajok legjobban a mészkonkréciós löszöktől különíthetők el, mivel a mészkonkréciós szinteknél lecsökken a radioaktív-tartalom, és így a természetes gamma görbén negatív anomália jelentkezik (MARSÍ et al. 2004). Az „Idős Löszben” a paleotalajok és löszrétegek között mutatkozó kisebb különbség, valamint a legelső, a „Paks Dupla” paleotalaj komplexet magába foglaló szakaszon a lefelé tapasztalt fokozatos gamma-sugárzás növekedés összefügghet azzal, hogy az idősebb löszök és paleotalajok kompaktabbak és diagenetikusan erősebben átalakultak a fiatalabbakhoz képest.

A süttői szelvényben a két különböző paleotalajtípus U-, Th- és K-koncentráció adatai összhangban vannak a recens talajok adataival, miszerint a barna erdőtalajok többnyire kisebb radioaktív-tartalommal rendelkeznek, mint a csernozjom talajok. Ennek oka a kétféle talajtípus képződésének különbségeiből adódhat, például a barna erdőtalajok esetében az erősebb kilúgzásból, amely a radioaktív elemek egy részét is kimoshatta a talajszintből.

A paleotalajok radioaktív-tartalmának alakulásában a betemetődésük utáni diagenetikus folyamatok is változást okozhattak. Részben ezzel magyarázható, hogy a klaszteranalízis eredménye szerint a löszszelvények paleotalajai elsősorban egymással mutatnak szorosabb rokonságot. Ugyanakkor az, hogy ezek a paleotalajok két recens mészlepedékes csernozjom talajmintához és a löszterületeken kialakult barna erdőtalajokhoz is némiképp hasonlóak, összhangban van azzal, hogy a vizsgált paleotalajokat csernozjom-szerű, ill. barna erdőtalajoknak írták le (HORVÁTH & BRADÁK 2014).

A recens talajok U-, Th- és K-tartalmának alakulása összefügg a terület közettani felépítésével. A Dél-Dunántúli és az Északi-középhegység talajaiban jelentkező magas radioaktív-tartalmat főként a magmás, ill. vulkáni kőzetekből, és az azok lepusztulásából képződött törmelékeny üledékes kőzetekből álló talajképző kőzetek okozhatják. A Dunántúli-domboságon, a Duna-Tisza közén és a Tiszántúlon a K nagyobb gyakorisága azonban összefügghet egyrészt a földművelés során alkalmazott kálium-tartalmú műtrágyázással (KÁDÁR 1999), másrészt a homokos szikes területek szoloncsák talajain jelentkező kálialétrom ásványkiválással.

A vulkanitokon kialakult erubáz (nyirok) talajok kiemelkedő, a hazai savanyú neogén vulkáni kőzetekhez hasonló U- és Th-tartalma a talajképző kőzetek meghatározó szerepét jelzik. A csernozjom talajok nagy radioaktív elem-koncentrációja valószínűleg finomszemű talajképző kőzeteknek (löss, aleurit) és nagy szervesanyag-tartalmuknak köszönhető. A szerves anyagok sugárzó izotópokat dúsító hatását a recens talajok rendelkezésre álló szervesanyag-készlet adatai is tükrözik (V. táblázat). A talajosodási folyamatokkal, elsősorban a mállással és kioldódással függ össze az, hogy az erősen savanyú talajok kisebb U- és Th-tartalommal rendelkeznek, mint a gyengén savanyúak (IV. táblázat). A vizsgált felszíntől karbonátos- és nem felszíntől karbonátos szikések kis U- és Th-koncentrációja a karbonátok kiválásának következménye lehet, mivel azokba nem épülnek be a vizsgált sugárzó elemek.

A minták K–Th diagramban elfoglalt helyzete alapján megállapított ásványi összetétel jellemzők közül a löszök és paleotalajok montmorillonit és kaolinit tartalmát a hazai löszszelvények röntgen és termikus vizsgálati eredményei is igazolják (pl. NEMECZ et al. 2000, VICZIÁN 2002, 2010, MARSÍ et al. 2004). E vizsgálatok szerint azonban a lösz-paleotalaj összetételekben földpátok, muszkovit, klorit, illit és szmektit is megjelenik, a kaolinit mennyisége pedig lényegesen alacsonyabb, mint ahogy azt a K–Th diagram alapján gondolnánk.

A recens talajminták K–Th diagram alapján megállapítható összetétele meglehetősen nagy eltérést mutat az anyagvizsgálati, elsősorban röntgen és termikus vizsgálati eredményektől (pl. STEFANOVITS & DOMBÓVÁRINÉ 1985, MTA TAKI 1998, SZENDREI 1998, STEFANOVITS et al 1999, VICZIÁN 2002), amelyek szerint hazai talajainkban az illit és a szmektit a legfőbb agyagásvány, míg a montmorillonit és a kaolinit csak egyes vulkanitokon kialakult nyirok talajokra jellemző. Ezzel szemben a K–Th diagramban a talajmintáknak csak egy része helyezkedik el az illit és kevert szerkezetű agyagásványok mezőjében, a többi viszont főként a montmorillonit és a kaolinit mezőbe esik. Ez az eltérés valószínűleg abból adódik, hogy a K–Th diagramot eredetileg a forráskőzetektől távoli medencék üledékeinek mélyfúrás-geofizikai spektrális természetes gamma-szelvényezés eredményeinek kiértékelésére dolgozták ki. Ezért a diagram is főként ezeknek a képződményeknek az ásványi összetételét tükrözi. A medenceperemi területeken eltérést okoz, hogy az agyagásványok mellett a még nagyobb részarányban jelenlévő káliföldpátok és csillámok is jelentősen befolyásolják a természetes gamma-sugárzást. A talajok esetében a szerves anyagok miatt fellépő dúsulási folyamatok is eltérést okoznak a nyíltvízi üledékekhez képest. További különbséget okozhat még például az is, hogy a szelvényezés során a mélyfúrásokban az üledékeket természetes környezetükben az aktuális nedvesség-, ill. fluidumtartalom mellett és fúróiszap jelenlétében mérik, míg az általunk kiértékelt laboratóriumi gamma-spektrometriai méréseket a szelvényekből kiemelt és kiszáradt mintákon végezték. Így az utóbbiak esetében a víz radioaktív sugárzást gyengítő hatása sem érvényesült.

Következtetések

A lumineszcens kormeghatározáshoz készült és az Országos Radiometriai Alaphálózat keretében a recens talajokon végzett gamma-spektrometriai mérések eredményei alapján megállapítható, hogy a finomabb szemcseméretű üledékek (löszök, ill. kőzetlisztek) nagyobb radioaktív U-, Th- és K-koncentrációval rendelkeznek az átlagértékeket tekintve, mint a durvább szemcseméretűek (homokok). Ez a már ismert tendencia elsősorban a finomszemű üledékek nagyobb agyagásvány-tartalmával függhet össze. A löszszelvények paleotalajaiban nagyobb radioaktív elem-koncentráció jelentkezik, mint a löszökben, amit a talajosodási folyamatok eredményezhettek, különösen az agyagásványok és a vas-oxid-hidroxidok keletkezése, valamint a szerves anyagok bekerülése révén, mivel ezek egyaránt adszorbeálják a vizsgált radioaktív elemeket. Ez a tendencia az üveghutai lösz-paleotalaj összetételben mélyült fúrások természetes gamma-szelvényein is megfigyelhető.

A különböző területekről vizsgált löszökben és recens talajokban a radioaktív elemek koncentrációja tükrözi a helyi kőzetek sajátosságait, ill. a talajképző kőzeteket. Így a Dél-Dunántúlon és az Északi-középhegységben a talajok magas radioaktív elem-tartalma elsősorban a talajképző kőzetek miatt alakulhatott ki, melyeket nagyobb radioaktivitású magmás, ill. vulkáni kőzetek, vagy az azok lepusztulásából képződött törmelékes üledékes kőzetek alkotnak. Ezzel szemben a Dunántúli-dombságon, a Duna-Tisza közén és a Tiszántúlon a K nagyobb gyakorisága a földművelés alá vont területeken a káliumtartalmú műtrágyázással függhet össze. A homokos szikes területek szoloncsák talajainak nagy K-tartalma pedig a kálsalétrom ásványkiválással lehet kapcsolatban.

Az egyes talajtípusok jellemző U-, Th- és K-tartalmának alakulásában az eltérő talajosodási folyamatok, és a paleotalajok esetében a betemetődés utáni diagenetikus folyamatok is fontos szerepet játszhattak. A recens talajok szervesanyag-készlet adatai alapján a szerves anyagok sugárzó izotópokat dúsító hatása is kimutatható volt. A minták K–Th diagramban elfoglalt helyzete nem tükrözte megfelelően az ásványi összetételük fő jellemzőit, ezért ez a diagram csak korlátozottan alkalmazható ezen képződményegyüttes esetében.

A lumineszcens kormeghatározáshoz készült szórványos radiometriai adatok nem bizonyultak megfelelőnek a löszszelvények korrelációjára, a fúrások természetes gamma szelvényei viszont jól alkalmazhatók a korrelációra, mivel a szomszédos fúrások egyidős lösz és paleotalaj szintjeiben a GR-görbék lefutása nagyon hasonló.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA (K 75801) támogatta. A mintavételi helyek digitális térképen való megjelenítéséért Dr. CSILLAG Gábornak, az agyagásványokkal kapcsolatos kérdések megvitatásáért Dr. VICZIÁN Istvánnak, a tokaji löszszelvényből mért adatokért Ann-Kathrin SCHATZNAK tartozunk

köszönettel. Külön köszönjük lektorainknak Dr. ZILAHI-SEBESS Lászlónak az észrevételeit, értékes tanácsait, és Dr. LENKEY Lászlónak a helyesbítéseit és a hazai neogén vulkánitokon végzett gamma-spektrometriai mérési eredményeinek rendelkezésünkre bocsátását.

Irodalom—References

- AITKEN, M. J. 1998: *An Introduction to Optical Dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. — Oxford University Press, 280 p.
- CHOPIN, G. R. 1988: Humics and radionuclide migration. — *Radiochimica Acta* **44/45**, 23–28.
- CSEKÉSZ-NAGY, Á., THAMÓ-BOZSÓ, E., TÓTH, T. & SZTANÓ, O. 2012: Reconstruction of a Pleistocene meandering river in East Hungary by VHR seismic images, and its climatic implications. — *Geomorphology* **153–154**, 205–218.
- DAVIS, J. C. 1986: *Statistics and Data Analysis in Geology*. — New York, Wiley, 646 p.
- DICKINSON, B. L. & SCOTT, K. M. 1997: Interpretation of aerial gamma ray surveys: adding the geochemical factors. — *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* **17/2**, 187–200.
- FÁBIÁN, SZ., KOVÁCS, J., VARGA, G., SIPOS, GY., HORVÁTH, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E. & TÓTH, G. 2014: Distribution of relict permafrost features in Central Europe, Hungary. — *Boreas* **43**, 722–732.
- FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, GY. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. — *Quaternary Research* **48**, 291–312.
- GÁBRIS GY., KROLOPP E. & UJHÁZY K. 2011: Késő-pleisztocén (késő-glaciális) – holocén környezetváltozás Duna-menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján. — *Földtani Közlemény* **141/1**, 57–72.
- HORVÁTH, E. & BRADÁK, B. 2014: Sárga föld, lész, lösz: Short historical overview of loess research and lithostratigraphy in Hungary. — *Quaternary International* **319**, 1–10.
- IAEA 2003: Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. — IAEATECDOC-1363, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, 173 p.
- KÁDÁR I. 1999: *Kálium és jelentősége Magyarországon*. — IPI-MTA TAKI, Budapest, 32 p.
- KILLEEN, P. G. 1979: Gamma ray spectrometric methods in uranium exploration — Application and interpretation. — In: HOOD, P. J. (ed.): *Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores*. — *Geological Survey of Canada Economic Geology Report* **31**, 163–230.
- KISS, T., & SIPOS, GY. 2007: Antropogén reaktiváció az eolikus folyamatok a déli Nyírség alluvial fanján, Magyarország. — *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* **30**, 197–202.
- KISS, T., SIPOS, GY., MAUZ, B. & MEZŐSI, G. 2012a: Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. — *Quaternary Research* **78**, 492–501.
- KISS, T., HERNESZ, P. & SIPOS, GY. 2012b: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. — *Environmental Geography* **5/1–2**, 1–10.
- KISS, T., SÜMEGHY, B. & SIPOS, GY. 2014: Late Quaternary paleodrainage reconstruction of the Maros River alluvial fan. — *Geomorphology* **204**, 49–60.
- LANGMUIR, D. & HERMAN, J.S. 1980: The Mobility of thorium in natural waters at low temperatures. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1753–1766.
- LENKEY L. & SURÁNYI G. 2006: A magyarországi neogén vulkáni kőzetek hőtermelésének vizsgálata. — *Magyar Geofizika* **47/4**, 128–132.
- LIDE, D. R. (ed.) 2008: *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. — CRC Press, Taylor & Francis Group, 2640 p.
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E. & ZILAHI-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the northeastern Mórág Block. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003. évről*, 343–359.
- MTA TAKI 1998a: A talaj fizikai félesége 1:100 000. Agrotopo térkép. — <http://mta-taki.hu/hu/keptar/agrotopo>
- MTA TAKI 1998b: A talajok agyagásvány összetétele 1:100 000. Agrotopo térkép. — <http://mta-taki.hu/hu/keptar/agrotopo>
- MTA TAKI 2003a: A talaj kémhatása és mérszállapota 1:100 000. Agrotopo térkép. — <http://mta-taki.hu/hu/keptar/agrotopo>
- MTA TAKI 2003b: A talaj szervesanyag készlete 1:100 000. Agrotopo térkép. — <http://mta-taki.hu/hu/keptar/agrotopo>
- MTA TAKI 2005: A talajképző kőzet 1:100 000. Agrotopo térkép. — <http://mta-taki.hu/hu/keptar/agrotopo>
- MTA TAKI 2009: Magyarország genetikai talajtérképe 1:100 000. Agrotopo térkép. — <http://mta-taki.hu/hu/keptar/agrotopo>
- NÁDOR, A., THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian basin (Hungary). — *Sedimentary Geology* **202**, 174–192.
- NÁDOR, A., SINHA, A., MAGYARI, Á., TANDON, S. K., MEDZIHRADESKY, ZS., BABINSZKI, E., THAMÓ-BOZSÓ, E., UNGER, Z. & SINGH, A. 2011: Late Quaternary (Weichselian) alluvial history and neotectonic control on fluvial landscape development in the southern Körös plain, Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **299**, 1–14.
- NEMECZ, E., PÉCSI, M., HARTYÁNI, ZS. & HORVÁTH, T. 2000: The origin of the silt size quartz grains and minerals in loess. — *Quaternary International* **68–71**, 199–208.
- NOVOTHNY, Á., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary — improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. — *Quaternary International* **95–96**, 155–163.
- NOVOTHNY, Á., FRECHEN, M., HORVÁTH, E., BRADÁK, B., OCHES, E. A., MCCOY, W. & STEVENS, T. 2009: Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. — *Quaternary International* **198**, 62–76.

- NOVOTHNY, Á., FRECHEN, M. & HORVÁTH, E. 2010: Luminescence dating of sand movement periods from the Gödöllő Hills, Hungary. — *Geomorphology* **122/3–4**, 254–263.
- NYÁRI, D., KISS, T. & SIPOS, GY. 2007: Investigation of Holocene blown-sand movement based on archaeological findings and OSL dating, Danube–Tisza Interfluvium, Hungary. — *Journal of Maps Student Edition* **2007**, 46–57.
- NYERGES L. & MINDSZENTY A. 1979: Baukittelptani jellegzetességek vizsgálata mélyfúrási geofizikai mérésekkel, és ezek jelentősége az ipari bauxitkutatásban. — *Magyar Geofizika* **20/5**, 161–166.
- Ó. KOVÁCS, L. 1986: Cluster-analízis eljárások TPA/L számítógépen. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1985. évről*, 571–582.
- QUIREIN, J., GARDNER, J. S. & WATSON, J. T. 1982: Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers. — *Paper SPE* **11143**, 14 p.
- SCHATZ, A. K., BUYLAERT, J. P., MURRAY, A., STEVENS, T. & SCHOLTEN, T. 2012: Establishing a luminescence chronology for a palaeosol-loess profile at Tokaj (Hungary): A comparison of quartz OSL and polymineral IRSL signals. — *Quaternary Geochronology* **10**, 68–74.
- SCHLUMBERGER 1988: *Log interpretation charts*. — Schlumberger Ltd. New York, 150 p.
- STEFANOVITS P. & DOMBÓVÁRI L.-NÉ 1985: A talajok agyagásvány-társulásainak térképe. — *Agrokémia és Talajtan* **34**, 317–330.
- STEFANOVITS P., FILEP GY. & FÜLEKY GY. 1999: *Talajtan*. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 472 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: *Geokémia*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 680 p.
- SZENDREI G. 1988: *Talajtan*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 300 p.
- T. BIRÓ K., REGENYE J., PUSZTA S. & THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2010: Előzetes jelentés a Nagytevel-Tevel-hegyi kőbánya ásatásának eredményeiről. — *Archaeológiai Értesítő* **135**, 5–25.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á., NAGY, A., UNGER, Z. & KERCSMÁR, Zs. 2007a: OSL dating and heavy mineral analysis of Upper Quaternary sediments in the valleys of Ér- and Berettyó rivers. — *Geochronometria* **28**, 17–23.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MURRAY, A. S., NÁDOR, A., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007b: Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. — *Quaternary Geochronology* **2**, 168–173.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E., NÁDOR A. & MAGYARI Á. 2009: A lumineszcens kormeghatározás alkalmazása a történelmi idők környezeti eseményeinek datálására. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet. Az utóbbi 500 év környezeti eseményei történeti és természettudományi források tükrében*. Hantken Kiadó, Budapest, 399–407.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. M. & NAGY, A. 2010a: OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). — *Quaternary Geochronology* **5/2–3**, 120–124.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á., MUSITZ, B. & NAGY, A. 2010b: OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. — *Quaternary International* **222**, 209–220.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., Ó. KOVÁCS, L., MAGYARI, Á. & MARSI, I. 2014: Tracing the origin of loess in Hungary by the help of heavy mineral composition data. — *Quaternary International* **319**, 11–21.
- THIEL, C., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. 2014: Revisiting the loess/palaeosol sequence in Paks, Hungary: A post-IR IRSL based chronology for the ‘Young Loess Series’. — *Quaternary International* **319**, 88–89.
- UJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közlemény* **132/Különszám**, 175–184.
- UJHÁZY, K., GÁBRIS, GY. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111**, 91–100.
- VICZIÁN, I. 2002: Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45**, 265–286.
- VICZIÁN I. 2010: *Agyagásványok földtana, vázlatos jegyzet és ábragyűjtemény*. — *Kézirat*, Budapest, 124 p.
- WILFORD, J. R. 2008: Remote sensing with gamma-ray spectrometry. — In: MCKENZIE, N. J., GRUNDY, M. J., WEBSTER, R. & RINGROSE-VOASE, A. J. (eds): *Guidelines for surveying soil and land resources*. Australian Soil and Land Survey Handbook Series, CSIRO Publishing, 189–200.
- WILFORD, J. R., BIERWIRTH, P. N. & CRAIG, M. A. 1997: Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. — *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* **17**, 201–216.

Kézirat beérkezett: 2014. 03. 06.

Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 2.

SZAKÁLL, Sándor¹, FEHÉR, Béla², KRISTÁLY, Ferenc¹, ZAJZON, Norbert¹

¹Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc

²Department of Mineralogy, Herman Ottó Museum, Miskolc

Ásványtani mozaikok a Kárpát–Pannon régióból 2.

Összefoglalás

Tanulmányunkban további mozaikszerű információkat közlünk a Kárpát–Pannon régió új ásványtani eredményeiből. Az adatokat országok és lelőhelyek szerint csoportosítottuk. Az egyes „mozaikdarabokban” az ásványok pontos — döntően XRPD, SEM-EDX és EMPA általi — meghatározására, illetve a paragenézis tömör bemutatására koncentráltunk. A tanulmányunkban szereplő ásványok olykor első említések az egész régióból, vagy legalábbis az illető lelőhelyről.

Magyarországról a recski rézércesedés mélysíntjéről néhány Bi-szulfidot (bizmutin, galenobizmutit), a recens hidrotermás kiválásokból pedig réz-kloridokat (eriokalkit, atacamit) mutatunk be. A pátkai polimetallikus-fluoritós ércesedésből wulfenitet, míg egy bátonyterenyi széntelepből a benyomuló bazalttelérek hatására képződött phillipsit-Na-t ismertettünk.

Romániából másodlagos Bi-ásványokat (bizmutit, bizmutoferrit) dokumentáltunk műszeres vizsgálatokkal Vaskőről (Ocna de Fier). Brianyoungitot mutatunk ki a nagyági (Săcărâmb) bánya meddőhányójáról, illetve spertiniit a rézbányai (Băița [Bihar]) szkarnos polimetallikus ércesedésből. Rögzítettük a konyait előfordulását a Nagysármás (Șarmașu) melletti szikes kivirágzások között.

Szlovákiából amarantitot és butleritet azonosítottunk a szomolnoki (Smolník) ércesedésből, richelsdorfitot Iglóhutáról (Novoveská Huta). Végül egy sor járulékos szulfátásványt (hexahidrit, epsomit, thénardit, glauberit, konyait, eugsterit, blődít) mutatunk ki a gömörhorkai (Gemerská Hôrka) gipsz-anhidrit telepből.

Tárgyszavak: galenobizmutit, atacamit, eriokalkit, wulfenit, phillipsit-Na, bizmutoferrit, bizmutit, spertiniit, konyait, brianyoungit, amarantit, butlerit, richelsdorfit, blődít, hexahidrit, thénardit, epsomit, glauberit, eugsterit

Abstract

This paper focuses on the compilation of new, mosaic-like mineralogical data from the Carpathian–Pannonian region. The data are grouped into entries arranged by localities and countries. Individual entries are linked to the exact identification of a species (or some species). These are dominantly based on XRPD, EMPA and SEM-EDX data, and are completed by the description of its/their paragenesis. The details presented here contain either the first description of a species from the whole region or at least from the given locality.

1) Hungary. Two Bi-sulphide minerals (bismuthinite, galenobismutite) are reported here from the deep levels of the Recsk copper deposit, together with the description of two copper chloride species (eriochalcite, atacamite) deposited by recent hydrothermal fluids. Wulfenite from the polymetallic–fluorite-type mineralisation of Pátka (in the Velence Hills) is also presented. The last entry is phillipsite-Na from Bátonyterenye, where the mineral was formed by the effect of basalt veins penetrating the coal seams.

2) Romania. Secondary Bi-minerals (bismutite, bismutoferrite) are documented from Ocna de Fier (Vaskő), Banat. Brianyoungite is described from the waste material of the Săcărâmb (Nagyág) mine, and also spertiniite from the polymetallic mineralisation of Băița Bihar (Rézbánya). Konyaite was found in alkaline salt efflorescences near Șarmașu (Nagysármás).

3) Slovakia. Amarantite and butlerite from the pyrite-rich mineralisation of Smolník (Szomolnok), and richelsdorffite from the copper ore deposit Novoveská Huta (Iglóhuta), were identified. Numerous sulphate minerals (hexahydrate, epsomite, thénardite, glauberite, konyaite, eugsterite, blödite) are described from the gypsum-anhydrite deposit of Gemerská Hôrka (Gömörhorka).

Keywords: galenobismutite, atacamite, eriochalcite, wulfenite, phillipsite-Na, bismutoferrite, bismutite, spertiniite, konyaite, brianyoungite, amarantite, butlerite, richelsdorffite, blödite, hexahydrate, thénardite, epsomite, glauberite, eugsterite

Experimental methods

X-ray powder diffraction patterns were recorded on a Bruker D8 Advance diffractometer using $\text{CuK}\alpha$ radiation (40 kV and 40 mA). This also involved a 250 mm radius goniometer, with parallel-beam geometry obtained by Goebel-mirror optics, a 0.25° primary axial Soller with a 0.6-mm divergence slit, and a 0.12° detector side long-Soller. 1 to 5 mg samples were ground in agate mortar under acetone and loaded on Si single-crystal sample holders. All measurements were recorded in the $2\text{--}70^\circ$ (2θ) range with a 0.01° (2θ) / 2 sec scanning rate.

X-ray diffraction measurements were also performed with a 114.6-mm diameter Gandolfi camera. Analytical parameters: $\text{CuK}\alpha$ radiation, Ni filter, 40 kV accelerating voltage, 20–25 mA tube current, exposition time: 44 to 46 hours. Unit cell parameters were calculated with the Unit-Cell software (HOLLAND & REDFERN 1997). NIST SRM 640 silicon powder was used as the external standard for the correction of film shrinkage.

Scanning electron microscopy (SEM) studies, energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX), EDX mapping and electron microprobe measurements (EMPA), were done on a JEOL–JXA 8600 Superprobe unit equipped with four wavelength-dispersive spectrometers and an E2V Scientific Instruments EDX silicon drift detector (SDD). For the EDX measurements 15–20 kV acceleration was used, with a probe current of 10–20 nA. A $4\times 5\ \mu\text{m}$ area was scanned with a focused beam during the analyses (a stopped focused beam was used if the target area was too small).

Results

Hungary

Bismuth sulphides from the deep levels of the Recsk ore deposit

Bismuth-containing sulphides were first mentioned from Recsk (Lahóca deposit) by SZTRÓKAY (1944), based on his ore-microscopy investigations. He assumed the presence of galenobismutite in the enargite-dominant ores. Later, Pb–Bi sulphides were found by microprobe in the enargite–luzonite mineralisation of the Rm–48 inclined adit (“Lejtakna” deposit) (DOBOSI 1971, BAKSA 1975). These Pb–Bi sulphides formed inclusions in enargite and luzonite. In 1987–88 Gábor PAPP (then Department of Mineralogy, Eötvös Lorand University, Budapest, personal communication) studied bismuthinite from a similar paragenesis of the deep levels of the Recsk deposit. According to the X-ray spectroscopy (XRS) results the mineral contained a considerable amount of Se. In the 80s Gábor DOBOSI (then Geochemical Research Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences) found 1.1–1.4 wt% Se by microprobe analysis in the small ($< 30\ \mu\text{m}$) grains. An XRS analysis of the acicular stibnite inclusions in calcite was also made in 1988 but did not reveal any trace elements.

Higher amounts of Bi-containing sulphides were found in the exoskarn ores explored by the West 3rd adit on the –900m level. They are enclosed in coarse crystalline calcite associated with serpentine minerals, talc and chlorite and subordinate anhydrite and fluorite are also present. Calcite is frequently dark grey due to the dense, hair-like sulphide inclusions. The needle-like inclusions frequently form patches of 1–2 mm in diameter, while the felt-like aggregates can reach 1 cm in size. These aggregates are mainly built up of bismuthinite and galenobismutite (Figure 1). 1–3 wt% lead (Pb) is always present in bismuthinite, while the

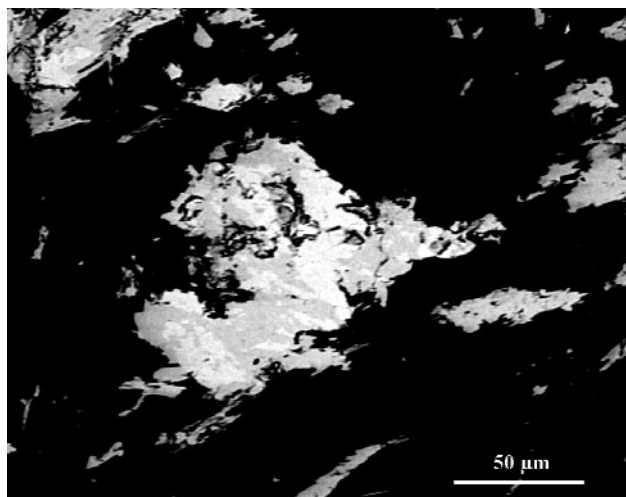


Figure 1. Galenobismutite (dark grey) and bismuthinite (pale grey) in calcite (black) from the deep levels of the Recsk ore complex, Hungary. BSE image

I. ábra. Galenobizmutit (sötétszürke) és bizmutin (világosszürke) kalcitban (fekete). Recsk, mélyszint. BSE-kép

chemical composition of galenobismutite is close to the ideal formula (Tables I–II). Both sulphides were identified by XRPD. The observed characteristic reflections of galenobismutite were: $3.45\ \text{Å}$ ($3.47\ \text{Å}$), $3.41\ \text{Å}$ ($3.45\ \text{Å}$), $2.05\ \text{Å}$ ($2.05\ \text{Å}$) — (data of ICDD card 20-0571 are in brackets). Some unique 1–3 μm size “flakes” were found by micro-

Table I. Analytical data (EMPA, wt%) of bismuthinite from the deep levels of the Recsk ore complex, Hungary

I. táblázat. Bizmutin vegyelemzési adatai (EMPA, tömeg%). Recsk, mélyszint

	1	2	3	4	5	Average	Theoretical
S	18.51	18.78	18.49	18.53	18.45	18.55	18.7
Pb	1.26	2.27	3.19	2.51	2.80	2.41	-
Bi	79.59	79.90	77.64	78.55	78.21	78.78	81.3
Total	99.36	100.95	99.33	99.59	99.46	99.74	100

Table II. Analytical data (EMPA, wt%) of galenobismutite from the deep levels of the Recsk ore complex, Hungary

II. táblázat. Galenobizmutit vegyelemzési adatai (EMPA, tömeg%). Recsk, mélyszint

	1	2	3	4	5	Average	Theoretical
S	16.88	16.85	16.84	16.69	16.66	16.78	17.02
Pb	27.77	27.86	27.48	26.69	27.88	27.54	27.50
Bi	54.82	55.63	55.07	56.17	54.87	55.31	55.48
Total	99.47	100.35	99.38	99.55	99.41	99.63	100

probe with compositions close to tetradymite and “csiklovaite”, but these phases need further investigations. It is to be noted that a few sulphide inclusions of the coarse crystalline calcite from the deep levels of the deposit proved to be stibnite.

Copper chlorides from the deep levels of the Recsk ore deposit

The recent mineral paragenesis that precipitated from the thermal waters (35–44 °C) in the adits driven on the –690 m and –890 m levels of the Recsk ore deposit was investigated in detail by KISS & JÁNOSI (1994); they gave special attention to the magnesium-bearing phases. Hydrocarbonate, sulphate and chloride anions were found in the thermal waters using wet chemical methods. The cations of the minerals that crystallised from the ion-rich fluids could be derived either from the surrounding sedimentary (Ca, Mg) and magmatic rocks (Na, K) or from the ores (Cu, Zn). The high amount of chloride may come from sedimentary formations. The dominant chloride of the hydrothermal association is halite, but hydrohalite is also mentioned (albeit without any further data). Atacamite and eriochalcite — with “question mark” — are also mentioned as being present in the rare greenish, bluish chloride patches of the –890 m adit, but there is no documentation of this. The present research was able to identify both atacamite and eriochalcite with XRD and EDX measurements.

Atacamite — $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ (which is orthorhombic), is the most common Cu chloride in the studied greenish, bluish crusts from Recsk. It was formed in the oxidation zones of copper deposits, especially during periods of arid climatic conditions. It is frequently observed in fumaroles (ANTHONY et al. 2003). At Recsk, atacamite forms dark green xenomorphic grains, irregular aggregates, 1–2 cm² size encrustations, or pulverulent coatings. It is to be noted that malachite, brochantite and some other green minerals were also mentioned by KISS & JÁNOSI (1994) from the mineralisation of the deep levels of the Recsk deposit, but without any further data. Atacamite from Recsk was identified by XRPD (Table III). The calculated cell parameters (for *Pnam* space group) are $a = 6.056 \text{ \AA}$, $b = 9.073 \text{ \AA}$, $c = 6.877 \text{ \AA}$, $V = 377.9 \text{ \AA}^3$. Cu and Cl were identified by EDX. Halite, blödite and tamarugite were identified in close association with atacamite. The most spectacular varieties are the intense green, dust-like coatings or encrustments of atacamite on 5–10 cm-long white, stalactitic aggregates of halite and blödite.

Eriochalcite — $\text{CuCl}_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$ (which is orthorhombic), is a sublimation product of fumaroles, or an oxidation product of copper deposits produced during periods of arid climatic conditions (ANTHONY et al. 2003). However, in Recsk it was precipitated from hydrothermal fluids rich in copper and chloride ions. Eriochalcite forms bluish or yellowish green aggregates 2–4 mm in size; these are associated with halite, tamarugite and hexahydrite. Atacamite was not identified in its close association. Thick tabular intergrown eriochalcite crystals sometimes form dense

Table III. XRPD data of atacamite from the deep levels of the Recsk ore complex, Hungary

III. táblázat. Atacamit XRPD-adatai. Recsk, mélyszint

Atacamite, Recsk (observed)		Atacamite, 00-025-0269 (PDF2-2005)				
d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	h	k	l
5.481	100	5.480	100	0	1	1
5.037	79	5.030	70	1	1	0
4.064	10	4.050	12	1	1	1
3.211	6	3.220	7	1	2	1
*3.028	24	3.040	5	0	3	0
		3.010	8	2	0	0
2.840	39	2.836	50	1	1	2
2.769	96	2.779	50	0	3	1
		2.759	55	2	0	1
2.740	28	2.742	25	0	2	2
2.706	39	2.711	20	1	3	0
2.651	12	2.641	14	2	1	1
*2.518	53	2.525	14	1	3	1
		2.515	40	2	2	0
*2.268	20	2.278	70	0	4	0
*2.273	19	2.265	45	2	0	2
2.204	25	2.198	17	2	1	2
2.140	26	2.141	11	2	3	0
2.126	49	2.130	25	1	3	2
2.043	30	2.043	17	2	3	1
1.971	12	1.964	12	3	1	0
1.827	43	1.829	11	0	3	3
		1.824	35	2	0	3
1.817	83	1.817	25	2	3	2
1.807	44	1.812	9	1	4	2
1.792	17	1.788	10	2	1	3
1.755	9	1.758	10	2	4	1
1.738	17	1.747	13	1	5	0
1.719	16	1.717	20	0	0	4
1.710	12	1.706	10	3	1	2
1.608	46	1.606	55	0	2	4
1.564	9	1.563	13	2	3	3
1.557	19	1.561	9	2	5	0
		1.560	9	1	4	3
1.551	22	1.556	25	1	5	2
1.509	8	1.507	7	3	3	2
1.493	11	1.488	13	4	1	0
1.473	8	1.473	11	3	4	1
1.420	15	1.418	9	2	2	4
1.384	24	1.390	25	0	6	2
1.381	35	1.381	7	3	4	2
1.370	25	1.372	13	0	4	4

* overlapped with calcite.

*átfed a kalcittal.

aggregates (Figure 2). Cu and Cl were identified by EDX. The XRPD data shows a good match with ICDD card 00-033-0451 (Table IV). The cell parameters of eriochalcite from Recsk (calculated for *Pbnm* space group) are $a = 7.420 \text{ \AA}$, $b = 8.092 \text{ \AA}$, $c = 3.751 \text{ \AA}$, $V = 225.2 \text{ \AA}^3$.

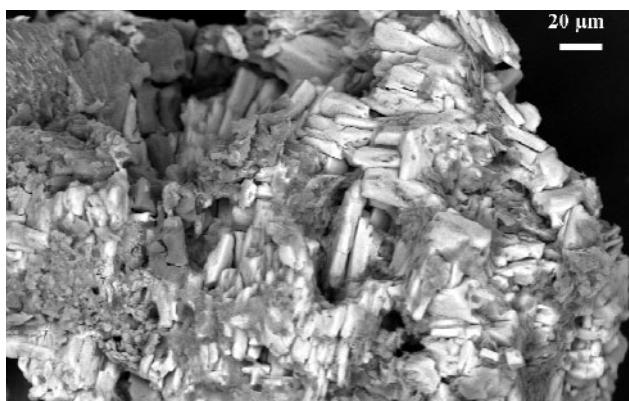


Figure 2. Tabular crystals of eriochalcite from the deep levels of the Reckse ore complex, Hungary. BSE image

2. ábra. Eriokalkit táblás kristályai. Reckse, mélysínt. BSE-kép

Table IV. XRPD data of eriochalcite from the deep levels of the Reckse ore complex, Hungary

IV. táblázat. Eriokalkit XRPD-adatai. Reckse, mélysínt

Eriochalcite, Reckse (observed)		Eriochalcite, 00-033-0451 (PDF 2-2005)				
d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	h	k	l
5.469	100	5.467	100	1	1	0
4.046	51	4.050	56	0	2	0
3.751	10	3.750	11	0	0	1
3.710	6	3.708	6	2	0	0
3.348	21	3.346	21	1	0	1
3.093	33	3.093	40	1	1	1
2.735	13	2.734	14	2	2	0
2.638	67	2.638	82	2	0	1
2.579	17	2.578	18	1	2	1
2.535	14	2.534	17	1	3	0
2.366	7	2.365	9	3	1	0
2.210	22	2.209	29	2	2	1
2.100	11	2.100	13	1	3	1
2.065	5	2.064	5	3	0	1
2.023	20	2.024	22	0	4	0
2.001	35	2.001	17	3	1	1
1.876	5	1.874	5	0	0	2
1.855	11	1.854	14	4	0	0
1.839	4	1.839	5	3	2	1
1.823	6	1.822	6	3	3	0
1.781	4	1.781	4	0	4	1
1.774	8	1.774	9	1	1	2
1.731	3	1.731	5	1	4	1
1.686	6	1.686	9	4	2	0
1.674	4	1.673	5	2	0	2
1.663	4	1.662	3	4	0	1
1.659	6	1.658	6	1	2	2
1.639	10	1.639	6	3	3	1
				2	1	2
1.605	16	1.605	23	2	4	1
1.581	3	1.582	5	1	5	0
1.508	2	1.507	3	1	3	2
1.495	2	1.494	3	3	0	2
1.470	2	1.469	3	3	1	2
1.460	6	1.459	8	5	1	0
1.457	5	1.457	4	1	5	1
1.445	4	1.445	5	3	4	1
1.402	5	1.402	6	3	2	2
1.367	5	1.367	7	4	4	0

Wulfenite from the Szűzvár deposit, Pátka

The Pb-Zn-Cu-containing sulphide paragenesis and the secondary mineral associations formed from them were first described by KISS (1954). These were found in the adits opened for fluorite exploitation in the early 1950s, near the former Szűzvár Mill, Pátka. Near the sulphides, the strongly-altered parts of the silica-rich veins contain cavities usually filled with secondary minerals; these cavities are a product of weathering processes close to the surface. A strongly-weathered quartz vein of this type can be found on the surface even now, close to the original entrance of the mine. The investigated wulfenite specimens were collected here. The secondary minerals, especially plumbogummite, were examined by ZAJZON et al. (2004). They mentioned wulfenite in this paragenesis for the first time. Wulfenite — tetragonal, PbMoO_4 — usually occurs here together with pyromorphite, as pale yellow or off-white, tabular crystals, 2–4 mm in size. However, sometimes crystals up to even 2–4 cm in diameter can be found. The dominant form is the {001} basal pinacoid; {011}, {112}, {114} and {013} forms are represented by smaller faces only. A common crystal habit is where the small bipyramids alternate, producing a peculiar zigzagged shape (Figure 3). A “pure” bipyramidal habit is much rarer, the largest crystals of this type being 1–2 mm in size.

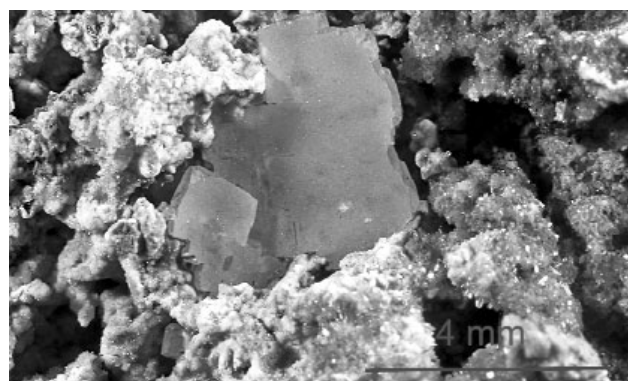
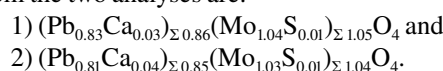


Figure 3. Tabular crystals of wulfenite with pyromorphite from the Szűzvár deposit, Pátka, Hungary

The largest crystal is 0.5 cm. Collection: S. KLAI, photo: L. TÓTH.

3. ábra. Táblás wulfenitkristályok piromorfittal. Pátka, Szűzvár
A legnagyobb kristály 0,5 cm-es. KLAI S. gyűjteménye. Fotó: TÓTH L.

XRPD data show a good match with ICDD card 00-044-1486, with regard to both d -values and intensities (Table V). Cell parameters of wulfenite from Pátka (calculated for a $I4_1/a$ space group) are $a = 5.433 \text{ \AA}$, $c = 12.110 \text{ \AA}$, $V = 357.4 \text{ \AA}^3$. Wet chemical analyses revealed minor $\text{Ca} > \text{Pb}$ and $\text{S} > \text{Mo}$ substitutions (Table VI). The chemical formulae calculated from the two analyses are:



Pyromorphite and cerussite are the most common associated minerals and these were formed earlier than wulfenite. Sometimes oxyplumboroméite (formerly bindheimite), malachite, azurite, more rarely plumbogummite and mimetite can follow them. The cations of the secondary

Table V. XRPD data of wulfenite from the Szűzvár deposit, Pátka, Hungary*V. táblázat.* Wulfenit XRPD-adatai. Pátka, Szűzvár

Wulfenite, Pátka (observed)		Wulfenite 00-044-1486 (PDF2-2005)				
d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	h	k	l
4.957	10	4.958	11	1	0	1
3.244	100	3.245	100	1	1	2
3.027	17	3.027	15	0	0	4
2.717	18	2.718	20	2	0	0
2.378	5	2.378	6	1	1	4
2.212	3	2.212	3	1	0	5
2.082	4	2.082	4	1	2	3
2.022	24	2.022	22	2	0	4
1.921	15	1.921	9	2	2	0
1.791	10	1.791	5	3	0	1
1.787	19	1.787	12	1	1	6
1.653	25	1.653	17	3	1	2
1.622	15	1.622	8	2	2	4
1.514	5	1.514	1	0	0	8

Table VI. Analytical data (wet chemical analyses, wt%) of wulfenite from the Szűzvár deposit, Pátka, Hungary. Analyst: A. BARTHA*VI. táblázat.* Wulfenit nedveskémiai elemzési adatai (tömeg%). Pátka, Szűzvár. Elemző: BARTHA A.

	1	2	Theoretical
PbO	54.10	54.01	54.29
CaO	0.45	0.68	
MoO ₃	43.50	44.21	45.71
SO ₃	0.22	0.34	
Total	98.27	99.24	100

minerals are the same as those of the primary sulphides of the mineralisation; however, Mo could have originated from the molybdenite of a granite pegmatite of the closer environment (JANTSKY 1957). Nevertheless, optical spectroscopy results published by KISS (1954) did not indicate the presence of Mo in any of the samples collected from the oxidation zone of the ore-bearing veins at the Szűzvár mine.

Phillipsite-Na from the Bátonyterenye coal mine

The investigated coal specimens are preserved in the mineral collection of the Herman Ottó Museum, Miskolc, Hungary. According to their registration label they came from an unspecified coal mine of the Nógrád coalfield, probably collected by István VITÁLIS. Phillipsite-filled veins penetrate these samples. The coal specimens show a hexagonal columnar structure, similar to that observed in the coked coal seams in the Pécs-Vasas open pit. In the latter, magmatic veins penetrated the coal beds and “baked” them on making contact. According to the XRPD data, the cracks are filled with a colourless, transparent mineral: phillipsite (Figure 4). The dominant extra-framework cation is Na, as proven by EMPA; thus the mineral is phillipsite-Na (Table VII). The crystals are always fourlings with pseudo-tetragonal symmetry (Figure 5). Phillipsite-Na is a product of the hydrothermal activity of the basalt dykes penetrating

**Figure 4.** Phillipsite-Na crusts in the cracks of natural coke. Bátonyterenye coal mine, Hungary. Width of the picture: 8 cm*4. ábra.* Phillipsit-Na bevonatok természetes kokszt repedéseiben. Bátonyterenye, szénbánya. Képszélesség 8 cm**Table VII.** Analytical data (EMPA, wt%) of phillipsite-Na from the Bátonyterenye coal mine, Hungary*VII. táblázat.* Phillipsit-Na vegyelemzési adatai (EMPA, tömeg%). Bátonyterenye, szénbánya

SiO ₂	54.16	55.42	55.41
Al ₂ O ₃	18.88	18.46	17.85
Fe ₂ O ₃	0.00	0.05	0.12
MgO	0.00	0.00	0.00
CaO	0.84	1.06	0.49
BaO	2.50	2.08	2.50
Na ₂ O	6.61	5.69	6.62
K ₂ O	4.07	4.13	4.53
Total	87.07	86.90	87.52
Cation numbers based on 32 oxygens			
Si	11.36	11.54	11.56
Al	4.67	4.53	4.39
Fe	0.00	0.01	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00
Ca	0.19	0.24	0.11
Ba	0.21	0.17	0.20
Na	2.69	2.30	2.68
K	1.09	1.10	1.21

Total Fe as Fe₂O₃
Összes Fe mint Fe₂O₃

the coal seam. Basalt dykes with up to 20 cm-wide coked contact were reported first from the area of the Károly shaft at Salgótarján by SCHAFARZIK (1893a, b).

Table VIII. Continued
VIII. táblázat. Folytatás

Observed		Bismutite, 00-041-1488 (PDF2-2005)				Bismutoferrite, 00-047-1848 (PDF2-2005)				Goethite 01-081-0464 (PDF2-2005)						
d (Å)	I (%)	d (Å)				I (%)	h	k	l	d	I (%)	h	k	l	d	
2.517	47					2.527	47	1	3	4	2.527	5	1	0	1	
											2.490	13	0	4	0	
2.450	42										2.449	62	1	1	1	
2.383	21					2.383	19	1	1	-3						
2.305	9										2.302	2	2	0	0	
2.285	15	2.279	10	0	0	6										
2.259	25										2.254	10	1	2	1	
2.250	28	2.233	3	0	1	5	2.248	11	1	3	-2	2.243	3	2	1	0
							2.223	15	2	2	0					
2.201	27					2.202	6	0	2	3	2.190	15	1	4	0	
2.163	34					2.160	16	0	4	1						
2.134	20	2.135	30	1	1	4										
2.083	16					2.085	13	2	2	-2	2.090	1	2	2	0	
2.042	22					2.040	17	2	2	1						
2.011	15										2.011	3	1	3	1	
1.935	29	1.933	20	0	2	0	1.938	16	0	4	2					
1.921	26										1.922	5	0	4	1	
1.904	30					1.907	17	1	3	-3	1.892	1	2	3	0	
1.831	15	1.860	5	0	2	2	1.837	5	2	2	-3	1.828	1	1	5	0
							1.787	3	2	2	2	1.801	8	2	1	1
1.764	13	1.750	25	1	1	6					1.774	2	1	4	1	
1.749	13	1.745	20	0	1	7										
1.718	42					1.720	12	1	3	3	1.719	28	2	2	1	
1.713	31	1.714	15	1	2	1										
1.693	37	1.682	10	0	2	4	1.697	4	2	4	-1	1.690	8	2	4	0
1.658	21										1.660	3	0	6	0	
1.635	14															
1.611	33	1.617	35	1	2	3	1.606	19	1	3	-4	1.604	6	2	3	1
1.588	21					1.590	17	1	5	-2						
1.508	21					1.503	18	3	3	-1	1.512	8	0	0	2	
1.484	21	1.474	10	2	0	6	1.472	5	0	6	1	1.475	2	2	4	1

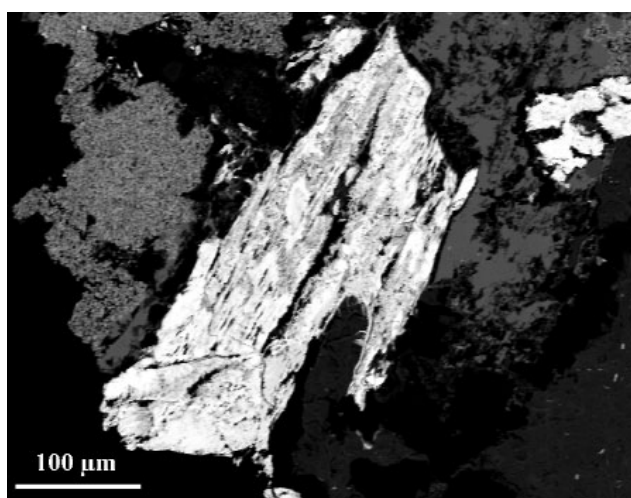


Figure 6. Bismutoferrite (pale grey) and bismutite (white) with goethite (dark grey) from the Ocna de Fier ore deposit, Romania. BSE image

6. ábra. Bismutoferrit (világosszürke) és bismutit (fehér) goethittel (sötétszürke). Vaskő. BSE-kép

Brianyoungite from the Săcărâmb (Nagyág) ore deposit

This rare $Zn_3(CO_3,SO_4)(OH)_4$ mineral was first described by LIVINGSTONE & CHAMPNESS (1993) as a recently-formed phase, found in an abandoned lead-zinc mine at Nenthead, Cumbria, England, UK. The mineral was accompanied by gypsum, smithsonite, goethite and pyrite.

At Săcărâmb, brianyoungite forms hair-like or radial aggregates of needles and laths up to 0.5 mm on quartz (Figure 7); these are in the cavities of tetrahedrite-pyrite rich quartz vein fillings. The investigated specimens were collected at the old waste site. Tetrahedrite, pyrite, sphalerite, and gypsum were identified from its close environment. XRPD data show a good match with those on the ICDD card (Table IX). According to the EDX data, brianyoungite from Săcărâmb contains a few wt% of Sb in addition to the major detectable constituents (Zn and S).

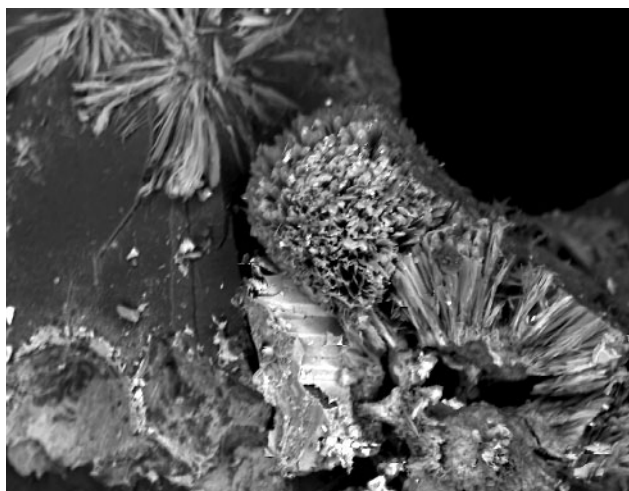


Figure 7. Radial aggregates of brianyoungite from the Săcărâmb ore deposit, Romania. BSE image

7. ábra. Brianyoungit sugaras halmazai. Nagyági ércesedés. BSE-kép

Table IX. XRPD data of brianyoungite from Săcărâmb, Romania (compared to selected reflections of ICDD card 00-046-1431). Gandolfi record

IX. táblázat. Brianyoungit XRPD-adatai. Nagyág (Săcărâmb), Románia (összehasonlítva a 00-046-1431-es ICDD-kártya válogatott reflexióival). Gandolfi-felhétel

Brianyoungite Săcărâmb, Romania		Brianyoungite (ICDD 00-046-1431) Brownley Till mine, Nenthead, Cumbria, England	
I_{rel}	d (Å)	I (%)	d (Å)
m	15.75	100	15.44
s	7.86	100	7.88
w	5.23	20	5.25
vw	4.14	5	4.13
vw	3.121	10	3.128
vw	2.991	10	2.976
vw	2.803	10	2.802
m	2.708	40	2.714

Abbreviations: m = medium, s = strong, w = weak, vw = very weak. (X-ray generator: Siemens Kristalloflex 710; Radiation: Co; Filter: None; Accelerating voltage: 35 kV; Tube current: 30 mA; Exposition time: 71 hours)

Rövidítések: m = közepes, s = erős, w = gyenge, vw = nagyon gyenge. (Röntgen-generátor: Siemens Kristalloflex 710; Co-sugárzás, szűrő nem volt. Gyorsítófeszültség: 35 kV, csőáram: 30 mA, expozíciós idő: 71 óra.

Spertiniite from the Băița [Bihor] (Rézbánya) ore deposit

Spertiniite — $\text{Cu}(\text{OH})_2$ (which is orthorhombic), is a very rare mineral. At its type locality (Jeffrey mine, Québec, Canada) it was formed from chalcocite, in a rodingite dyke near the contact zone with a serpentinized dunite; this took place in the presence of alkaline groundwater (GRICE & GASPARRINI 1981). It was identified as thin, blue crusts on the surface of native copper from the deep

Table X. XRPD data of spertiniite from Băița [Bihor], Romania

X. táblázat. Spertiniit XRPD-adatai. Rézbánya (Băița [Bihor]), Románia

Spertiniite, Băița [Bihor], (observed)		Spertiniite, 01-080-0656 (PDF2-2005)				
d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	h	k	l
5.297	94	5.297	90	0	2	0
3.732	100	3.731	100	0	2	1
2.634	62	2.628	65	0	0	2
2.507	39	2.498	34	1	1	1
2.266	56	2.263	62	1	3	0
1.716	42	1.715	41	1	3	2

levels of the molybdenum mine at Băița [Bihor]. XRPD data show a good match with those on the ICDD card 01-080-0656 (Table X). Only Cu and O were identified on the EDX spectra. It is most likely that it is an alteration product of native copper.

Konyaite efflorescences from Sărmașu (Nagysármás)

According to ANTHONY et al. (2003), konyaite — $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \times 5\text{H}_2\text{O}$ (which is monoclinic), occurs in salt efflorescences on saline soils; it forms between 30 °C and 50 °C due to the evaporation of ground and surface waters. Its thin tabular crystals are 5–8 μm in diameter (Figure 8). White,

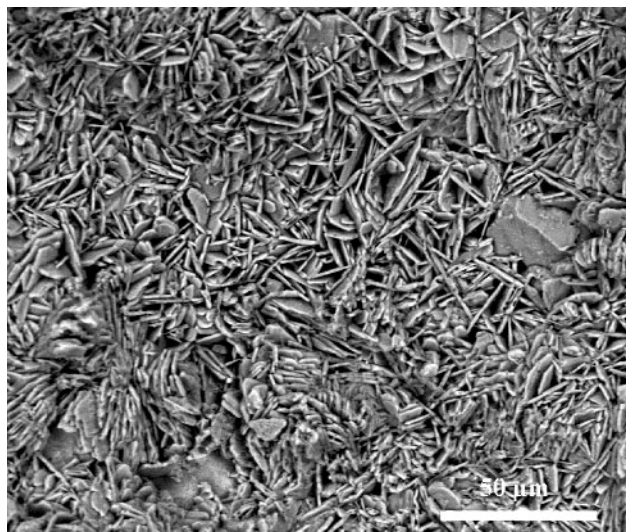


Figure 8. Tabular crystals of konyaite from Sărmașu, Romania. BSE image
8. ábra. Táblás konyaitkristályok. Nagysármás. BSE-kép

dust-like efflorescences collected on a hot, dry, summer day from the surface of the soil at Sărmașu proved to be konyaite with a minor amount of gypsum. It was identified by XRPD (Table XI). It is to be noted that salt efflorescences on soil surfaces are widespread in the Câmpia Transilvaniei (Mezőség) area, especially in the summer season. Their further mineralogical investigation is recommended.

Table XI. XRPD data of konyaite from Sărmaşu, Romania

XI. táblázat. Konyait XRPD-adatai. Nagysármás (Sărmaşu), Románia

Konyaite, Sărmaşu (observed)		Konyaite 00-035-0649					Quartz 00-046-1045	
d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)	h	k	l	d(Å)	I(%)
12.07	28	12.01	100	0	2	0		
7.62	5	7.61	6	0	1	1		
4.815	4	4.807	12	0	4	1		
4.664	2	4.677	5	1	3	0		
4.546	20	4.546	55	-1	2	1		
4.412	6	4.410	10	1	1	1		
4.261	22						4.255	16
4.188	11	4.184	20	1	3	1		
4.008	24	4.002	70	0	6	0		
3.596	3	3.589	10	1	4	1		
3.422	5	3.416	10	0	3	2		
3.347	100	3.338	7	1	1	2	3.344	100
3.285	6	3.284	8	0	4	2		
3.186	3	3.156	6	1	6	0		
3.080	4	3.082	7	1	5	1		
3.032	3	3.054	2	0	2	2		
2.989	6	2.989	12	-1	4	2		
2.937	2	2.940	3	1	6	1		
2.817	9	2.811	14	1	3	2		
2.781	5	2.779	7	0	8	1		
2.726	7	2.725	14	1	7	1		
2.645	7	2.639	14	2	2	1		
2.598	7	2.598	16	2	3	1		
2.565	2	2.573	3	1	5	2		
2.459	6						2.457	9
2.436	3	2.433	7	-1	7	2		
2.405	4	2.403	10	0	8	2		
2.337	4	2.336	10	-1	3	3		
2.283	6			0	5	3		
2.237	4			2	6	0		
2.129	6						2.282	8
2.079	2	2.079	4				2.236	4
1.995	5	1.995	5				2.128	6
1.982	6	1.980	2	2	8	0		
1.819	13			2	3	3	1.980	4
1.673	5			2	7	2	1.818	13
1.661	2			0	2	4	1.672	4
1.542	8						1.659	2
							1.542	9

Slovakia

Amarantite from the Smolník (Szomolnok)
ore deposit

The pyrite deposit of Smolník — the type locality of three iron sulphates: rhomboclase, szomolnokite and kornelite — is

well known for its rich sulphate paragenesis (see ĎUĎA & OZDÍN 2012). A yellow, porous, sulphate-containing historical specimen from the collection of the University of Miskolc — labelled as copiapite — was reinvestigated. The reinvestigation was due to the presence of a few mm-size nests of orange-red, acicular crystal aggregates with vitreous lustre in the matrix. The yellow main mass proved to be butlerite — $\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \times 2\text{H}_2\text{O}$ (which is monoclinic), whereas the orange-red phase is amarantite — $\text{Fe}^{3+}_2\text{O}(\text{SO}_4)_2 \times 7\text{H}_2\text{O}$ (which is triclinic). It forms 1–1.5-mm long prismatic or lath-like crystals, which show perfect cleavage in one direction (Figure 9). Amarantite was identified by XRPD investigation (Table XII). The presence of iron and sulphur was proven by EDX.

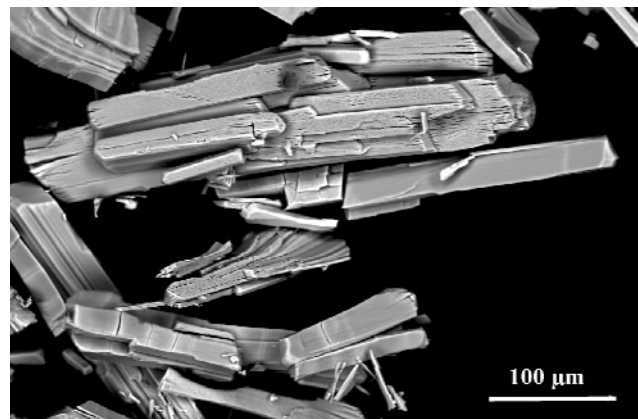


Figure 9. Elongated, lath-like crystals of amarantite from the Smolník ore deposit, Slovakia. BSE image

9. ábra. Nyúlt léces amarantitkristályok. Szomolnok. BSE-kép

Table XII. XRPD data of amarantite from Smolník, Slovakia

XII. táblázat. Amarantit XRPD-adatai. Szomolnok (Smolník), Szlovákia

Amarantite, Smolník, (observed)		Amarantite 01-071-1048				
d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)	h	k	l
11.53	45	11.481	64	0	1	0
		0				
8.89	100	8.8616	100	1	0	0
7.51	5	7.4935	4	-1	1	0
6.64	5	6.6284	6	0	0	1
				1	1	0
5.27	7	5.2640	10	1	0	1
5.10	10	5.0919	9	1	1	1
3.830	6	3.8270	2	0	3	0
3.748	7	3.7468	3	-2	2	0
3.719	9	3.7136	5	2	0	1
3.654	20	3.6551	18	2	-1	1
				2	0	1
3.465	5	3.4656	4	0	-3	1
3.179	11	3.1812	8	0	3	1
3.109	18	3.1095	14	-1	3	1
				0	1	2
3.054	8	3.0499	4	1	1	2
				2	2	1
2.884	5	2.8812	2	2	-3	1
				2	2	1

Table XII. Continued

XII. táblázat. Folytatás

Amarantite, Smolník, (observed)		Amarantite 01-071-1048					
d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)
2.733	5	2.7341	2	2	3	1	
				0	-4	1	
2.680	8	2.6764	6	3	0	1	
				-2	0	2	
2.601	6	2.6051	2	-2	-1	2	
				-2	1	2	
2.562	5	2.5631	2	-2	4	0	
1.819	6	1.8192	1	4	3	0	
				4	1	2	

Richelsdorffite from the Novoveská Huta (Iglóhuta) ore deposit

The Novoveská Huta ore deposit is famous for its secondary arsenates (see ĎUŘA & OZDÍN 2012) — $\text{Ca}_2\text{Cu}_5\text{Sb}(\text{AsO}_4)_4(\text{OH})_6\text{Cl} \times 6\text{H}_2\text{O}$ (which is monoclinic), which is also secondary in origin. It forms fan-shaped aggregates of 0.5–1 mm tabular crystals. According to the BSE images (Figure 10), these are chemically homo-

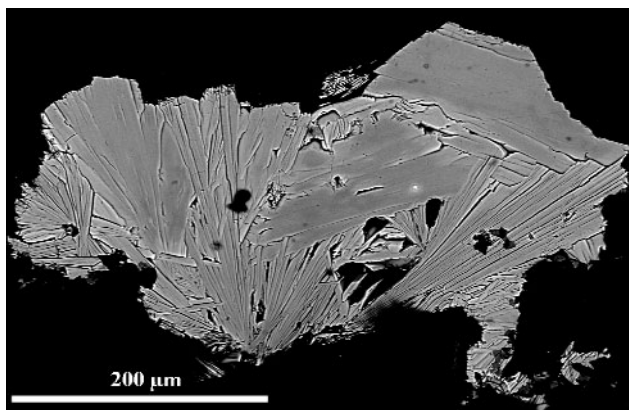


Figure 10. Richelsdorffite aggregate from Novoveská Huta, Slovakia. BSE image

10. ábra. Richelsdorffitalmaz, Iglóhuta (Novoveská Huta), Szlovákia. BSE-kép

Table XIII. Analytical data (EMPA, wt%) of richelsdorffite in weight % from Novoveská Huta, Slovakia. Analyst: P. KONEČNÝ

XIII. táblázat. Richelsdorffit vegyelemzési adatai (EMPA, tömeg%). Iglóhuta (Novoveská Huta), Szlovákia. Elemző: KONEČNÝ, P.

	1	2	3	Average	Theoretical
As_2O_5	35.11	35.61	35.68	35.47	34.80
Sb_2O_3	13.19	12.80	12.97	12.99	12.25
CaO	8.34	8.31	8.45	8.37	8.49
CuO	30.48	31.05	30.30	30.61	30.11
ZnO	0.04	0.00	0.06	0.03	
Cl	1.96	2.34	2.17	2.16	2.68
$\text{O} - \text{Cl}_2$	0.44	0.53	0.49	-0.49	-0.60
H_2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.27
Total	88.68	89.58	89.13	89.14	100

geneous, and their chemical composition is close to the theoretical values (Table XIII). The formula was calculated from the average of three analyses: $\text{Ca}_{1.94}\text{Cu}_{5.01}\text{Sb}_{1.04}(\text{AsO}_4)_{4.02}(\text{OH})_6[\text{Cl}_{0.79}(\text{OH})_{0.26}]_{\Sigma 1.05} \times x\text{H}_2\text{O}$. $x = 4.71$, if H_2O is calculated by difference. This is lower than the theoretical value (6) and is probably due to H_2O loss during analysis. The mineral is also identified by XRPD

Table XIV. XRPD data of richelsdorffite from Novoveská Huta, Slovakia

XIV. táblázat. Richelsdorffit XRPD-adatai. Iglóhuta (Novoveská Huta), Szlovákia

Richelsdorffite, Novoveská Huta (observed)		Richelsdorffite, 00-046-1462 (PDF2-2005)				
d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)	h	k	l
13.231	100	13.20	100	0	0	1
7.480	2	7.47	5	1	1	1
6.937	4	6.92	20	2	0	0
6.615	2	6.623	5	0	0	2
6.276	6	6.260	30	0	2	1
5.312	2	5.320	5	-2	0	2
4.972	4	4.963	30	2	2	0
4.417	4	4.413	25	0	0	3
				3	1	1
4.399	12					
4.249	13	4.261	20	2	2	2
3.844	1	3.823	<5	-1	3	2
3.545	2	3.552	10	0	4	0
3.138	5	3.132	90	-2	4	1
				3	3	2

(Table XIV). It is to be noted that these aggregates are overgrown on baryte crystals.

Some accessory sulphates from the Gemerská Hôrka (Gömörhorka) gypsum-anhydrite mine

Anhydrite and gypsum are the dominant sulphates of the Gemerská Hôrka evaporite deposit (LÓRINCZ 2008). Many accessory sulphates (hexahydrite, glauberite, blödite, epsomite, konyaite, thénardite and eugsterite) can be found in the thin or thick fibrous structures that fill the cracks of gypsum as products of secondary processes. XRPD (Figures 11–12) and EDX (major chemical components) were used to identify these species. Based on XRPD studies, here they form four typical associations:

- 1) epsomite–thénardite–gypsum,
- 2) glauberite–thénardite–gypsum,
- 3) konyaite–hexahydrite–blödite,
- 4) thénardite–eugsterite–gypsum.

Blödite forms white, flour-like masses and it is probably an alteration product of the very unstable konyaite and hexahydrite (see MILLS et al. 2010). Hexahydrite can also

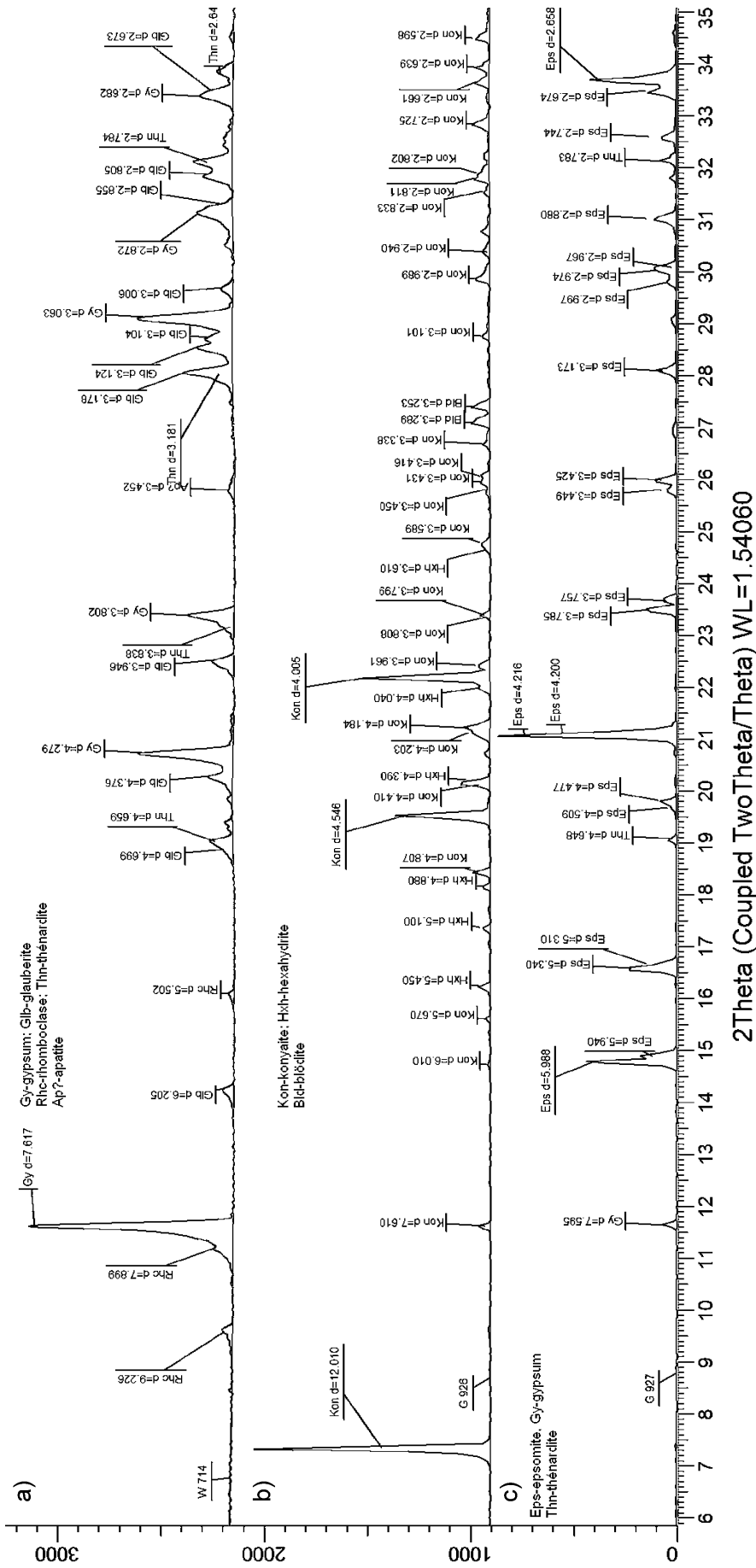


Figure 11. XRPD patterns of sulphates from Gemerská Hôrka, Slovakia

a) Glauberite, thénardite and rhomboclase, b) Konyait, hexahydrite and blödit, c) Epsomite, thénardite and gypsum

II. ábra. Gömöhörkai (Gemerská Hôrka, Szlovákia) szulfátok XRPD-férféetei

a) Glauberit, thénardit és rombólász, b) Konyait, hexahidrit és blödit, c) Epsomit, thénardit és gipsz

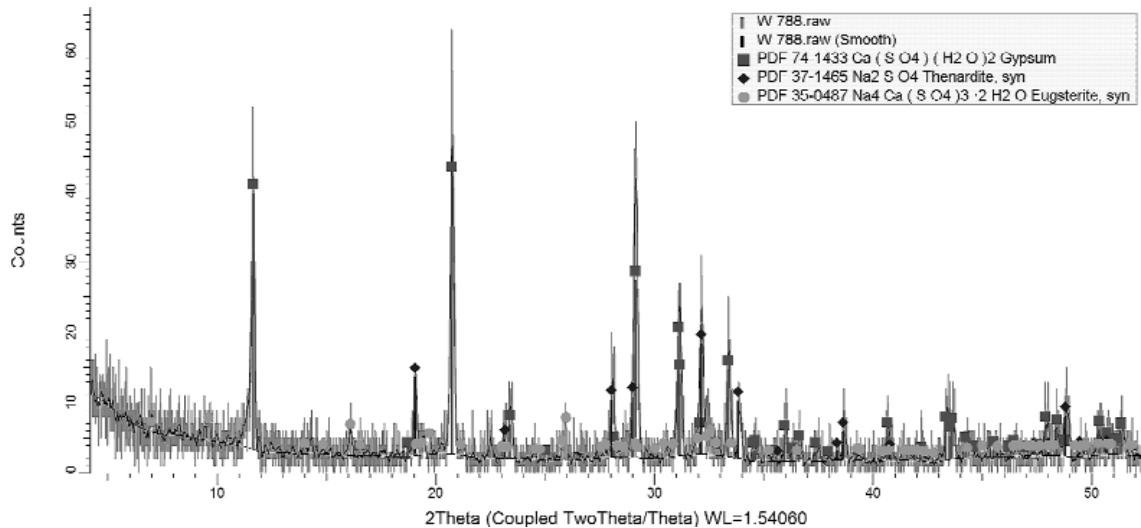


Figure 12. XRPD pattern of eugsterite, thenardite and gypsum from Gemerská Hôrka, Slovakia

12. ábra. Eugsterit, thenardit és gipsz XRPD-felvétele. Gömörhorka (Gemerská Hôrka), Szlovákia

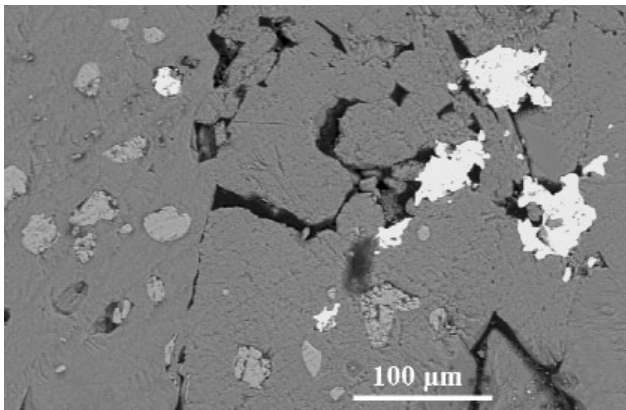


Figure 13. Celestine (white) and anhydrite (pale grey) crystals in gypsum. Fortuna adit, Gemerská Hôrka, Slovakia. BSE image

13. ábra. Idiomorf cölesztin- (fehér) és anhidritkristályok (halványiszürke) gipszben (szürke). Gömörhorka (Gemerská Hôrka, Szlovákia), Fortuna-táró. BSE-kép

occurs alone as fibrous aggregates of white needles or laths.

Epsomite and glauberite were described in the cracks of gypsum from the gypsum-anhydrite mine of Perkupa, Hungary by MAURITZ & CSAJÁGHY (1953), while MIKLÓS (1987) mentioned hexahydrate, thenardite, glauberite and

epsomite from the gypsum-anhydrite mine of Alsótelekes, Hungary. Both localities are similar in age and genetics to that at Gemerská Hôrka.

It is important to add that celestine crystals of 20–40 μm size were identified in the massive gypsum deposit, together with idiomorphic anhydrite (Figure 13); these most probably represent a product of relict phases. Similar celestine occurrences were also reported by MIKLÓS (1987) from Alsótelekes.

Acknowledgements

The authors are grateful to Árpád LÓRINCZ (Gemerská Hôrka) for the samples from the Gemerská Hôrka gypsum-anhydrite mine, Dr. Rudolf ĎUĎA (Košice) for the richelsdorffite, Lajos KÖVECSES-VARGA (Siófok) for the spertiniite, Gábor KOLLER (Szentendre) for the brianyoungite, the late Tibor NAGY (Pilisborosjenő) for the first wulfenite, and Szabolcs TÓTH (Recsk) and the late Dr. Béla KUN (Gyöngyös) for the galenobismutite–bismuthinite samples.

This work was supported by the grant TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001.

References–Irodalom

- ANTHONY, J. W., BIDEAUX, R. A., BLADH, K. W. & NICHOLS, M. C. 2003: *Handbook of Mineralogy*. Vol. V. Borates, carbonates, sulfates. — Mineral Data Publishing, Tucson, 813 p.
- BAKSA Cs. 1975: Új enargitós-luzonitós-pirités ércesedés a Lahóca-hegy É-i előterében [Newly recognised enargite-luzonite-pyrite ore mineralisation at the northern foreground of Lahóca Hill]. — *Földtani Közlemények* **105**, 58–74.
- DOBOSI G. 1971: Recski mélyszintű érc kutatás. Elektron-mikroszkopos vizsgálatok [Ore exploration of the deep levels of the Recsk ore complex. Micro probe examinations]. MTA GKL X/1971 sz. megbízás. — *Kézirat*, MTA-GKL Adattár, Budapest.
- ĎUĎA, R. & OZDÍN, D. 2012: *Minerály Slovenska* [Minerals of Slovakia]. — Granit, Prague 480 p.
- GRICE, J. D. & GASPARRINI, E. 1981: Spertiniite, $\text{Cu}(\text{OH})_2$, a new mineral from the Jeffrey mine, Quebec. — *Canadian Mineralogist* **19**, 337–340.

- HOLLAND, T. J. B. & REDFERN, S. A. T. 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. — *Mineralogical Magazine* **61**, 65–77.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana [Geology of Velence Hills]. — *Geologica Hungarica, Series Geologica* **10**, 170 p.
- KISS J. 1954: A Velencei-hegység északi peremének hidrotermális ércesedése [Hydrothermal ore mineralisation at the northern margin of the Velence Hills]. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról*, 111–127.
- KISS, J. & JÁNOSI, M. 1994: Mg-minerals of recent hydrothermal formations of the Cu-porphyric mineralisation at Recsk, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **34**, 7–19.
- KOCH, S. 1948: Bismuth minerals in the Carpathian Basin. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **2**, 17–23.
- KRENNER, J. S. 1884: Emplektit und das sogenannte Tremolit von Rézbánya. — *Földtani Közlöny* **14**, 564–566.
- LIVINGSTONE, A. & CHAMPNESS, O. E. 1993: Brianyoungite, a new mineral related to hydrozincite, from the north of England orefield. — *Mineralogical Magazine* **57**, 665–670.
- LŐRINCZ Á. 2008: Trhacie práce pri otváraní ložiska sádrovca [Blasting works at the opening of a gypsum deposit]. — *Zborník prednášok z medzinárodnej konferencie Trhacia technika*. 104–108.
- MAURITZ B. & CSAJÁGHY G. 1953: Glauberit Perkupáról [Glauberite from Perkupa]. — *Földtani Közlöny* **83**, 396–397.
- MIKLÓS G. 1987: Az alsótelekesi gipsz- és anhidritelőfordulás ásvány-kőzettani, földtani-teleptani és hegységszerkezeti vizsgálata [Mineralogical, petrographical, geological, ore-deposit and structural investigation of the gypsum–anhydrite deposit of Alsótelekes]. — *Doctoral thesis, manuscript*, University of Miskolc.
- MILLS, S. J., WILSON, S. A., DIPPLE, G. M. & RAUDSEPP, M. 2010: The decomposition of konyaite: importance in CO₂ fixation in mine tailings. — *Mineralogical Magazine* **74**, 903–917.
- PAPP, G., CRIDDLE, A. J. & STANLEY, C. J. 2012: A re-investigation of “dognácskaite”. — *Canadian Mineralogist* **50**, 341–351.
- SCHAFARZIK, F. 1893a: Braunkohle von Salgó-Tarján, welches infolge eines Basaltdurchbruches verkokst wurde. — *Földtani Közlöny* **23**, p. 95.
- SCHAFARZIK, F. 1893b: Excursion nach Salgó-Tarján. — *Földtani Közlöny* **23**, 158–159.
- SZTRÓKAY, K. 1944: Erzmikroskopische Beobachtungen von Mátrabánya in Ungarn. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* **79**, 104–124.
- ZAJZON, N., SZENTPÉTERI, K. & NAGY, G. 2004: Plumbogummite from Szűzvár mine, Pátka (Velence Mountains, Hungary): first occurrence in Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **45**, 107–112.

Kézirat beérkezett: 2014. 01. 09.

A Szentendrei-sziget környéki folyóvízi szeizmikus szelvényezések földtani eredményei

OLÁH Péter¹, FODOR László², TÓTH Tamás³, DEÁK Attila⁴, Guy DRIJKONINGEN⁵, HORVÁTH Ferenc¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. olah.peter88@gmail.com

²MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

³Geometa Kft, 1095 Budapest, Mester utca 4.

⁴NovaSeis Sp. z o. o., Poland, 00-64 Warszawa, ul. Mokotowska 1

⁵Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Department of Geotechnical Engineering, Delft, Nederland 2628 CN Delft

Geological results of the seismic surveys around Szentendre Island, Danube River, North Hungary

Abstract

Despite previous exploration projects and geological, geophysical maps, knowledge about the structural conditions of the region of the Visegrád and Börzsöny Mountains and the east side of the Danube region is uncertain. In recent years several seismic surveys were carried out by the geophysicists of the Eötvös University, Geomega Ltd. and the Technological University of Delft on that section of the River Danube between Budapest and Esztergom. Multi-channel seismic surveys were carried out in both branches of the river around the Szentendre Island, and in two selected areas of the main Danube branch; single-channel data acquisition was performed over a dense network. This led to a good correlation of the data and tectonic features and, furthermore proper projection of well-data became available in the vicinity of the river. On the two test areas, a pseudo-3D interpretation was performed.

Integrated interpretation shows that the Triassic basement is unconformably overlain by Oligocene strata (Hárshegy Sandstone, Kiscell Clay, Törökbálint Sandstone Formations) to the north of Budapest. In front of the Börzsöny Mountains, Middle Miocene volcanic rocks, are situated just below the fluvial sediments, while in the Pilismarót Basin Middle Miocene marls are present. These formations were deformed by well-identifiable faults, which generally have a NW-SE strike direction. According to our interpretation, most of them were activated in the stress field of the late Early to Middle Miocene (ca. 15–18 Ma), due to NW-SE extension. E-W trending dextral strike-slip faults belong to this phase, while the stress field was, locally, of a strike-slip type, with the same NE-SW extensional axis. Neotectonic reactivation of some faults is possible although this can not be proved unequivocally. The interpretation of the present study suggests a higher level of deformation in the region than previously thought, indicating that the subsurface of the Szentendre Island is densely faulted. The water seismic measurements offer a more detailed image about the structure of the area than the surface observations.

Keywords: Danube, Szentendre Island, river seismic sections, tectonics, Oligocene, Pilismarót Basin

Összefoglalás

A Visegrádi-hegység, a Börzsöny, és a Dunától keletre fekvő dombvidék szerkezeti viszonyairól a korábbi kutatások és földtani, geofizikai térképek ellenére bizonytalan elképzeléseink vannak. A Duna Esztergom és Budapest közötti szakaszán az utóbbi években számos vízi szeizmikus mérést végeztek az ELTE geofizikusai a Geomega Kft. és a Delfti Technológiai Egyetem szakértőivel együttműködésben. Ezek során a Szentendrei-sziget körül mindkét folyóágban többszörös szelvények, továbbá a Duna főágában két mintaterületen sűrű egyszörös szelvényhálózat készült. A folyóágakban mért szelvények alapján lehetővé vált a vetődőzónák és más szerkezeti elemek térbeli korrelációja, emellett nagyobb biztonsággal lehetett megvalósítani a Duna környéki fúrások bevetítését a szelvényekre. A mintaterületeken lehetőség nyílt „háromdimenziós” szerkezeti értelmezés elkészítésére is.

Az integrált értelmezés eredményeképpen triász képződmények felett diszkordánsan települő oligocén képződményeket (Hárshegyi Homokkő, Kiscelli Agyag, Törökbálinti Homokkő formációk) térképeztünk a Budapest feletti Duna-szakaszon. Északabbra a Börzsöny előterében miocén vulkáni képződmények, a Pilismaróti-medencében pedig középső-miocén agyagmárga található közvetlenül a folyami üledékek alatt. Mindezen képződményeket jól azonosítható és térképezhető vetők metszik, amelyek csapása általában ÉNy-DK. Értelmezésünk szerint a vetők jórészt a középső-miocén (kb. 15–18 M évvel ezelőtt) regionális feszültségmezőben jöttek létre, ÉK-DNy-i extenzió hatására. Ehhez a fázishoz K-Ny irányú jobbos eltolódások is tartoznak, amikor a lokális feszültségmező eltolódásos jellegű volt, az általános, tisztán széthúzásos mezővel megegyező ÉK-DNy-i extenziós feszültség tengellyel. A vetők jelenkori aktivizálódása lehetséges, bár még nem bizonyított egyértelműen. A folyami szelvények alapján kapott vetőket a rendelkezésre álló geológiai térképekkel összehasonlítva megállapítható, hogy a deformáció mértéke jóval nagyobb a korábbi elkép-

zeléseknél, a Szentendrei-sziget alatti rétegek vetővel sűrűn szabdaltak. A vízi szeizmikus mérések tehát a felszíni adatrendszerrel részletesebb képet adtak a terület szerkezetéről.

Kulcsszavak: vízi szeizmika, Duna, Szentendrei-sziget, tektonika, oligocén, Pilismaróti-medence

Bevezetés

A Budapesttől északra fekvő vidék természeti szépsége a földtudományi kutatók érdeklődését is felkeltette. Számos vizsgálat és kutatás területeként több jelentés, publikáció is készült a régióról őslénytani (DULAI 1996), rétegtani, (BÁLDI, KÓKAY 1970, HÁMOR 1974) kőzettani (BALLA & KÖRPÁS 1980; KARÁTSÓN et al. 2000, 2007) és szerkezetföldtani (BENCE et al. 1991, DUDKO et al. 2000, ELEČKO et al. 1998) témakörökben. Ezek következtetésesei azonban, főleg a terület szerkezeti jellemvonásai tekintetében jelentős különbségeket mutatnak.

A terület szerkezeti felépítésének megbízhatóbb meghatározásához a geofizikai mérések, a térségben átfolyó Dunán és mellékágakon mért egy- és többcsatornás vízi szeizmikus szelvények segíthetnek hozzá. A felszíni adatokból csak közvetve értelmezett mélyszerkezetről a szeizmika közvetlen, részletes leképezést ad, és lényegileg hozzájárul a korábbi szerkezeti térképek pontosításához. Ezt a célt tűztük ki a Duna Budapesttől északra eső szakaszán mért szeizmikus reflexiós szelvények vizsgálatával. A szelvények értelmezése előtt bemutatjuk a terület földtani felépítését, amelyet szakirodalom és kútdatok áttekintésével hajtunk végre.

A terület földtani felépítése

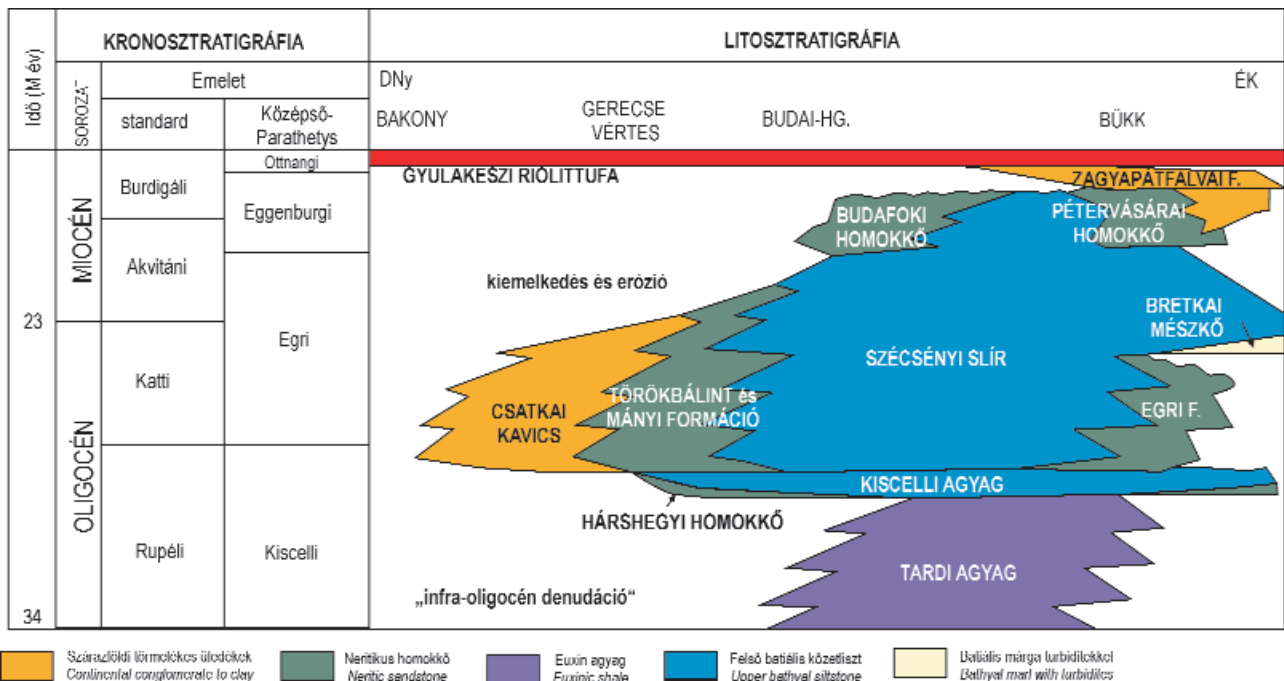
A vizsgált terület több tájegységet is magában foglal. A Duna jobb partján a Visegrádi-hegység, a Pilis, majd a Budai-

hegység vonulatai húzódnak, a bal parton pedig a Börzsöny, a Naszály és a Cserhát lankás vidéke sorakozik, majd ezektől délre a Gödöllői-dombság és a Pesti-síkság következik. A terület földtani felépítését nagyszámú szakirodalom, mélyfúrási adat és földtani térkép alapján állíthatjuk össze (SZENTES 1949, BENCE et al. 1991, KÖRPÁS et al. 1998, CSÁSZÁR et al. 1998, DUDKO et al. 2000, CSILLAG & MÜLLER 2006).

A vizsgált térség az Észak-magyarországi paleogén medence nyugati szélén fekszik (BÁLDI 1986), ezért a medencebeli oligocén képződményekkel jelentős vastagságban találkozunk a szelvényeken. A medence elvi rétegsorát az 1. ábrán láthatjuk, a képződmények üledékképződési környezetük szerint vannak színeztve. Nagyrészt ezek a formációk jelennek meg a Dunához közeli fúrások felhasznált rétegsorában (2. ábra) is. A formációk színezése megegyezik a földtani térképen (3. ábra) használt színskálával, amelyen a fúrások helyét is feltüntették.

A térségben előforduló legidősebb ismert képződmények a felső-triász karbonátos kőzetek, főleg Földolomit és Dachsteini Mész, melyek a kainozoos üledékösszet mezozoos aljzatát alkotják (HAAS et al. 2010). Mélységük a Duna völgyében a fúrások alapján akár 1400 méter is lehet, a folyótól nem messze azonban felszíni kibukkanásuk is előfordul, nevezetesen a Pilis és a Naszály területén.

A triász kőzeteket jura mészkő és radiolarit, majd kréta márga és homokkő fedik, de ezek csak a Pilisben ismertek (GIDAI et al. 1981). A mezozoos kőzetekre a vizsgált terület egy részén felső-eocén, míg máshol közvetlenül oligocén



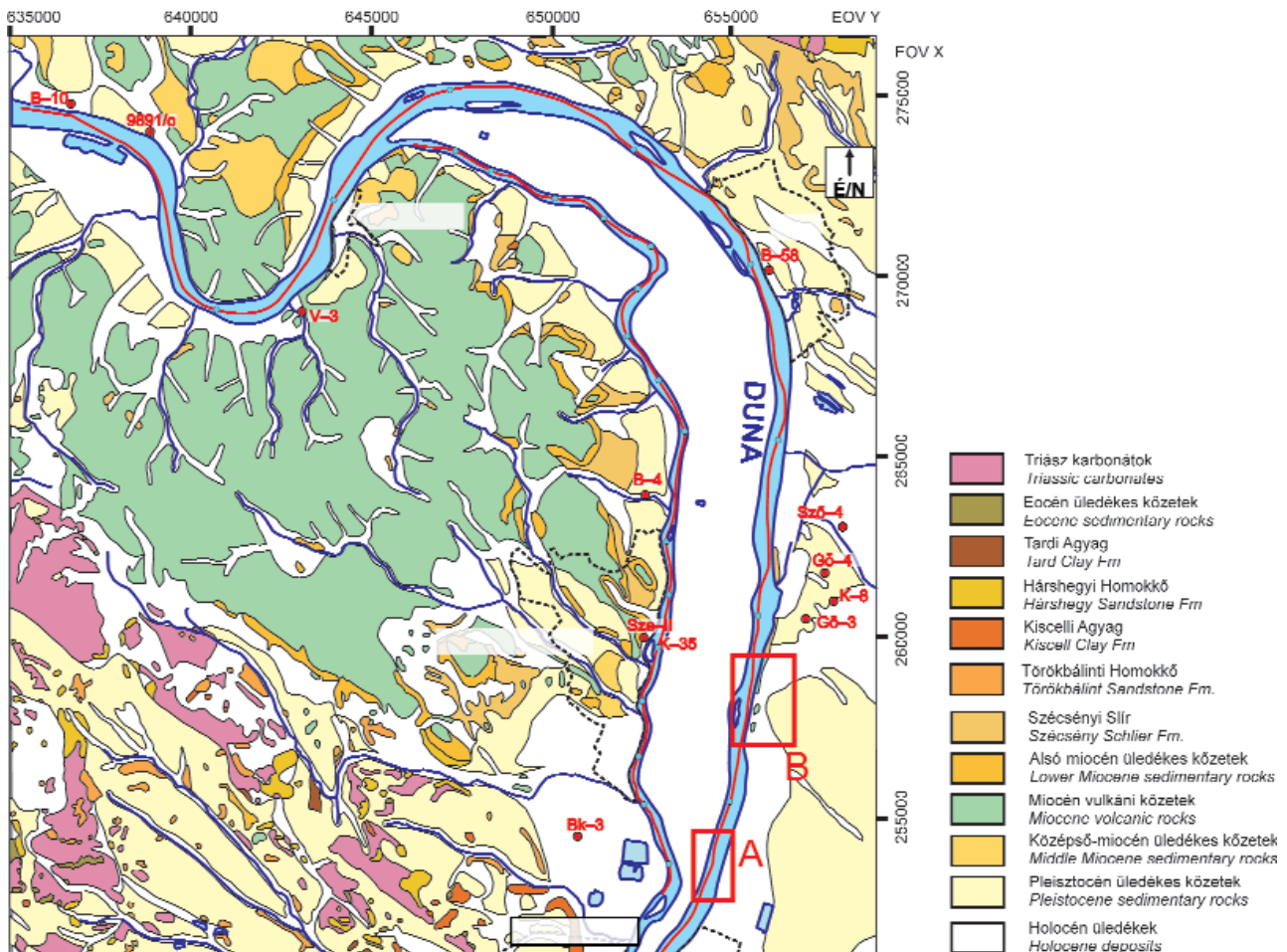
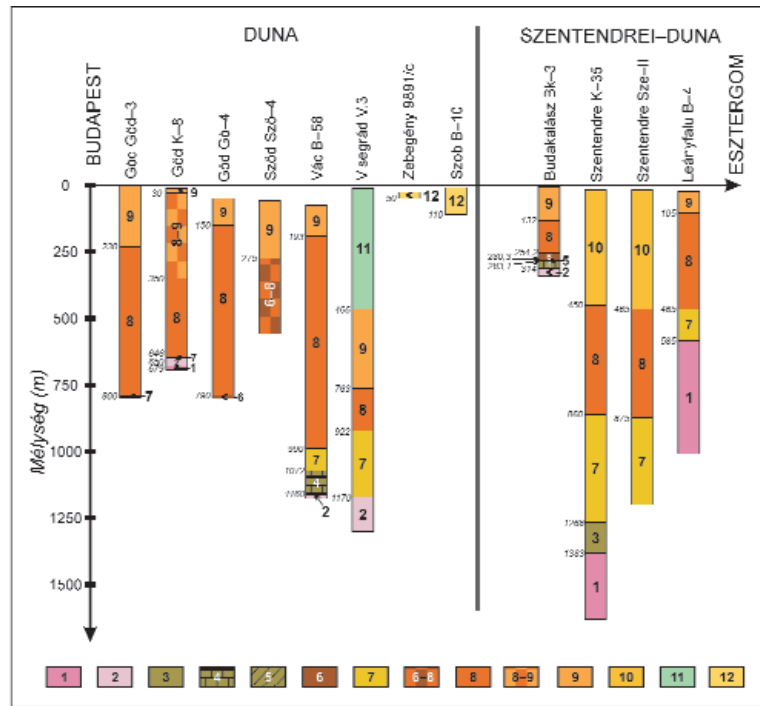
1. ábra. Az Észak-Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk elvi rétegsora (TARI et al. 1993 nyomán módosítva HAAS et al. 2012)

Figure 1. Simplified lithostratigraphic chart of Oligocene and Lower Miocene formations in North Hungary (modified after TARI et al. 1993 in HAAS et al. 2012)

2. ábra. A területen található legfontosabb fúrások rétegsora. A formációk színezése megegyezik a 3. ábra jelmagyarázatával. A fúrások helyszínrajza a 3. ábrán látható
 Triász karbonátok: 1 – Földolomit F., 2 – Dachsteini Mészko, *Eocén üledékes kőzetek*: 3 – Dorogi F., 4 – Szépvölgyi Mészko, 5 – Budai Márga, *Oligocén üledékes kőzetek*: 6 – Tardi Agyag, 7 – Hárshgyi Homokkő, 6-8 – Tardi és Kiscelli Agyag, 8 – Kiscelli Agyag, 8-9 – Kiscelli Agyag és Törökbálinti Homokkő, 9 – Törökbálinti Homokkő, *Alsó-miocén üledékes kőzetek*: 10 – Budafoki Homokkő, *Miocén vulkanit*: 11 – Mátrai Andezit Formáció, *Középső-miocén üledékes kőzetek*: 12 – Szilágyi F.

Figure 2. The sequence of the most important boreholes from the area of interest. The colours and the key of the formations are the same as on Figure 3. For borehole locations, see Figure 3.

Triassic carbonates: 1 – Hauptdolomit Fm, 2 – Dachstein Limestone Fm, Eocene sedimentary rocks: 3 – Dorog Fm, 4 – Szépvölgy Limestone Fm, 5 – Buda Marl Fm., Oligocene sedimentary rocks: 6 – Tard Clay Fm, 7 – Hárshgy Sandstone Fm, 6-8 – Tard and Kiscell Clay Fm, 8 – Kiscell Clay Fm, 8-9 – Kiscell Clay Fm and Törökbálint Sandstone Fm, 9 – Törökbálint Sandstone Fm, Lower Miocene sedimentary rocks: 10 – Budafok Sandstone Fm, Miocene volcanic rocks: 11 – Mátra Andesite Fm., Middle Miocene sedimentary rocks: 12 – Szilágyi Fm



3. ábra. A térség egyszerűsített földtani térképe (DANREG Surface Geological Map, 1:100 000, CSÁSZÁR et al. 1998 alapján) a felhasznált fúrások (piros kör), a többszornás szelvények (piros vonal) és az egyszornás szelvények teszterületeinek (piros négyzög) helyszínével

Figure 3. The schematic surface geological map of the area (based on DANREG Surface Geological Map, 1:100 000, CSÁSZÁR et al. 1998) and the locations of boreholes (red circles), seismic sections (red lines) and the test areas for single-channel seismic sections (red rectangles)

rétegek települnek. Az eocén rétegsor alapvetően a talpi szenes törmelékes összletből (Kosdi F.), a sekélytengeri Szépvölgyi Mészkből és a Budai Márgából áll (BÁLDI 1986), vastagságuk 150–400 méter körüli.

Az oligocén során tengeri üledék-felhalmozódás zajlott az egész régióban. A rétegsort főleg a Hárshégyi Homokkő, a Kiscelli Agyag és a Szécsényi Slír Formációk építik fel (BÁLDI 1986, KÖRPÁS et al. 1998). Az alapjában véve agyagos-aleuritos Kiscelli Agyag alsó részén homokbetelepülések ismertek a Duna keleti oldalán (BÁLDI 1986). A felső-oligocént változatosabb, aleuritos, homokos, néhol kavicsos üledékek építik fel (BÁLDI 1986, KÖRPÁS et al. 1998). Az oligocén korú rétegek vastagsága az 1 km-t is meghaladhatja (Szob, Vác, és Szentendre környéki részmedencék), amint arra például a Szentendre Sze-II fúrás 1200 méteres vastagsága is utal (2. ábra, JÁMBORNÉ KNESS 1966).

Az oligocén törmelékes rétegsorra alsó-miocén homok és homokkő települ, melyet a hasonló litológiájú oligocén homokkőtől BÁLDI (1986) molluskák segítségével különített el. A homokos képződményekre jelentős üledékhézaggal következnek a kárpátiba sorolható képződmények: homok, homokkő, meszes homokkő, meszes konglomerátum, mészkő. Az összlet a vulkáni képződmények alatt, rossz feltárással nyomozható (HÁMOR 1974, CSILLAG & MÜLLER 2006). A képződmények vastagsága általában 50–100 m, maximum 350 m lehet (KÖRPÁS et al. 1998), az Egyházasgergei és Fóti Formációkat képviselik (HÁMOR 1997, KÖRPÁS et al. 1998).

A tengeri üledékképződés a vulkanizmus kezdetéig biztosan folytatódott, hiszen a legkorábbi vulkanoklasztitok tengeri alsó-badeni rétegekbe települnek (BÁLDI & KÓKAY 1970, DULAI 1996). A badeniben jöttek létre a terület legmarkánsabb képződményei, a Börzsöny és a Visegrádi-hegység vulkanitjai és szubvulkáni intrúziói, melyeket főleg andezites-dácitos kőzetek alkotnak. Az összetett vulkánok felépítését több tanulmány is bemutatja (BALLA 1977, BALLA & KÖRPÁS 1980, KÖRPÁS et al. 1998, KARÁTSÓN et al. 2000, 2007). Részben a vulkanizmussal egyidőben, részben azt követően jöttek létre a fiatalabb badeni Rákosi Mész és a Szilágyi Agyagmárga (BÁLDI & KÓKAY 1970, KÖRPÁS et al. 1998), melyek gazdag tengeri faunaegyüttest tartalmaznak (DULAI 1996). Ezek a területen a Pilismaróti-medencében, illetve a vulkanitok felett fordulnak elő. A szarmatába csak Szentendre környéki törmelékes képződményeket sorolták a területen (ELEČKO et al. 1998), a pannóniai üledékek szintén jórészt lepusztultak.

A területen az oligocén és a miocén rétegeket csak vékony negyedidőszaki üledékek borítják, legtöbb helyen legfeljebb 20 m vastagságban. Ezen üledékek legtöbbször a pleisztocén végén a Duna, illetve a környező vízfolyások által lerakott hordalék, de helyenként lösszel és forrásvízi mészkővel is találkozhatunk. A vulkáni hegységek meredek oldalait jelentős csuszamlások alakítják (CSILLAG & MÜLLER 2006).

A terület szerkezetét töréses fázisok alakították ki, melyek összefüggésbe hozhatók a Pannon-medence kialakulásával és fejlődésével (CSONTOS 1995, FODOR et al. 1999, DUDKO et al. 2000).

A terület vetőinek többsége a Pannon-medencének a miocénben lezajlott riftesedéséhez kapcsolódik, mely az

Alcapa-lemez óramutató járásával ellenkező irányú forgása miatt két részre osztható. Az első szakaszban (15–18 M év között) az ÉK–DNy irányú húzásos feszültségmező volt a jellemző, melyet helyenként ÉNy–DK kompressziós tengelyű eltolódásos feszültségmező váltott fel (FODOR et al. 1999). E feszültségmezőben főleg ÉNy–DK és ÉÉNy–DDK közötti csapásirányú normálvetőket okoztak, mellettük K–Ny-i irányú jobbos és É–D-i balos vetők is kialakultak. Jobbos eltolódást pl. a nagymarosi gát építésekor azonosítottak (BENCE et al. 1991). A Dunazug-hegység és a Börzsöny vulkanizmusának kezdete a riftesedésnek ezzel a fázisával hozható kapcsolatba (CSONTOS 1995).

Ezután a lemez forgása miatt a kőzetekre ható feszültségi főtengelyek is megváltoztak, K–Ny és DK–ÉNy irányok közötti húzásos feszültségmező lett a jellemző a középső-miocén második felében. Új vetők kialakulása mellett sokszor korábbi törések reaktiválódtak az elmozdulás irányának megváltozásával. A korábbi ÉNy–DK-i irányú normálvetők jobbos eltolódássá változtak, vagy új, É–D és ÉÉK–DDNy irányú normál vetők vágták át őket (FODOR et al. 1999).

A késő-miocén végén, illetve a pliocénben medenceinverzió kezdődött, a korábban jellemző extenziós helyzet kompressziós feszültségmezővé vált uralkodóvá (HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Megkezdődött a középhegységi területek, így a Dunakanyar és a Szentendrei-sziget környezetének emelkedése, amely a mai napig tart. A kiemelkedésre utal a középső-miocénnél fiatalabb üledékek hiánya vagy kis vastagsága, továbbá ezt bizonyítják a Duna középhegységi szakaszán a posztmiocén geomorfológiai szintek (KAISER 1997) és folyóteraszok jelenléte (PÉCSI 1959) is. A folyóteraszok kitettségi koros vizsgálata alapján a kiemelkedés sebességére maximum 1.6 mm/éves érték adható meg a Dunakanyar térségében az utolsó 170 ezer évben (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005).

A szeizmikus szelvények értelmezése során a következő térképeket használtuk:

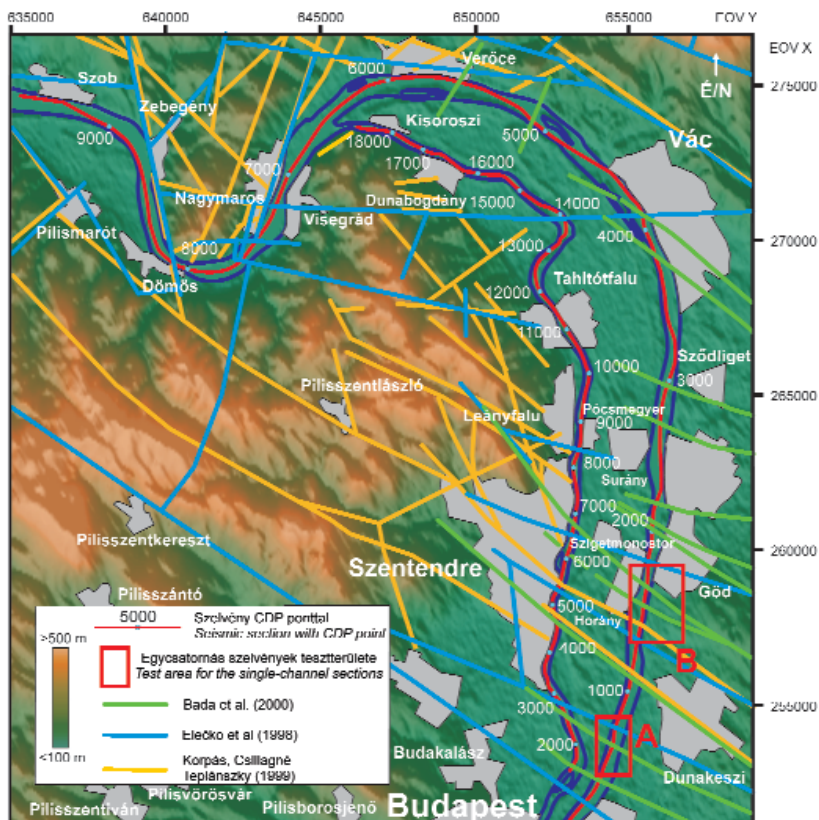
— BALLA & CZAKÓ (1978) által összeállított vulkanit-fekü-térkép, mely BALLA & KÖRPÁS (1980) munkájában jelent meg nyomtatásban.

— A MÁFI által készített Börzsöny és Visegrádi-hegység 1:50 000 földtani térképe (KÖRPÁS & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999),

— A DANREG projekt keretében készült 1:200 000-es felszíni és tektonikai térképek (CSASZÁR et al. 1998, ELEČKO et al. 1998), illetve a projekt keretein belül szintén publikált Bouguer-anomália térkép (SZABÓ et al. 1998)

— BADA et al. (2000) kutatási jelentésében megrajzolt tektonikai térkép, amely egyéb geofizikai adatok mellett már a főági többcsatornás szelvény felhasználásával készült.

A 4. ábra jól mutatja, hogy a területen a vetők jellemző irányja ÉNy–DK-i, NyÉNy–KDK-i, illetve Ny–K-i, ahogy ezt a Pannon-medence előzőekben ismertetett tektonikai fejlődése alapján várható (FODOR et al. 1999). Az irány megegyezik a geomorfológiai elemek, így a völgyek és a hegygerincek irányával, a Duna jobb és bal partján egyaránt. A térképek között azonban a vetők helyszínét illetően kevés egyezés van. Pontosabb meghatározásukhoz a két Duna-ág többcsatornás szeizmikus szelvényének értelmezése nyújt segítséget.



4. ábra. Korábbi tektonikai térképeken jelölt vetők összevetése, háttérben a térség digitális terepmodellje (SRM) és a többszatornás szeizmikus szelvények helyszínrajza.

Figure 4. Comparison of the faults of the previous tectonic maps and the multi-channel seismic sections with the area's digital elevation model (SRM) in the background

Vízi szeizmikus mérések és adatfeldolgozás

Vizsgálatainkhoz egy-egy Dunakeszi és Göd mellett mért egycsatornás szelvényhálózatot, valamint két többszatornás szelvényt használtunk fel, melyek a Dunán és a Szentendrei-Dunán készültek (4. ábra). Utóbbiak különböző projektek során készültek és a mérési paramétereik is eltérők.

Az egycsatornás szelvények többéves, 1996-tól 2001-ig tartó mérésorozat eredményeképpen születtek. Ennek során a használt jelforrás elektromechanikus volt (boomer, Tóth 2003). A Duna főági többszatornás szelvényét 1996 októberében tartó mérésorozat alkalmával a Geomega Kft. mérte le, amikor is a folyó déli országhatártól Esztergomig tartó szakaszról készült 6 nap alatt 12 többszatornás szelvény. A területünkön a Duna 11/96 és 12/96 húzódik. A Szentendrei-Dunában 29 km hosszúságú többszatornás szeizmikus szelvényt mért az Eötvös Loránd Tudományegyetem és a Delfti Technológiai Egyetem közös csapata a Geomega Kft. és a Holland Királyi Tengerkutató Intézet segítségével 2008. június 18-án, mérés technikai okok miatt 11 részletben (5000_1-11 final). A mérés során az intézet által biztosított nagy felbontású tengeri felszerelést használták. A többszatornás esetekben a hullámforrás fajtája megegyezett, mindkét mérés során az ún. „légpuska” (airgun) egy-egy változatát használták.

A szelvények feldolgozása előtt szükséges volt a mérés geometriájának, azaz a források és az érzékelők koordinátáinak meghatározása a rögzített GPS adatok alapján. Ezt a

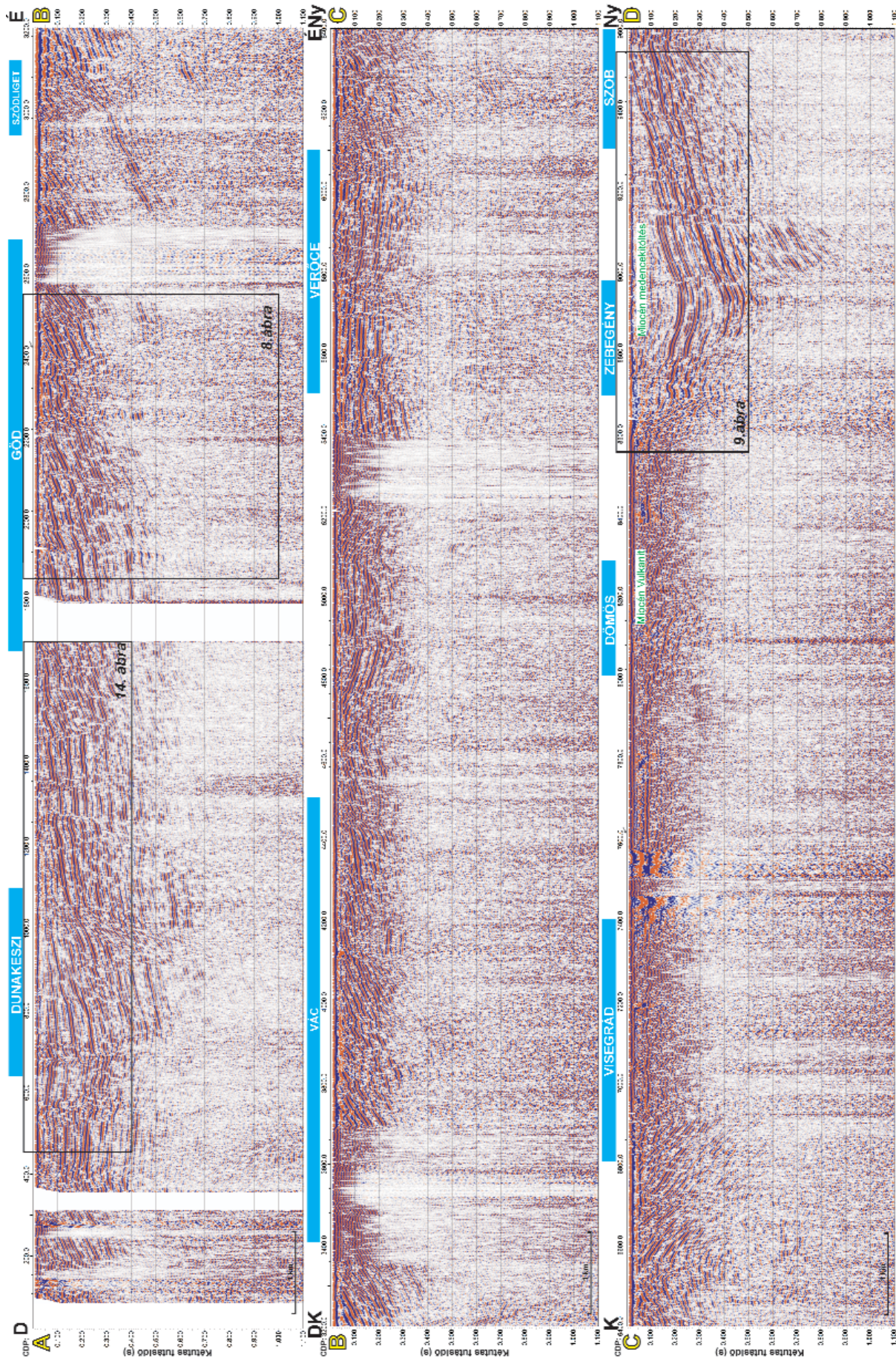
Geomega Kft. saját fejlesztésű Rivertail programjával hajtottuk végre. Ezután a ProMAX 2D programmal megtörtént a szeizmikus adatok importálása, majd a mérési geometria hozzárendelése a csatornákhöz. Ezután feldolgoztuk a szelvényeket az alkalmasan megválasztott geofizikai eljárások segítségével (Tóth 2003).

A szelvények értelmezése

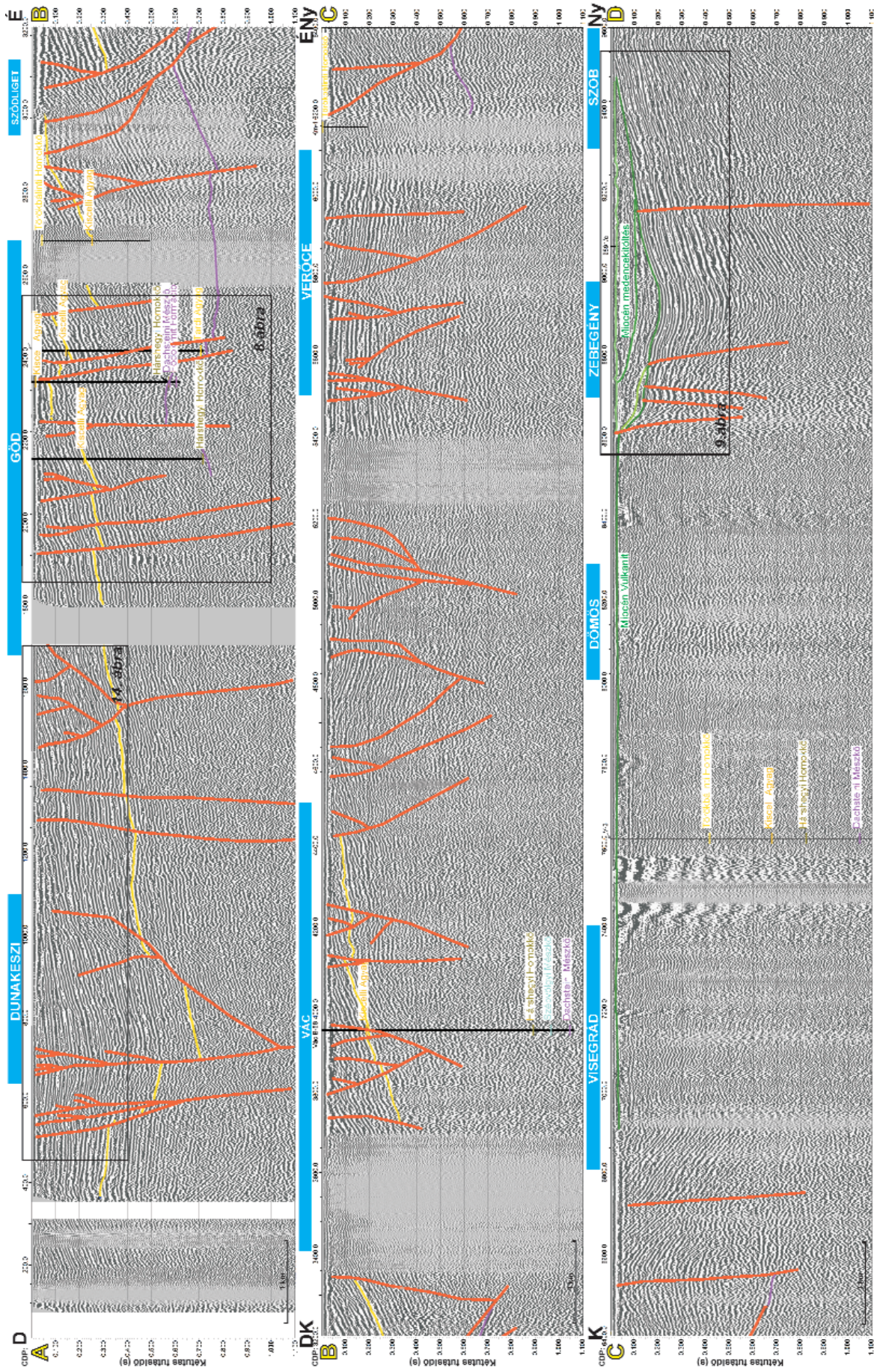
Főági többszatornás szelvény

Az 1996-os főági többszatornás szelvény (5. ábra) a mérési paramétereknek köszönhetően viszonylag mély behatolással rendelkezik, néhol akár 1000 m-es mélységig követhetőek a szerkezeti elemek. A szelvény minősége sajnos nem egyenletes, néhol technikai okok miatt adathiánnyal találkozunk, máshol jelentősen romlik a jel/zaj arány. Ezt felszíni hatások is okozhatják, de több esetben a mederalfjat reflexivitása nő meg olyan mértékben, hogy a hullámforrás által kibocsátott energia csaknem teljes mértékben visszaverődik, így csak mederfenék által keltett többszörösöket észlelünk. Ezt láthatjuk a Dunakanyar miocén vulkánitjai esetében is a 7000–8400 CDP pontok között.

A szelvény értelmezéséhez (6. ábra) felhasználtuk a Dunához közel fekvő kutak adatait, valamint a HORVÁTH et al. (1997) kutatási jelentése eredményeinek egy részét is. A terü-



5. ábra. A 1996-os többsatormás szelvény
 Figure 5. The multi-channel seismic section measured in 1996



6 ábra. Az 1996-os többsávos szelevény az értelmezett horizontokkal és vetőkkel
 Lila = mezozoos ajzat; Citromsárga = Kiscelli Agyag teteje; Sötétzöld = vulkanit; Világosabb zöld színűek = Pilsmarót-medence miocén medencekitöltésének szakaszai; Piros = vetők
Figure 6. Multi-channel seismic section (measured in 1996) with the interpreted faults and horizons
 Purple = Mesozoic rocks; yellow = top of Kiscell Clay; dark green = igneous rocks; bright green horizons = sequence of the Miocene basin filling rocks of the Pilsmarót Basin; red = faults

letről sajnos nem rendelkezünk pontos sebességértékekkel, így egy átlagosnak tekinthető terjedési sebesség-kétutas futásidő függvényével dolgoztunk (0–0,1 s: 1850 m/s; 0,1–0,2 s: 1950 m/s; 0,2–0,3 s: 2050 m/s; 0,3–0,4 s: 2150 m/s; 0,4 s: 2200 m/s). A sebességtér használatával a Duna partja mentén elhelyezkedő fúrásokat merőlegesen, a távolabbi gödi és szödi fúrásokat pedig ÉNy felé vetítettük rá a szelvényekre.

A szelvényről megállapítható, hogy a vertikális felbontása kb. 10–12 méteres, ami bár kisebb, mint a mellékági szelvény esetében, de a szárazföldi ipari szeizmika felbontásánál jóval nagyobb. A szelvények által leképezett rétegek oligocén korúak, mivel a szelvények legfeljebb 1 km mélységig mutatják a szerkezeti elemeket. Kivételt csupán a Visegrád környékén található középső-miocén vulkanitok, a Pilismaróti-medence ugyancsak miocén üledékei, néhol a szelvény alján feltűnő triász mészkő és dolomit aljzat és a szelvény legtetőjén csekély vastagságban megjelenő negyedidőszaki folyami üledékek jelentik. A kutak többségében az oligocén rétegsorban csak egy markáns szint van jelölve a felső 1000 méterben, a fiatalabb Törökbálinti Homokkő és az idősebb Kiscelli Agyag közötti határ (ráadásul a gödi K–8 fúrás esetében még ez sem egyértelmű). Ezért ez volt az a horizont, amit a szelvény nagy részén követni próbáltunk, annak ellenére, hogy látszólag nem jelenik meg markáns reflexióként. Emellett számos vetőzónát azonosítottunk, melyek helyszínrajza a 7. ábrán látható.

Már a sziget déli részén (500–700-as CDP) egy igen kiterjedt vetőrendszerrel találkozunk, amelyek a folyami üledékekig felhatolnak (5. és 7. ábra). Ezek mentén a Kiscelli Agyag észak felé a mélybe süllyedt, és Dunakeszi

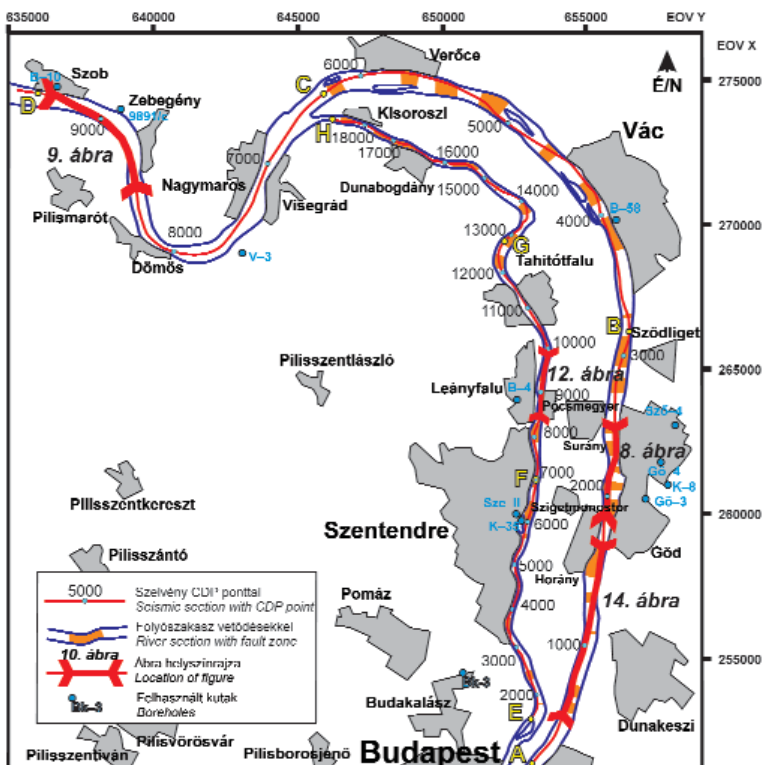
alatt egy kisebb medencét tölt ki. Az 1000 CDP alatt egy markáns vető látszik, ami azonban a felső rétegeket már nem metszi át. Az 1200–1400 CDP között csak két vetőt találunk, majd egy virágszerkezet lép fel az 1450–1700-as CDP pont között (sajnos a jobb széle adathiány miatt nem látszik). Az 1900-as CDP pont és a 3400-as CDP pont közötti szakaszon 4 fúrás segíti az értelmezést. Ezek segítségével határoztuk meg a Kiscelli Agyag, valamint a mezozoos kőzetek (Dachsteini Mészkő és Földolomit) tetejének horizontját. Ez utóbbit csak a K–8-as fúrás metszi, azonban valószínűleg a Göd Gö–3 és Gö–4 fúrások talpa is közel van hozzá, tekintve hogy a Hárshegyi Homokkő és a Tardi Agyag a térségben csak kis vastagságban fordul elő (BÁLDI 1986). A horizontok kirajzolják a gödi (8. ábra) és szödi aljzatmagaslatot, valamint az ezeket határoló, többségükben normál vetőket. Közöttük billentett blokkokat látunk, amelyek a szelvényben látszólag dél felé dőlnek. A 2200-as CDP-nél egy meredek vetőt, valószínűleg eltolódást találunk.

A Vác és Verőce közötti szakaszon sajnos csak egy kút, a Vác B–58 az, ami számottevő mélységgel rendelkezik, így felhasználható az értelmezéshez. Ráadásul a szakasz újabb több helyen zavart zónák szakítják meg, ezért a Kiscelli Agyag tetejének horizontját csak a kút közelében tudtuk kijelölni. A fúrás több formációhatárt is jelez, ezek azonban olyan mélyen találhatóak, hogy ott a szelvény reflexiói már nem követhetőek jól. Vetőzónákat azonban ezen a szakaszon is meg tudtuk állapítani a felső 600 ms alapján.

Érdeemes megfigyelni a képződmények dőlésszögének változását. Dunakeszi és Vác között a blokkok egy-két kivétellel délies látszólagos dőléssel rendelkeznek, majd Vác után a többnyire közel vízszintes vagy ÉNy-ias dőlésű rétegek után Visegrád előtt meredek, mintegy 14°-os látszólagos dőlésszögű DNy-ias dőlésű rétegek futnak be a vulkanitok alá. Ugyanakkor a számított dőlésirányok és szögek a valós irányoknak és szögeknek csak egyik komponensét adják meg, azaz áldőlések, mivel a többszörös szelvény csak a folyóval párhuzamosan mérhető. Erre a problémára jelent megoldást, ha méréseinket egycsatornás szelvényekkel kombináljuk, erre cikkünk későbbi részében mutatunk példát.

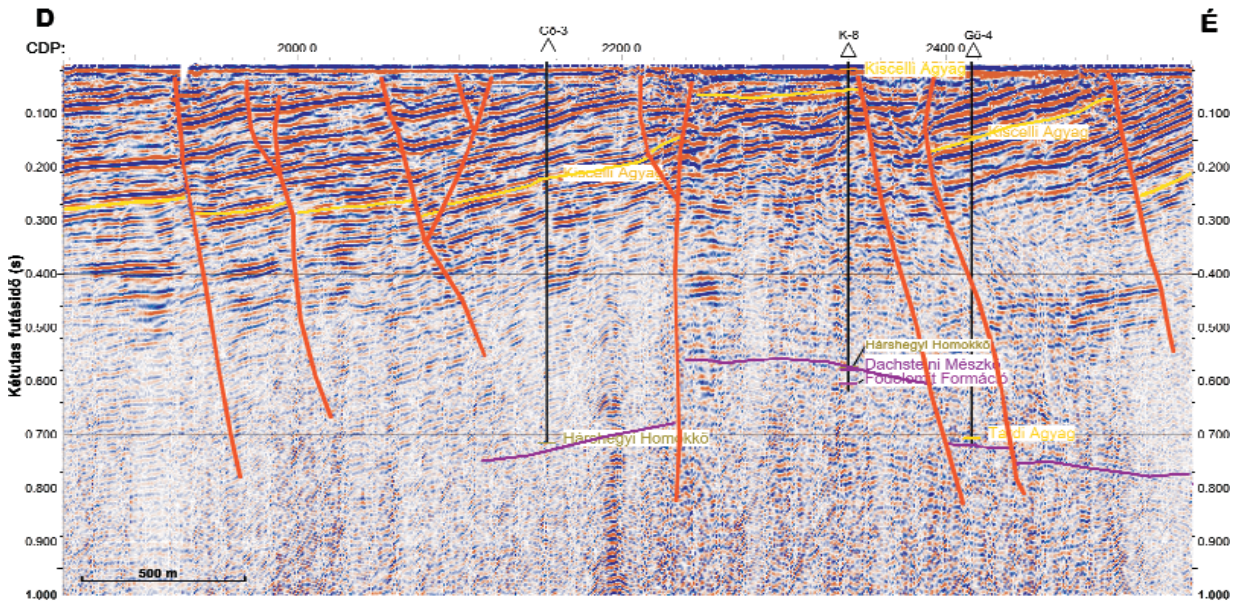
A mérés Visegrád és Dömös közötti szakaszán a szelvény képe zavart, így az nem értelmezhető. Ennek oka a mederfenék reflexivitásának megugrása, melyet az azt képező alsó-badeni andezit okoz. A zavart zóna után viszont nagyon markáns reflexiókkal egy kis üledékgyűjtő medence, a Pilismaróti-medence jelenik meg (9. ábra).

A medence aljzatát valószínűleg oligocén és miocén korú üledékes és vulkanikus kőzetek alkotják, melyek markáns reflexiókkal jelennek meg. Sajnos a környező fúrások ezeket a rétegeket már nem érintették, így pontos összetételüket nem tudjuk. A középső-miocén során normálvetők vagy ferdecsúsású vetők mentén



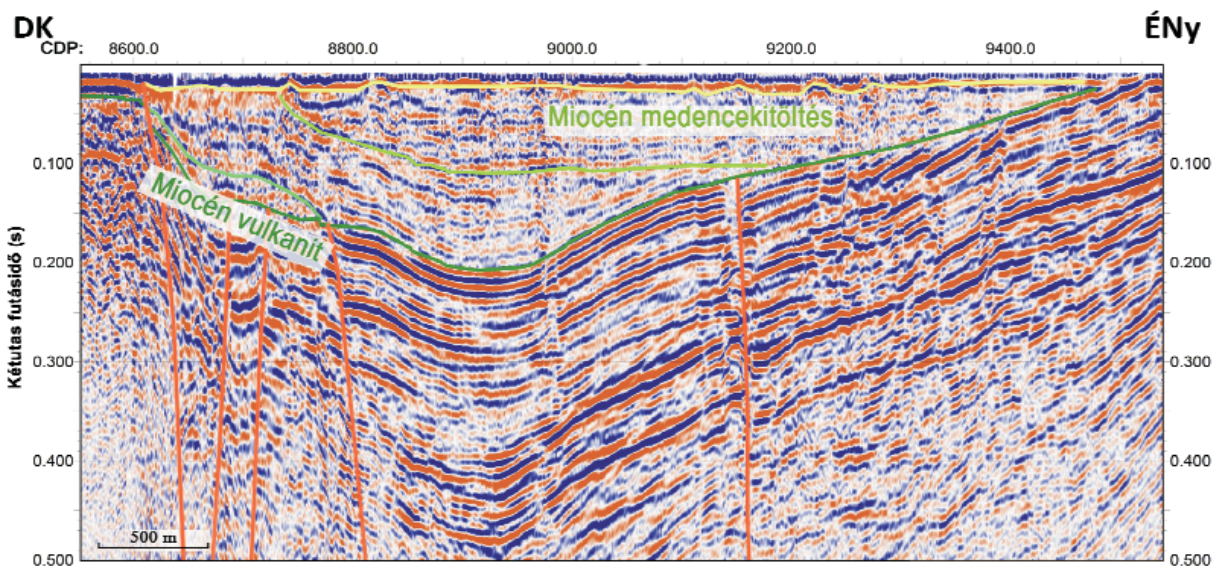
7. ábra. Az értelmezett vetőzónák és az ábrázolt szelvények helyszínrajza

Figure 7. The interpreted fault zones (orange) and the location of the enlarged sections (red)



8. ábra. A gödi aljzatmagaslat szeizmikus képe (Duna 11/96 szelvény részlete)
 lila = triász korú kőzetek teteje, citromsárga = Kiscelli Agyag teteje, piros = vetők

Figure 8. Seismic profile of the Göd horst
 purple = top of Triassic, Yellow = top of Kiscell Clay Fm, red = faults



9. ábra. A Pilismaróti-medence szeizmikus szelvénye (Duna 12/96 szelvény részlete)
 zöld-világoszöld-citromsárga = miocén medencekitöltés szakaszai, sötétzöld = miocén vulkanitok teteje, piros = vetők

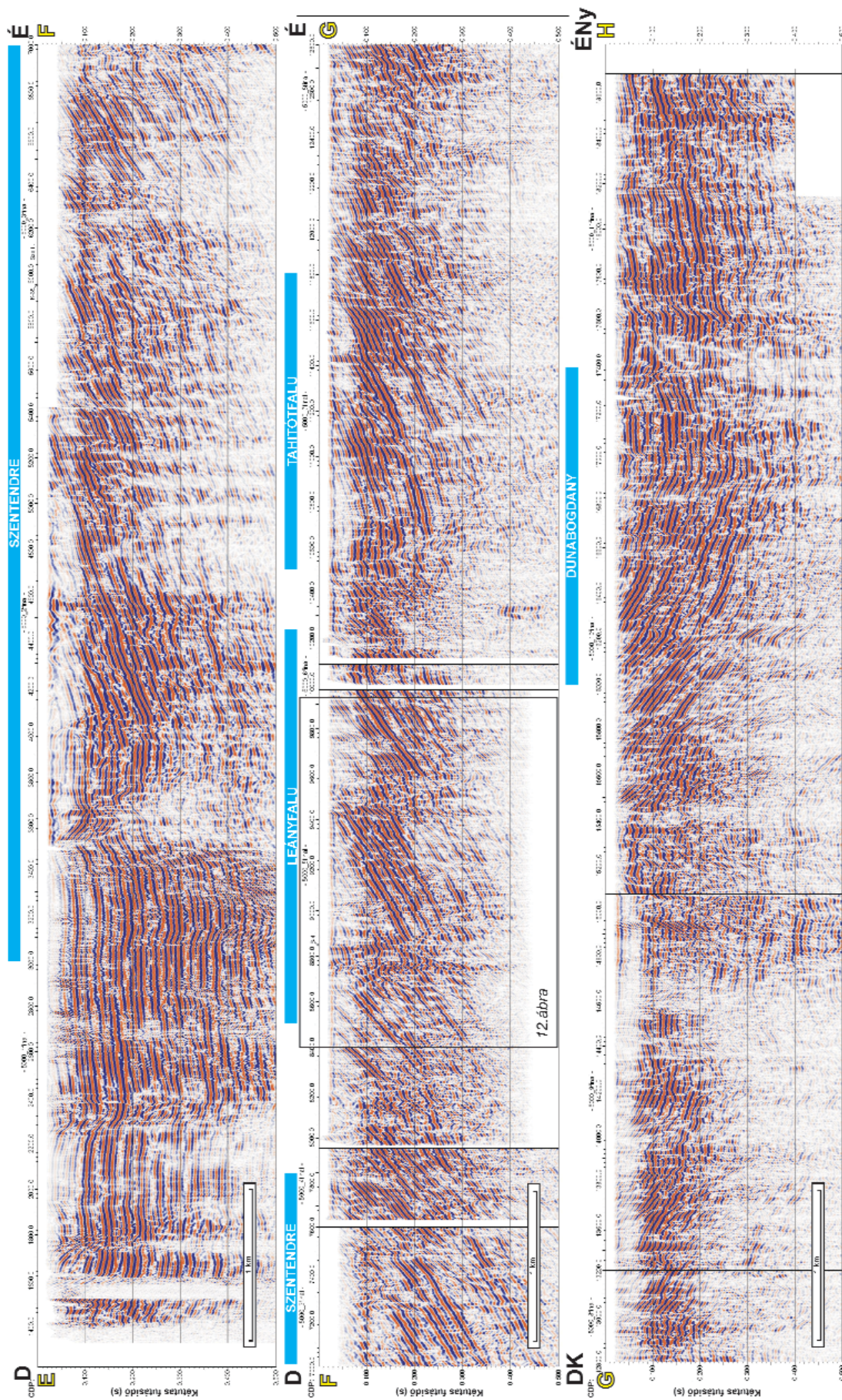
Figure 9. The seismic section of the Pilismarót Basin (section of the Duna 12/96)
 green-light green-yellow = sequence of the Miocene basin filling rocks, dark green = top of Miocene igneous rocks, red = faults

történő süllyedés alakította ki a medencét (FODOR et al. 1999). Valószínű, hogy a deformációval egy időben ezt a süllyedéket középső-miocén üledékek töltötték fel, mélyfúrás adatok alapján főleg agyag, márga és homok; ezeket alacsonyabb amplitúdójú reflexiók és kisebb rétegdőlések jellemzik. A medence a 8900-as CDP pontnál tűnik a legmélyebbnek, ami éppen egybeesik a Duna itt lévő kanyarjának csúcspontjával. Így a szelvények alapján megállapítható, hogy a medence ÉK-i része süllyedt le a legjobban, itt a legvastagabbak a miocén üledékek. Ezek belső szerkezete alapján úgy tűnik, hogy a feltöltődés több ciklusban zajlott le (az alsó reflexiók a medence aljzatával párhuzamosak, a felsők viszont vízszin-

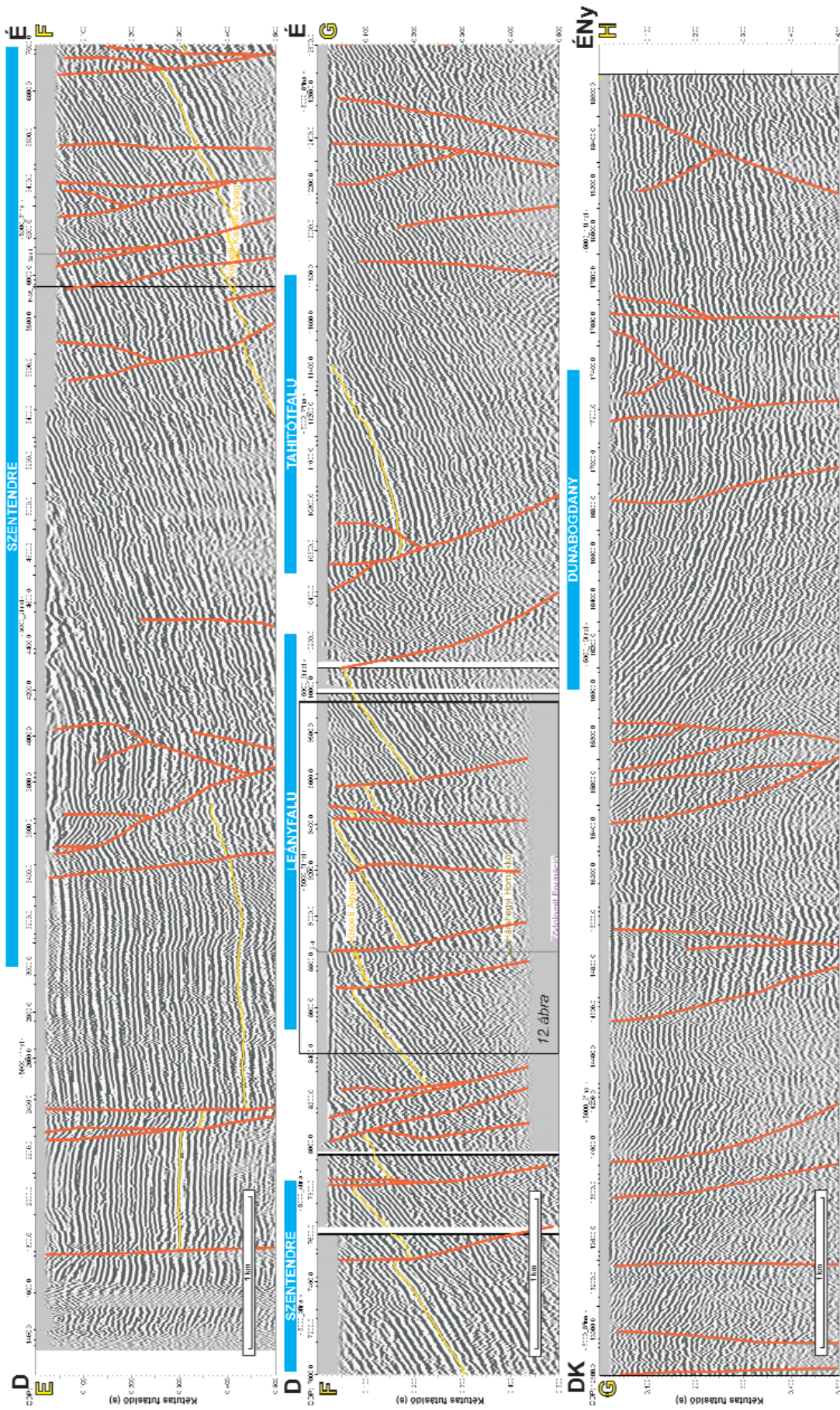
tesnek látszanak), azonban mivel a szelvény itt kanyarodik, az értelmezés bizonytalansággal terhelt. Ha a feltételezés igazolódna, az az üledékképződés és medencesüllyedés közbeni deformáció egyértelmű bizonyítéka lenne.

Mellékági többcsatornás szelvény

A mellékági többcsatornás szelvény (10. ábra) 2008-ban készült el. A szelvényt a 1996-osnál kevésbé jellemzik a zavart és adathiányos zónák (ennek oka például az, hogy a Duna itt nem metsz vulkanitos területet), így az értelmezés egyszerűbb (11. ábra). A korábbi sebességtérrel számolva a vertikális



10. ábra. A Szentendrei-Dunán 2008-ban mért többszatormás szelvények
 Figure 10. Multi-channel seismic sections measured on the Szentendre-Danube in 2008



11. ábra. Az értelmezett Szentendrei-Dunán 2008-ban mért többsátoros szelvény Citromsárga = Kiscelli Aggtelek; Piros = Értelmezett vetők

Figure 11. Interpreted multi-channel section measured on the Szentendrei-Danube in 2008
Yellow = Top of Kiscell Clay Fm.; Red = Interpreted faults

felbontás is kedvezőbb, 6–7 méteres, ugyanakkor csak a felső 500 ms-ról van adatunk. Sajnos csak három használható fúrás van a szakaszon (ezekből is kettő egymás mellett), ezek és a geológia ismerete alapján itt is elmondható, hogy a szelvényen a vékony folyóvízi üledékek alatt csupán az oligocén üledékes rétegsor reflexiói látszanak. A kutatást itt is a korábban ismerttetett idő-mélység függvényvel illesztettük a szeizmikához. Az értelmezett horizont itt is a Kiscelli Agyag teteje.

Az értelmezésünk a 11. ábrán látható. Az Szentendrei-Duna Budapest felőli végén a vízszintesnek látszó rétegeket számos normál vető metszi. A Bk-3 fúrás, bár közel van, mégsem vetíthetjük be a szelvényre, hiszen a rétegsora alapján megállapítható, hogy ez még a Pilis-vető DNY-i oldalán található (ahol nem túl mélyen már triász kőzetekkel találkozhatunk), szemben a szelvényünkkel, ahol csak üledékes oligocén rétegek látszanak. Ezen a szakaszon a Kiscelli Agyag tetőhorizontjának mélységét a másik szelvény segítségével határoztuk meg, hiszen a Szentendrei-sziget itt nem túl széles, a két Duna-ág egymáshoz közel található. A 3500–4100 CDP pont között egy virágszerkezetet találunk, értelmezésünk szerint a Kiscelli Agyag rétegei itt a mélybe süllyedtek, kialakítva a Dunakeszi-süllyedék nyugati részét.

Ettől a szakasztól északra egy kevésbé tektonizált zóna következik, emellett — ahogy a Duna É felé fordul — a rétegek áldőlése is megváltozik, a korábbi közel vízszintesről délies irányúvá. Az 5600-as CDP-től azonban ismét megjelennek a többségében normál vetők. A Kiscelli Agyag horizontja itt újra előtűnik a mélyből, melyet a Szentendrén mélyített fúrások is mutatnak (JÁMBORNÉ 1966). A Szentendre és Leányfalu menti Duna-szakaszon normál vetőkkel határolt, kibillentett blokkok láthatóak (12. ábra), melyek tetején a Törökbálinti Homokkő rétegei sorra lefejeződnek a negyedidőszaki Duna-üledékek alatt. A blokkok látszólagos dőlésszöge néhol a 14°-ot is eléri.

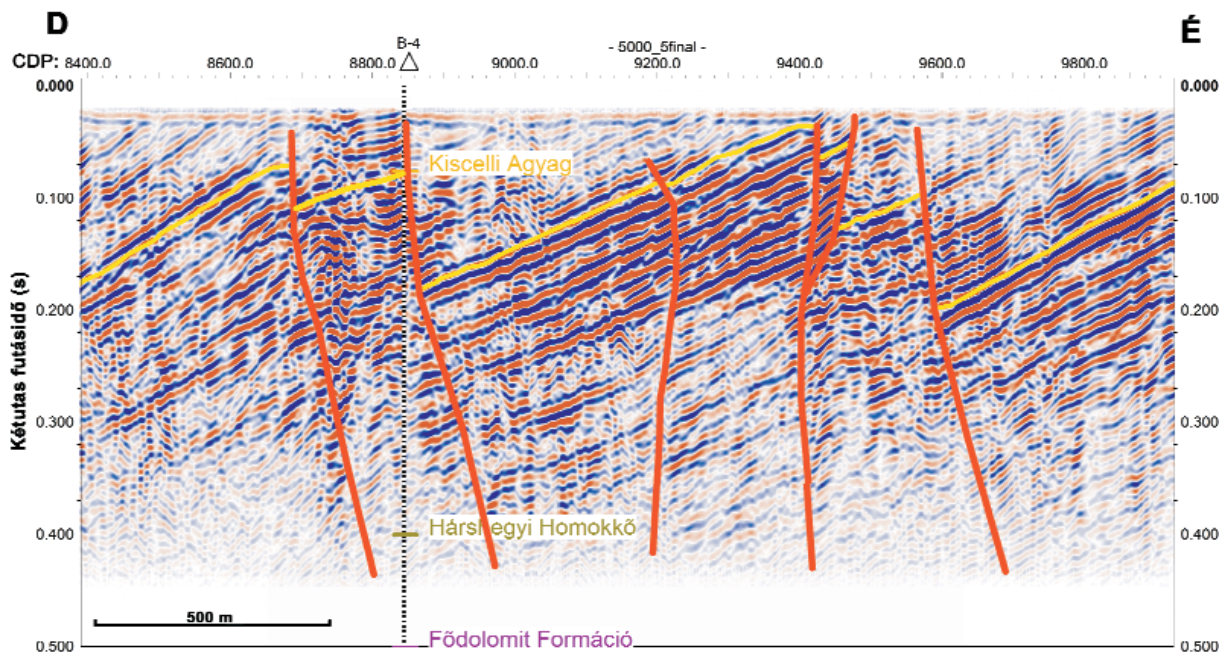
A sűrűn tektonizált szakaszt a 10 600-as CDP pontnál egy markáns normál vető zárja, ezután egy hosszabb, vető nélküli szakasz. Itt értelmezésünk szerint a Kiscelli Agyag teteje eléri egészen a folyami üledékek bázisát, azaz a Törökbálinti Homokkő rétegei lepusztultak.

Tahitótfalutól északra a Szentendrei-Dunában egy kettős kanyar található, emellett a folyásirány is megváltozik É-D-ről ÉNy-DK-ire. Ezt a szakaszt láthatóan számos vető szabdalja, melyek között a blokkok áldőlése is változatos. Dunabogdánynál már ÉNy-ias áldőlést látunk a korábbi délies helyett. Az itt levő nyugodtabb zóna után a szelvény hátralévő szakaszán még négy kisebb vetőzónát értelmeztünk, melyek csekély áldőléssű DK-ies irányú blokkokat határolnak.

Egycsatornás mérések Dunakeszi és Göd térségében

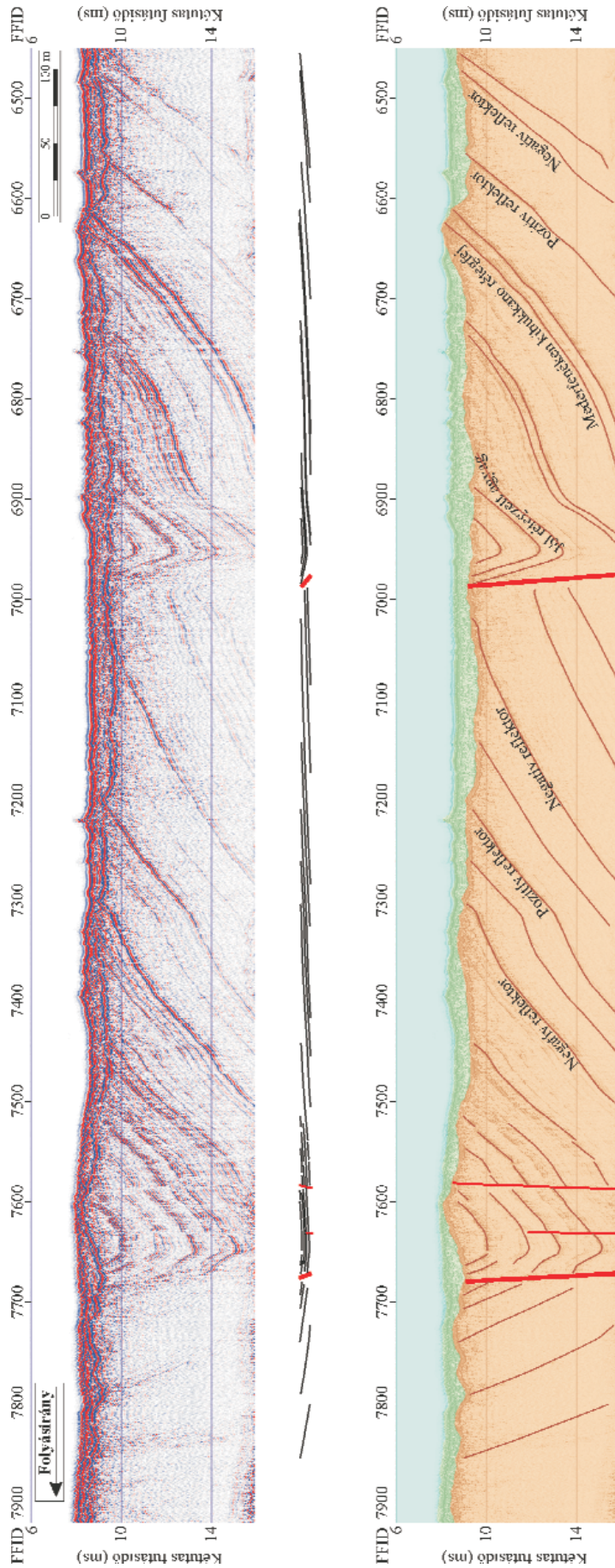
A többszatornás szelvények legnagyobb problémája az, hogy a hosszú hidrofonkábel miatt csak a folyó által megszabott nyomvonalon, a folyásiránnyal párhuzamosan lehetséges a mérés, ezért a térbeli elemeknek csak egy 2D-s képét kaphatjuk meg. Erre a problémára jelenthet megoldást, ha többszatornás méréseinket egycsatornás szelvényekkel kombináljuk. A módszer részletes leírása TÓTH 2003-as doktori dolgozatában található, az alábbiakban ennek egy rövidített összefoglalóját közöljük.

Egy értelmezett egycsatornás szelvényre láthatunk példát a területünkről a 13. ábrán. Az egycsatornás szeizmikus mérések előnye, hogy nem csak folyásirányú, hanem arra merőleges, keresztirányú szelvények is készíthetők, így a 3D-s térképezés is megvalósítható. Emellett az sem elhanyagolható tény, hogy a mérés olcsóbb és egyszerűbben kivitelezhető, mint a többszatornás esetben.



12. ábra. Kibillentett blokkok Leányfalu közelében. A citromsárga horizont a Kiscelli Agyag teteje, a vetőket pirossal jelöltük

Figure 12. Tilted blocks near Leányfalu. The yellow horizon is the top of Kiscelli Clay Fm., the faults are marked by red lines



13. ábra. A Gazlo 02/99-es egycsatornás szelvény értelmezetlen (felül) és értelmezett változata (alsó ábra) (Tóth 2003)

A szelvény nyomvonalát a 16. ábrán látható. Az alsó ábrán kék szín jelzi a Duna vizét, zöld a recens folyami üledékeket, világosbarna pedig az oligocén rétegsort. A jelzett horizontális méter skála hozzávetőleges, a szelvény mentén kissé torzulhat, a fővén ugyanis időre, és nem távolságra történt. A hajó ugyanakkor folyásirányban lefelé közel egyenesen és egyenletes sebességgel haladt, így jelentős torzulás nem lépett fel. A megjelölt szizmikus szelvény túlmagyasítása mintegy 15-szörös, a vertikális torzulás nélküli értelmezés a két szelvény között, közepesen látható. Az amplitúdó szerint színezett felső szelvényen jól azonosíthatóak a fordított polaritású reflexiók, amelyek olyan réteghatárokat jeleznek, ahol a felső réteg az alatta levőnél nagyobb akusztikus impedanciával rendelkezik. Ez az eset áll fent például akkor, amikor agyagrétegre keményebb homokkő települ, ahogy az az oligocén rétegsorra több helyen jellemző

Figure 13. The raw (above) and the interpreted (below) Gazlo 02/99 single-channel seismic section (Tóth 2003)

The location of the section is shown on Figure 16 a). In the figure below, blue shows the recent fluvial deposit and light brown shows the Oligocene sequence. The horizontal metre scale is approximate; it can be distorted since the shooting was according to time, not distance. However, the boat went straight and with an almost constant speed downstream, thus considerable distortion did not happen. The vertical exaggeration of the section is fifteen fold; the interpretation without the vertical distortion can be seen in the middle. The reflections having reverse polarity can be identified easily on the section above, which is coloured by the amplitude. They show us boundaries where the upper layer has higher acoustic impedance than the layer below. This is the case when stiffer sandstone is deposited onto a clay layer, which is not unusual in the Oligocene sequence

Amennyiben a térképezni kívánt tektonikai vagy rétegtani elemek mind a többszatornás, mind pedig az egyszatornás szeizmikus mérésekkel leképezhetők, ott elegendő egy hosszanti irányú többszatornás szelvényvel leképezni a mélyebb rétegeket, majd ezt követően a felszínközeli tartományt egyszatornás mérésekkel vizsgálva elvégezhető a térbeli kiterjesztés. Fontos, hogy az egyszatornás szelvények kereszt- és hosszirányú szelvényhálózata kellően sűrű legyen ahhoz, hogy a jellemző szerkezeti elemeket az egyes szelvények között is korrelálni tudjuk, így a kiértékelés során elvégezhető nemcsak a réteghatárok, de a vetők térbeli térképezése is. A térképezett réteghatárok alapján számítható a dőltségi rétegek csapás és dőlésiránya is, melyek kiszámításához a következő lépéseket végeztük el:

1. A mederfenék, a folyami üledékek bázisának, valamint a vizsgált réteghatárnak a kijelölése a szeizmikus szelvényeken

2. Az egyes réteghatárok mentén a kétutas futásidő mélységgé történő konvertálása (A felhasznált sebességek víz esetén 1500 m/s, folyami üledékek esetén 1700 m/s, idősebb rétegekre pedig 2000 m/s)

3. A számított réteghatárra dőlési sík illesztése és ennek a síknak a paramétereiből dőlés- és csapásértékek számítása.

A módszer alkalmazásának legfontosabb feltétele, hogy az egyszatornás szelvények behatolása elegendően nagy legyen ahhoz, hogy a többszatornás szelvényvel leképezett geológiai elemeket vizsgálni tudjuk vele. Ez folyami környezetben praktikus azt jelenti, hogy a recens folyami üledék vastagságánál nagyobb legyen a szelvények behatolása. Ez a feltétel a tektonikus emelkedő térszínnek felett szinte majdnem minden esetben teljesül.

Ilyen terület Budapesttől É-ra, Dunakeszi térsége, valamint ugyancsak fiatal vetőkkel tagolt terület a Göd menti Duna-szakasz, mely vetőkről korábban már többen is említést tettek (PÁVAI VAJNA 1941, PÉCSI 1959). (A teszterületek helyszínrajza 4. ábrán található). Továbbá e területek vizsgálata mellett szól, hogy más geofizikai adatokból, így a térség Bouguer-anomália térképéből DK-ÉNy-i irányítottság vehető észre, így a vetők irányára is lehetnek sejtéseink.

A területen mért, amplitúdó szerinti színezett többszatornás szelvény (az 1996-os főági szelvény) látható a 14. ábra alsó részén, míg az ábra felső részén a három téglalapban a jelzett szakasz felett mért egyszatornás ultra-nagy felbontású szelvényrészletek láthatóak.

A Duna recens üledéke mindhárom esetben elég vékony ahhoz, hogy lehetséges a fekélyében található idősebb rétegek leképezése is. A bal oldali részlet egy vetőzóna felett készült, a középső egy kibillentett, de nyugodt szakasz felett mérődött, a jobb oldali részlet pedig egy markáns vető felső részét képezi le.

Az első teszterület a Duna 1661,5 és 1663 folyamkilométere között található. Ez a folyószakasz a Bouguer-anomália térképen (SZABÓ et al. 1998) jelentkező ÉNy-DK irányú negatív anomália, PÁVAI VAJNA (1941) által dunakeszi gravitációs depresszióknak hívott terület déli peremén található. A gravitációs adatokon túl a felszín morfológiájá-

ban, vízálózatában is észlelhető ez a csapásirány. A szakasz 1996-os többszatornás szelvényén (14. ábra alsó szelvény, 440–780 CDP pontok között) is jól látható, hogy a recens üledékek alatti rétegsor erősen tektonizált, sejthető, hogy a törések irányítottsága is ezzel az iránnyal korrelál. Ezt kívántuk ellenőrizni a 2000-ben lemerített egyszatornás szelvényhálózattal. A szelvények helyszínrajza a 15. ábra a részén látható. A többszatornás szelvény helyét a lila vonal jelzi, az egyszatornás szelvényhálózat pedig a piros vonalak mutatják.

A területen mért egyszatornás szelvényhálózaton több szelvényen is sikerült azonosítani a többszatornás szelvényen értelmezett vetőket, így meghatározhatóvá vált ezek Duna alatti szerkezete és csapásiránya. A 15. ábra b részén látszik az egyes szegmensek korrelációjának eredménye. A vastag lila vonal jelöli a fővetőket, míg a vékonyabb vonal az általunk másodrendű szerkezeti elemként azonosított ágakat.

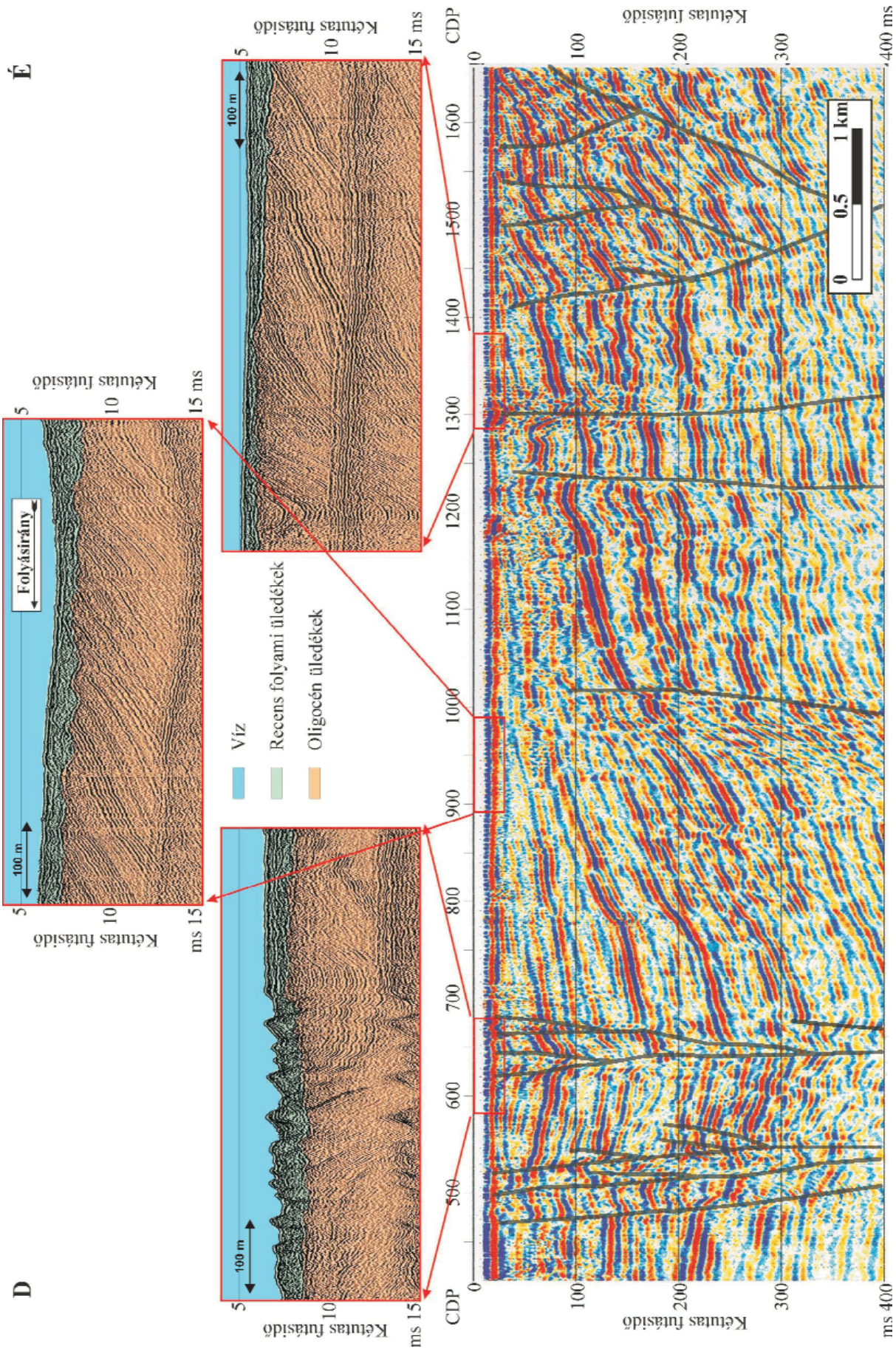
A törésrendszer mellett olyan jellegzetes reflexiókat is kijelöltünk, melyek több egymást keresztező szelvényen is azonosíthatók voltak. 6 ilyen réteget térképeztünk, melyek együttesen közel lefedik a kutatási területet. Térképi megjelenítésük a 15. ábra b részén látható.

A térkép alapján a csapásirány és a dőlés változásai is ránézésre megállapíthatók, emellett azonban három réteghatárnál, melyek jól közelíthetőek voltak egy síkfelülettel, elvégeztük a sík illesztését is, mely egyenletének paramétereiből kiszámítottuk a rétegdőlés irányát és a dőlés mértékét. Fontos megjegyezni, hogy a számított dőlés mértékét nagyban befolyásolja a feltételezett akusztikus sebesség mértéke. Azt recens folyami üledékek esetén 1700 m/s-nak, idősebb rétegekben pedig 2000 m/s-nak választottuk, azonban ezek egyes rétegek esetén alulbecsültek lehetnek, így a valódinál kisebb kapott dőlésértékeket számíthattunk.

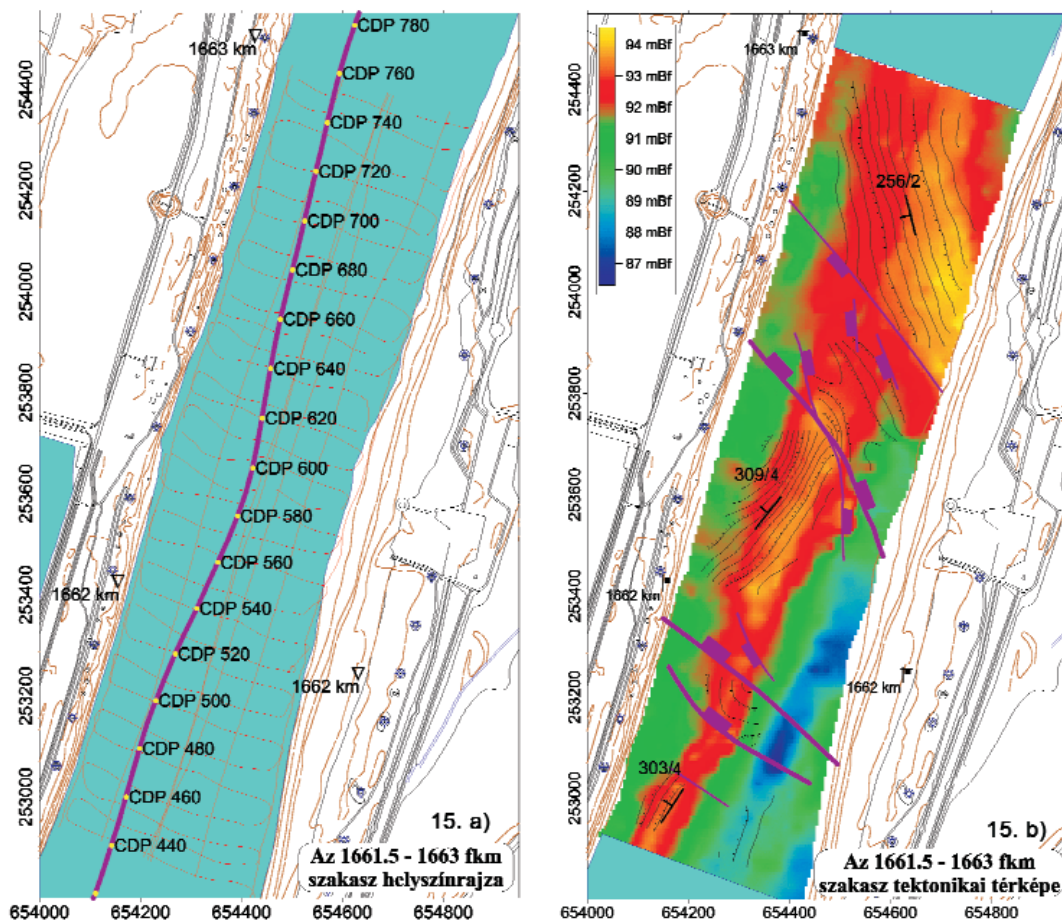
A térkép északi részén egy NyDNy-ias, szinte teljesen sík felület vehető észre, melyet délről egy vető választ el egy ÉNy-DK tengelyirányú szinklinális szerkezettől. Ez a szinklinális valószínűleg a közrefogó, ellentétes dőlésű vetőkkel kapcsolatos és vetőkapcsolt redőnek (fault-related fold) tekinthető (FAULDS et al. 2002). Dél felé továbbhaladva a rétegek dőlése Ny-ÉNy-ias irányúra fordul és meredekebbé is válik (4°). Ez a dőlésszög a terület déli végén számított értékkel is megegyezik, annak ellenére, hogy attól több vetőzóna is elválasztja.

A térképen a korábban említettek túl ábrázoltuk még a folyami üledékek bázisát is. Figyelemre méltó, hogy a területen 7 méteres szintkülönbség van a két szélsőérték között, ami meglepően nagy relief, különösen azt tekintve véve, hogy a Duna az általa erodált felszínre rakja le az üledékét. A talpfelület morfológiája a középső vetőnél változik meg jellegzetesen, ugyanott, ahol a rétegdőlés szöge is különbözött a két oldalon. Ettől D-re a folyásiránnyal párhuzamos kiemelt gerinc látható, valószínűleg egy ellenállóbb rétegcsoport. Ebben a morfológiában a déli vetőzóna sem okoz változást, mint ahogy a dőlésszög is megegyező volt annak két oldalán.

Érdemes összevetni a déli és az északi vetőzónát. Az északon látványosan megváltozik a morfológia és a blokkok dőlése, így a vizsgált szerkezet tektonikai eredetűnek



14. ábra. A Duna-II/1996 jelű többsatornás (alsó ábra, a fekete vonalak az értelmezett vetőket jelölik) és egysatornás (felső kis ábrák) szeizmikus szelvény részletei (Tóth 2003 nyomán) *Figure 14. Sections of the Duna II/1996 multi-channel (below, the black lines show the interpreted faults) and some single-channel seismic profiles (above) (modified after Tóth 2003)*



15. ábra. Az A teszterület helyszínrajza és eredményei

a) A Duna 1661,5 és 1663 folyamkilométer közötti szakaszán végzett szeizmikus mérések helyszínrajza (Tóth 2003). A lila vastag vonal jelzi az 1996-os többcsatornás szelvény nyomvonalát, sárga pontokkal megjelölve minden huszadik CDP helyét. A vékony piros vonal pedig a 2000-ben lemért egycsatornás hálózat. b) A kutatási területen észlelt vetők korrelációja (lila), valamint a térképezett reflexiók felszíne (méterenkénti szintvonalakkal és eséstűskékkel jelölve) és a belőlük számított rétegdőlések (dőlésirány/dőlésszög formájában). A színes megjelenítésű térkép a folyami üledékek bázisát mutatja

Figure 15. Map of the surveys and the results of Test area A

a) Measured seismic sections between the 1661.5 and 1663 river kilometre (Tóth 2003). The thick purple line shows the multi-channel section measured in 1996, with yellow dots marking every 20th CDP. The thin red line shows the one channel seismic section net measured in 2000. b) Correlation of the observed faults (purple lines), the mapped horizons (marked with 1 m interval contour lines) and the calculated direction/angle of the dip on the research area. The coloured map shows the base of the fluvial deposit in metre above the level of the Baltic Sea. Both maps are in the Hungarian EOVS coordinate system

tekinthető. Délen ugyanakkor a folyásiránnyal párhuzamos ellenálló rétegcsoporthoz találhatunk. Ez szerkezeti irányt egyértelműen nem jelöl, így következképpen a kialakult morfológia a Duna eróziójának következménye.

A többcsatornás szelvény és az egycsatornás szelvényháló korrelációjából egyértelműen levonható az a következtetés, hogy a vetők számított dőlés- és csapásirányai jó egyezést mutatnak a korábbi vizsgálatokból (ELEČKO et al (1998), BADA et al. 2000) valamint a felszíni morfológiai elemekből szembetűnő ÉNy–DK-i iránnyal.

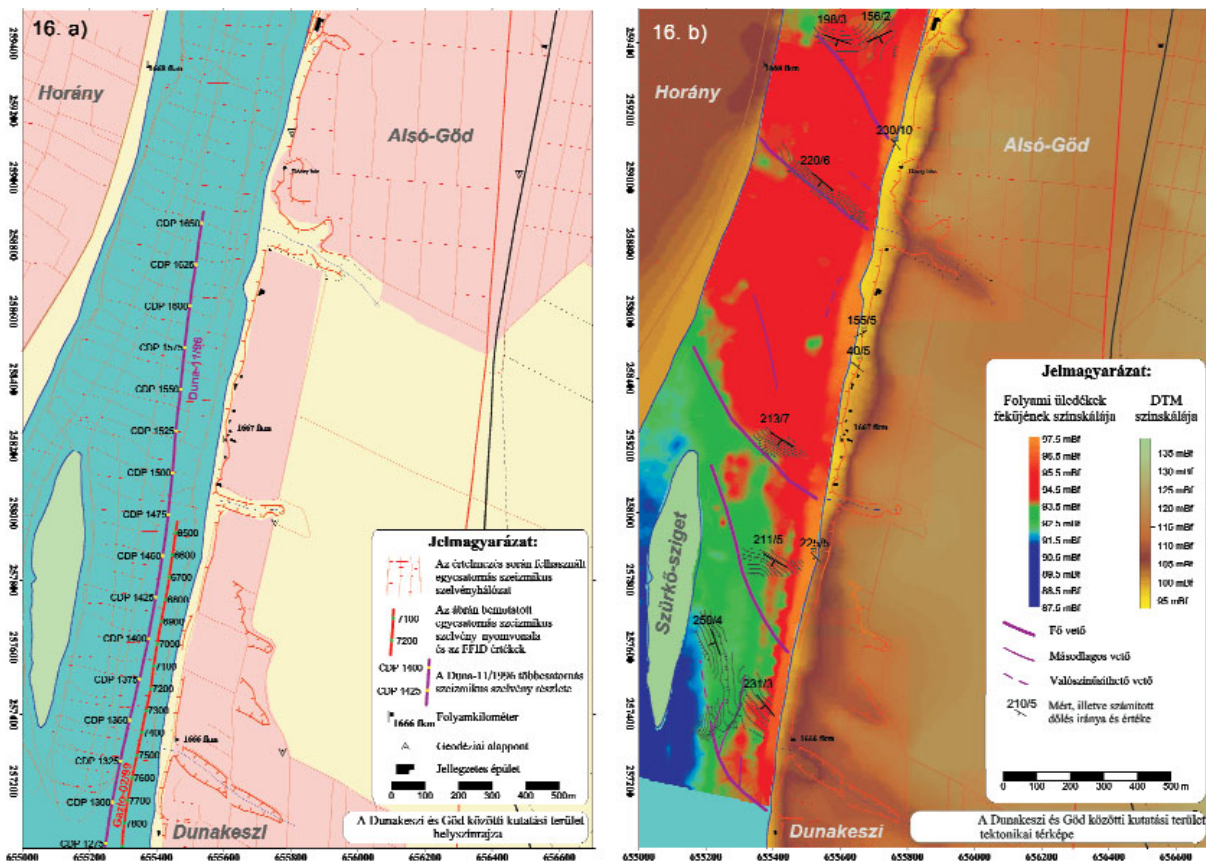
A másik teszterület (16. ábra, a) a korábban említett ÉNy–DK-i negatív Bouguer-anomália északi peremén található, Dunakeszi és Göd között. A terület érdekessége, hogy a Duna bal partján alacsony vízállásnál több helyen felszíni kibúváásokban figyelhető meg a recens folyami üledék bázisa, így a mérést terepi megfigyelésekkel és dőlés-mérésekkel is ki tudtuk egészíteni.

A többcsatornás szelvény itt is a már korábban bemutatott

Duna-11/96-os, egycsatornás szelvényháló pedig a helyszínen folytatott többéves mérésorozat eredménye. Már 1996-ban, a többcsatornás méréssel együtt egy egycsatornás felvétel is készült, majd 1998 októberében két, a bal parthoz közel eső szelvényt mértünk. Az ELTE Geofizikai Tanszékének 1999 nyarán itt zajlott terepgyakorlata újabb szelvényekkel gazdagította az adatbázist, végül az egész terület szisztematikus, mind kereszt- mind folyásirányú szelvények mentén történő felmérése 2001-ben történt meg.

A Duna-11/96-os szelvénynek a CDP 1275–1655 közötti szakasza esik a területre (sajnos az 1655 utáni szakasz hiányzik a felvételből), amit a 14. ábra alsó felén láthatunk. Itt több olyan vető is látszik, amelyek az egycsatornás felvételeken is azonosíthatóak. A szelvények alapján készült tektonikai térképet a 16. ábra b része mutatja.

A folyó ezen szakaszán több ÉNy–DK csapásirányú vetőt azonosítottunk. Az értelmezés során térképezett vetőket 3 részre osztottuk, vastag lila vonallal a több szelvényen azo-



16. ábra. Az B teszterület helyszínrajza és eredményei

a) A második teszterület helyszínrajza (Tóth 2003). A lila vastag vonal jelzi az 1996-os többszörös szelvény nyomvonalát, sárga pontokkal megjelölve minden huszadik CDP helyét. A vékony piros vonal pedig a 2000-ben lemért egyszörös hálózat. b) A kutatási területen észlelt vetők korrelációja (lila), valamint a térképezett réteghatárok és a belőlük számított rétegdőlések dőlésirány/dőlésszög formájában. A színes megjelenítésű térkép a folyami üledékek bázisát mutatja a Balti-tenger szintje feletti értékben megadva és színezve. Eltérő színskálával a felszíni domborzat tengerszint feletti magasságát is ábrázoltuk 10 méteres DTM adatok alapján)

Figure 16. Map of the surveys and the results of Test area B

a) The map of the second research area (Tóth 2003). The thick purple line shows the multi-channel section measured in 1996, with yellow dots marking every 20th CDP. The thin red line shows the single-channel seismic section net measured in 2000. The map is in EOV coordinate system. b) Correlation of the observed faults (purple lines) and the mapped horizons with the calculated direction/angle of the dip on the research area. The coloured map shows the base of the fluvial deposit in metres above the level of the Baltic Sea. The map is in the EOV coordinate system

nosított, jelentős (méteres vagy többméteres) elvetést mutató vetőket, vékonyon a szerkezeti szempontból másodrendű vetőket jelöltük, a szaggatott vonalak pedig a bizonytalan, esetleg csak egy szelvényen azonosítható vetőket jelölik.

A terület déli részén (a Szürkő-szigettől keletre) a vetők egy jól rétegzett, puha agyagos képződményben, illetve annak határán haladnak. Valószínűleg ennek az agyagnak a kisebb ellenállása eredményezte azt, hogy a Duna itt korábban mélyebb medret tudott magának kivájni, ma ugyanis a dunai üledékek bázisa ezen a szakaszon több méterrel mélyebben található, mint a terület középső és északi részén.

1667-es folyamkilométerhez közeledve egy kiemelt helyzetű blokk jelenik meg, melynek határa szerkezeti kontrollált. Ettől északra a recens folyami üledékek vastagsága elhanyagolhatóvá válik, helyettük közvetlenül az oligocén rétegek alkotják a meder fenekét. Ez a kiemelt helyzetű rétegsor — amelyet a Duna is csak nehezen tud erodálni — jelentheti a hajózást is megnehezítő gödi gázló magyarázatát.

A felszíni geomorfológia jellegzetes irányai jól korrelálnak a mélyebben azonosított szerkezetekkel, ahogy erre

már ROZLOZSNIK (1936) utalt. Jól látható, hogy a Dunaparra lefutó völgyek iránya jól egyezik a törésszerkezetek és a megfigyelt dőlések irányával, emellett sok esetben a konkrét korreláció is felfedezhető. Ilyen például az 1667 fkm-től délre a Dunába folyó patak folytatásában jelentkező vető és reflexió, mely markáns változást jelent a területen. Másik hasonló példa az 1667.5 fkm-nél levő patak.

A vetők kora a folyami üledékek és az oligocén rétegsor közötti nagy üledékhézag miatt bizonytalan, azonban a PÁVAI-VAJNA (1941) által említett vető (mely térképvázlatai alapján a 1667 fkm-től délre fekvő vetővel azonos) megfigyelései szerint a felső-pleisztocén városi dunakavics rétegeit is érinti. Valószínű tehát, hogy a vetőnek lehetett kvarter aktivitása is, hiszen a dunai kavicsrétegeket és felszíni geomorfológiai elemeket is befolyásol. Ugyanakkor az is valószínű, hogy a vetők már a miocénben aktívak voltak, és elvetésük egy része már akkor létrejött. A vetők iránya alapján a fő színrift fázisra gondolhatunk, amely FODOR et al. (1999) szerint a kárpáti-kora badeniben (15–18 M éve) mehetett végbe.

Diszkusszió

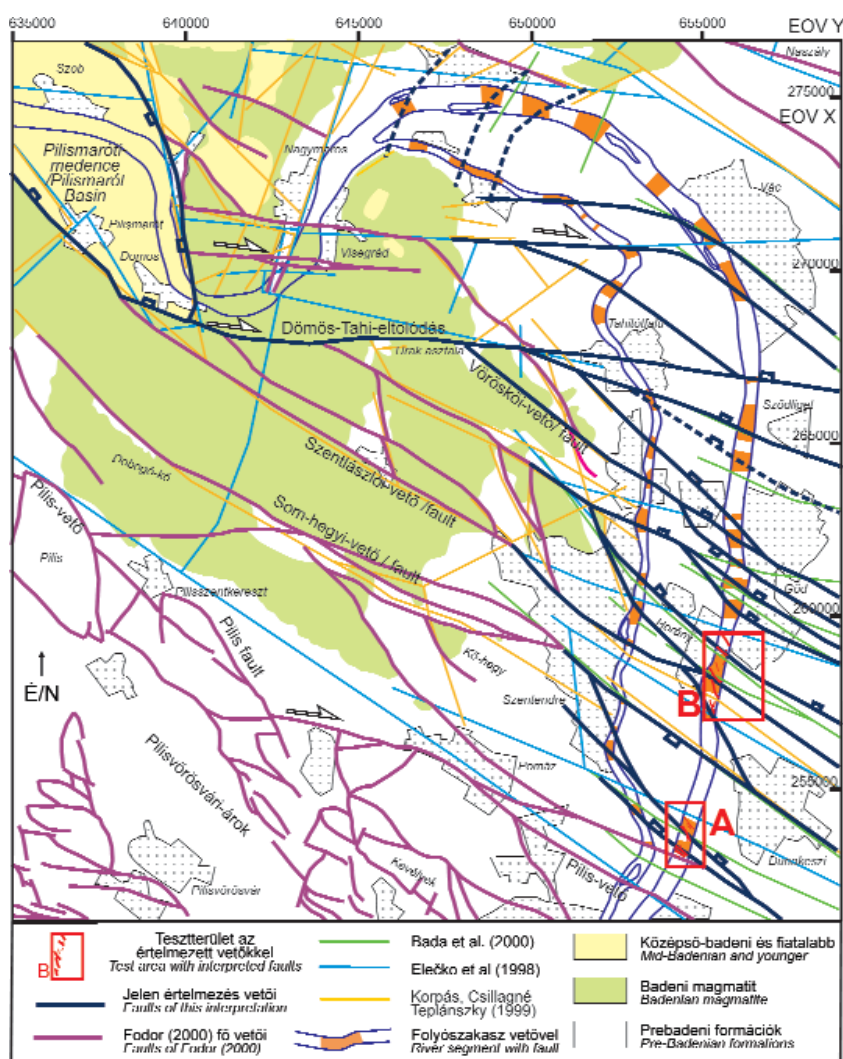
A többszörös szelvények alapján a Duna alatt számos szakaszon határoztunk meg vetőkkel szabdaltságot. A Duna alatti vetőket korreláltuk a korábban készült földtani vagy speciális térképekkel (BALLA & CZAKÓ 1978, ELEČKO et al. 1988, KÖRPAŠ & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999) és FODOR (2000) kéziratban nem publikált térképével. Az értelmezett vetős folyószakaszok, a korábbi eredmények, valamint az egyszörös szelvényekből meghatározott vetőzónák alapján pontosítottuk a Duna alatt haladó vetők helyét, valamint új töréseket is berajzoltunk, ezeket sötétkék szaggatott vonallal láthatjuk. A felszíni vetők esetében a morfológiát, illetve BALLA & CZAKÓ (1978) térképezési elvét, a vulkanitok talpfelületét követtük. Ezen munka után állt elő a vetőminták, amely a Duna alatti szerkezeteket összeköti felszínen nyomon követhető vetőkkel és így egy az eddigieknél teljesebb szerkezeti képet ad (17. ábra).

A korábban készült földtani vagy speciális tektonikai térképekkel összevetve (17. ábra) több helyen találunk egyezést, ugyanakkor eltérések is észrevehetőek: ezek nem mindegyike adódhat a területi rendszerek közötti váltásból, illetve a térképek torzításából, hanem eltérő szerkezeti értelmezést mutatnak. Világos azonban, hogy a Duna alatti szerkezetek megítélésében a szeizmikus szelvények szerepe elsődleges, így a korrelációt ezek alapján végeztük el.

Az új térképet érdemes összevetni a terület Bouguer-anomália térképével (SZABÓ et al. 1998, 18. ábra), amellyel együtt több megfigyelés is tehető. A terület DNy-i részén pozitív anomália jelenik meg, melynek markáns pereme a Pilis-vetővel esik egybe. Az anomáliaváltozást a nagy sűrűségű triász kőzetek okozzák, amelyek a vonal mentén északra felé süllyednek a mélybe. A vizsgált dunai szelvények a Pilis-vetőtől csak északra kezdődnek, így azt nem képezik le. Bár nagy vonalakban a vető lefutása megegyezik mind ELEČKO et al. (1998), mind BADA et al. (2000) térképéről ismert vetőkkel, de a felszíni térképek (BALLA & CZAKÓ 1978, FODOR 2000) és a vízi szeizmikus szelvények részletesebb és pontosabb képet adnak (17. ábra). DUDKO et al. (2000) munkájában a Pilis-vető a paleogénben balos eltolódás lehetett, míg FODOR et al. (1999) feszültségadatai alapján a miocén szinrift fázisban normálvetőként működhetett.

Az A mintaterületen a Pilis-vetővel párhuzamos kisebb vetőket sikerült azonosítani. Ezek kapcsolódhatnak a BALLA & CZAKÓ (1978) térképén a pomázi Kő-hegy és a Dobogókő előtt hosszan húzódó Som-hegyi-vetőhöz, azonban a köztes terület adathiányos (17. ábra).

Az A és a B terület között, Dunakeszi térségében egy jelentős anomália látszik, környezetéhez képest kiemelkedően alacsony értékkel, melynek fő oka a mezozoos kőzetek nagy mélysége. Az anomália középpontjában egy markáns vető található, ami azonban a többi értelmezett vetővel ellentétben látszólag nem éri el a felszínt. A vető nyomon követhető a Szentendrei-Duna szelvényén is, iránya megegyezik az anomália ÉNy–DK-i irányítottágával. Ugyancsak ilyen irányítottágú a térképen a területtől északra kirajzolódó gödi aljzatmagaslat is. Ennek déli részén, Horány és Göd környékén több vetőzónát azonosítottunk (részben a B minta-

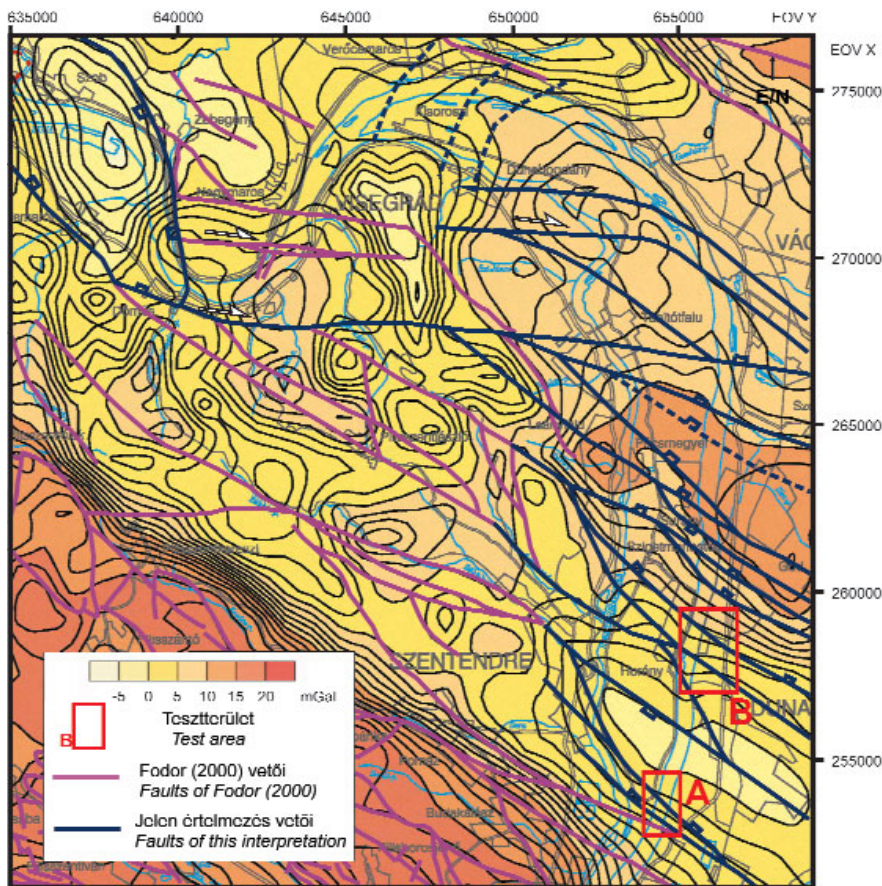


17. ábra. Új eredmények összehasonlítása a korábbi tektonikai térképekkel (KÖRPAŠ & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999, ELEČKO et al. 1998 [DANREG], BADA et al. 2000)

A Duna alatt általunk azonosított vetők, valamint FODOR (2000) vetőmintája (lila vonalak) együttesen alkotják az általunk javasolt szerkezeti mintázatot. Az eltolódás jellel nem jelölt vetők normál kinematikájúak

Figure 17. Comparison of our results and the previous tectonic maps (KÖRPAŠ & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999, ELEČKO et al. 1998 [DANREG], BADA et al. 2000)

The faults mapped below the Danube (blue lines) and the faults of FODOR (2000, purple lines) together constitute the complete fault pattern of the entire area. Faults not indicated by strike-slip signs are normal faults



18. ábra. A terület Bouguer anomália térképe (SZABÓ et al. 1998), sötétkék színnel az általunk meghatározott vetők, valamint a teszterületek helyszínrajza

Figure 18. The Bouguer Anomaly map of the area (SZABÓ et al. 1998), dark blue lines show the suggested faults and the red rectangles show the two test areas

terület részletes szerkezeti térképezésével), melyek egy részre megjelenik BADA et al. (2000) elemzésében is; munkánkban az eddigiekhez képest több vetőt sikerült azonosítani. Az is látható, hogy leképezésünk eltér ELEČKO et al. (1998) térképétől, amelyen egy NyÉNy–KDK-i csapású vető jelenik meg, mely a mi vető-korrelációnkban nem lép fel. Nyugat felé, a vetők kapcsolódnak a Visegrádi-hegység vulkanitjaiban megfigyelhető vetőkhöz (KORPÁS & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY 1999), míg tovább nyugatra a Szentlászlói-vető vagy az Urakasztala vetői felé kereshető a kapcsolat (17. ábra), bár nem feltétlen kell teljesen folyamatos vetőkre gondolni.

Gödön belül több vetőzónát azonosítottunk és korreláltunk a két Duna-ágon keresztül. Ezek a vetők feltehetőleg a Göd-magaslat déli oldalát határolják le. Göd északi részén halad át a Vöröskői-vető, amely a névadó csúcstól keletre húzódik: ezt BALLA & CZAKÓ (1978) a miocén vulkanitok fekvésintjének elmozdulása alapján azonosította (17. ábra). Innen Sződligetig–Tahitótfaluig további 3 vetőág jelenik meg, amelyek feltételezésünk szerint egy K–Ny nagyobb vetőbe kapcsolódnak. A Duna főágában a vetőket BADA et al. (2000) is azonosította. A Szentendrei-ágban, közvetlenül Tahitótfalutól délre húzódó vetőágot BALLA & CZAKÓ (1978) az Urakasztaláig jelölte, de FODOR (2000 nem publikált térkép) nyugat felé egészen Dömösig húzta az ELEČKO et al. (1998) térképén jelölt

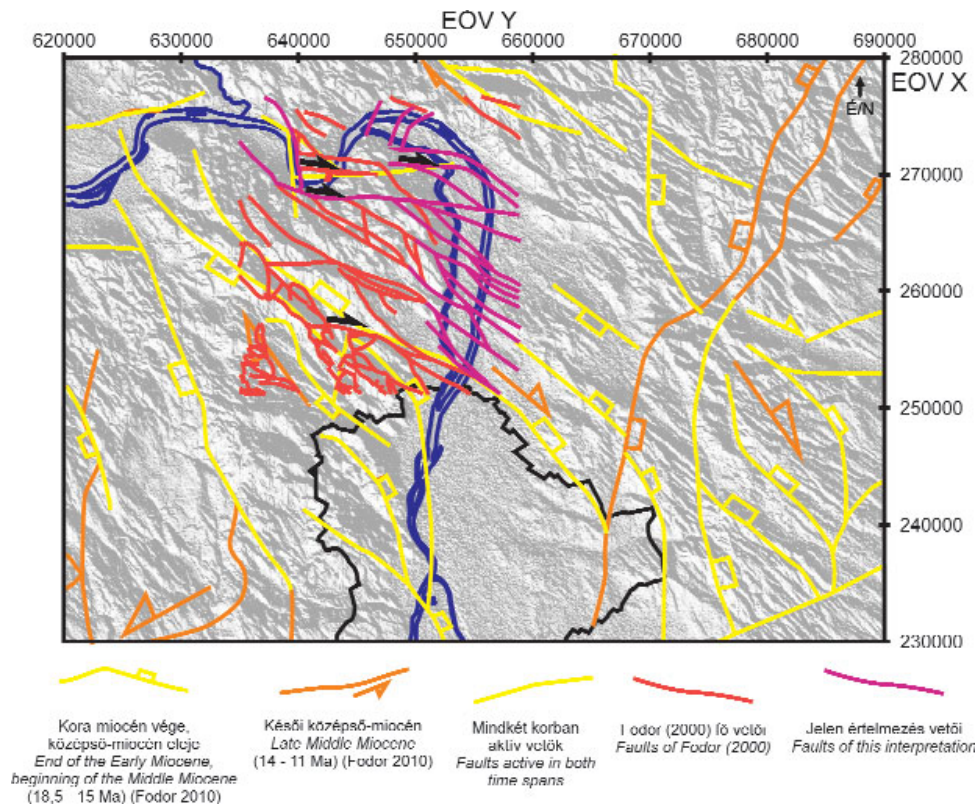
vetőtől kissé délre. A vető lefutását az Urakasztala vulkanit-tömbjének fekvésfelzárkójának jelöli ki. A térképen Dömös–Tahi-eltolódásként jelöltük (17. ábra). A felszültségadatok alapján jobbbs eltolódással számolhatunk; hasonló irányú eltolódást kissé északabbra BENCE et al. (1991) is észlelt. Dömöstől nyugatra az eltolódás folytatása ÉNy-ra kanyarodik és a Pilismaróti-medence nyugati peremvetőjét adja (17. ábra).

A szeizmikus értelmezésünk további szakasza már jelentősebb bizonytalansággal rendelkezik. Vác környékén a környező vetők a korábban látott ÉNy–DK-i csapásiránnyal rendelkeznek (egy ilyen vető mentén emelkedik ki a közeli Naszály), így véleményünk szerint valószínűleg a Duna alatt értelmezett vetők is ilyen irányúak. ELEČKO et al. (1998) térképe itt egy hosszú, Ny–K-i vetőt jelöl, mely Nagymaros felől halad: lehetséges, hogy a Duna alatti vetők erre kapcsolódnak rá (17. ábra).

A Szentendrei-sziget északi része nem túl széles, a Duna két ága viszonylag közel helyezkedik el egymáshoz; ennek ellenére a két szeizmikus szelvény ezen a területen nehezen korrelálható egymással. A blokkok rétegdőlése, valamint a vetők alakja is változó mindkét ág alatt. Az értelmezett vetőzónákat bizonytalan lefutású ÉÉK–DDNy-i csapásirányú vetőkkel korreláltuk, mivel ilyen irányú törésekre utalhatnak a KORPÁS & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY (1999) által a Duna partján jelzett vetők, valamint a Bouguer-anomália térkép izovonalai is (17. ábra).

Nagymarostól délre húzódik az a K–Ny-i csapású jobbos eltolódás, amit BENCE et al. (1991) rögzített a Duna medrében. Ez a vető párhuzamos a Dömös–Tahi eltolódással és azzal megegyező szerepe van. A dömösi kanyarnál egy É–D-i vető alkotja a Pilismaróti-medence keleti peremvetőjét a vulkanitok és a kissé fiatalabb badeni üledékek között, ezt szeizmikus szelvényeink jól leképezték (9. ábra). A medence délnyugati peremvetőjét a Dömös–Tahi-eltolódás ÉNy-ra kanyarodó szegmense adja (17. ábra). A csapásváltás valószínűleg kinematikai változással is együtt járhat, azaz a jobbos eltolódás normálvetővel kombinálódik. A medence kinyílásában tehát normálvetők és eltolódások játszottak közre.

Az eredményeinket FODOR et al. (1999) és FODOR (2010) regionális elemzésével összehasonlítva (19. ábra) jól látjuk, hogy a Duna alatt és annak környezetében javasolt



19. ábra. Az általunk javasolt vetők (piros) regionális tektonikai térképen (FODOR 2010 nyomán módosítva). A háttérben a térség digitális terepmmodellje (SRTM) látható

Figure 19. The suggested faults (red) on a regional tectonic map (modified after FODOR 2010). The background is the area's digital elevation model (SRTM)

vetők a környező jelentős vetőkkel összhangban vannak. Leginkább a szinrift, ÉNy–DK-i csapású regionális vetők azok, melyek a Duna alatt is megjelennek, illetve tükröződnek kisebb szerkezeti elemek formájában. A K–Ny csapású eltolódások is beleillenek e képbe, ha figyelembe vesszük, hogy a feszültségállapot helyileg vagy időlegesen extenzióból eltolódásos jellegűvé vált, miközben a széthúzás iránya ÉK–DNY-i maradt. Ilyen kinematikai változás a Dunántúli-középhegységben is ismert.

E vetők működése a kora-miocén végétől a késői középső-miocénig történt, vagyis egykorú a Pannon-medence riftesedésével. A Duna alatti szelvényeken nem, de a közvetlen felszíni szerkezeteknél látható, hogy azok metszik a kora-badeni vulkanitokat. A Pilismaróti-medencében pedig a medencekitöltő üledékek szinszediment badeni deformációt igazolnak, vagyis, a szinrift deformáció a badeni alatt működhetett. Pontosabb korolásra a medence üledékeinek pontos korának ismerete adhatna lehetőséget.

FODOR (2010) elemzésében elkülönít egy késő-badeni-szarmata fázist, melynek feszültségtengelyei csak kis mértékben térnek el a korai szinrift fázisától. Ekkor a széthúzás kb. K–Ny irányú volt, és az ÉNy–DK-i vetők kinematikája jobbos eltolódás lehetett (19. ábra). A Duna alatti adatsorral ezt a kis kinematikai változást nem tudtuk egyértelműen lekövetni, még ha eltolódásra utaló nyomokat fel is ismerünk. Lehetséges, hogy a közel É–D-i, a Szentendrei-sziget északi végén sejthető vetők már ehhez a fázisokhoz tartoz-

nak, azaz középső-badeni utániak (FODOR et al. 1999). Azonban ennek igazolása további vizsgálatokat igényel. A vetők néhány esetben valószínűleg ma is aktívak, ahogyan arra az egycsatornás mérésünk eredményei és a geomorfológia is utal Göd és Dunakeszi között (16. ábra). Az esetleges neotektonikai reaktiváció kinematikája azonban nem vált ismertté.

Következtetések

A cikk a Szentendrei-sziget és a Dunakanyar példáján keresztül bemutatta, hogy a folyóvízi szeizmikus szelvények olcsó és hatékony módszert jelentenek bizonyos területek földtudományos megismerésénél. A szeizmikus szelvények által a korábbi szerkezeti térképek pontosíthatókká váltak, mivel a Duna-mederből új földtani információhoz jutottunk hozzá. Mindazonáltal a vetők korrelációja még így is hordoz magában bizonytalanságot, mivel a Duna ágak messze vannak egymástól. A vetők valódi csapásirányát és dőlésszögét csupán többcsatornás szelvények alapján nem lehetséges meghatározni. Ehhez egy kombinált módszerre volt szükség: a többcsatornás, nagyobb behatolású szelvényeket sűrű hálóban mért egycsatornás mérésekkel kombináltuk. Így mind a vetőkre, mind a réteghatárookra valós csapásirányokat és utóbbiakra valós dőlésszögeket kaptunk. A Duna alatti szerkezeti adatokat a felszíni térképekkel kombináltuk

és egybeesést kaptunk a Bouguer-anomália térkép fő elemeivel. A vetőkinematikát a regionális ismeretek alapján vetítettük be. Így előállt egy olyan térkép, mely a terület szerkezeti képét egységesen, a korábinál részletesebben mutatja. A fő szerkezeti elemek, az ÉNy–DK-i csapású vetők normál, a K–Ny csapásúak jobbos eltolódások lehettek, és a Pannon-medence színrift fázisában, 18–15 millió évek között jöhettek létre. A két vetőirány összekapcsolódik és egységes rendszert alkot. Lehetséges, hogy a középső-miocén végén, és a neotektonikai fázisban is felújultak egyes szerkezeti elemek, de ezek megállapítása további vizsgálatokat igényel.

Köszönetnyilvánítás

A kiterjedt vízi szeizmikus szelvényezést több mérési kampány során valósítottuk meg, amelyek pénzügyi kereteit akadémiai és ipari források biztosították. Ezek közül különösen jelentős volt a Delfti Technológiai Egyetem támogatása. A mérések kivitelezésében és feldolgozásában a Geomega Kft. játszott vezető szerepet. A térképi adatbázis egy része a Fővárosi Vízművek jóvoltából került hozzánk. Ezen cikk megírását az OTKA NK 83400 és K 109255 sz. pályázatok tették lehetővé.

Irodalom—References

- BADA G., DÖVÉNYI P., SZAFIÁN P. & TÓTH T. 2000: A Püspökszilágyi Radioaktív Hulladék Feldolgozó és Tároló (RHFT) telephelyének előzetes neotektonikai reambulációja. Kutatási jelentés az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet megbízásából. — *Kézirat*, Geomega Kft., Budapest.
- BALLA Z. 1977: A Börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. — *Általános Földtani Szemle* **10**, 45–87.
- BALLA Z. & CZAKÓ T. 1978: A Dunazug-hegység fedetlen földtani térképe. In: BALLA, Z. & KÖRÖSI, L.: A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. — *MÁFI Évi Jelentése 1978*, 233–238.
- BALLA Z. & KÖRÖSI L. 1980: A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. — *MÁFI Évi Jelentése 1978*, 233–238.
- BÁLDI T. 1986: *Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI T. & KÓKAY J. 1970: A kismarosi tufit faunája és a börzsönyi andezitvulkánosság kora. — *Földtani Közlemények* **100**, 274–284.
- BENCE, G., CSÁSZÁR, G., DARIDA-TICHY, M., DUDKO, A., GÁLOS, M., GANGL, G., KERTÉSZ, P., KÖRÖSI, L. & ZIER, C. 1991: Geologische und ingenieurgeologische Beschreibung der Donaustufe bei Nagymaros. — In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, Geologisches Bundesanstalt, Wien, 385–400.
- CSÁSZÁR, G., PISTOTNIK, J., SCHAREK, P., KAISER, M., DARIDA-TICHY, M., NAGY, E., PRISTAŠ, J., HORNIŠ, J., HALOUZKA, R., ELEČKO, M., KONEČNÝ, V., LEXA, J., NAGY, A., VASS, D. & VOZÁR, J. 1998: Surface geological map, 1:100 000 (Danube Region Environmental Geology Programme DANREG). — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- CSILLAG G. & MÜLLER P. 2006: Vulkanizmus utáni felszínalakulás Leányfalu környékén (Visegrádi-hegység). — *MÁFI Évi Jelentése 2004-ről*, 261–272.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* **7**, 1–13.
- DUDKO, A., PISTOTNIK, J., ELEČKO, M., VASS, D., HÓK, J., VOZÁR, J., NAGY, A. & SEFARA J. 2000: Tectonic map. — In: CSÁSZÁR G. (ed): Danube Region Environmental Geology Programme DANREG — Explanatory Notes. — *Jarbuch der Geologische Bundesanstalt* **142/4**, 493–505.
- DULAI A. 1996: Taxonomic composition and palaeoecological features of the Early Badenian (Middle Miocene) bivalve fauna of Szob (Börzsöny Mts., Hungary). — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **88**, 31–56.
- ELEČKO, M., DUDKO, A., PISTOTNIK, J., VASS, D., HÓK, J., NAGY, A. & SEFARA, J. 1998: Tectonic map, 1:200 000. (Danube Region Environmental Geology Programme DANREG). — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FAULDS, J. E., OLSON, E. L., HARLAN, S. S. & MCINTOSH, W. C. 2002: Miocene extension and fault-related folding in the Highland Range, southern Nevada: a three-dimensional perspective. — *Journal of Structural Geology* **24**, 861–886.
- FODOR L. 2000: A Dunazug-hegység, a Budai-hegység és a Pesti-síkság fedetlen földtani térképe, 1:50 000. — *Kézirat*.
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés. — *Akadémiai doktori értekezés*, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 128 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- GIDAI L., NAGY G. & SIPOSS Z. 1981: A Dorogi-medence földtani térképe, 1:25 000 (Geological map of the Dorog Basin). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000 (Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000)*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS, J., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A. & SZEDERKÉNYI, T. (eds) 2012: *Geology of Hungary*. — Springer, 236 p.
- HÁMOR G. 1974: A Börzsönyi hegység D-i részének ősföldrajzi vázlata. — *MÁFI Évi Jelentése 1972. évről*, 23–32.
- HÁMOR G. 1997: Főti Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.

- HORVÁTH F., TÓTH T., MAGYARI O., SZAFIÁN P., BADA G. & DÖVÉNYI P. 1997: Folyóvízen kivitelezett, nagyfelbontású szeizmikus kísérleti mérések végzése a Duna országhatár és Esztergom közötti szakaszán. — *Kézirat*, Geomega Kft. Budapest, **oldal?**
- JÁMBORNÉ KNESS M. 1966: A Szentendre 2. Sz. mélyfúrás földtani eredményei. — *MÁFI Évi Jelentése 1964. évről*, 367–375.
- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* **110**, Berlin-Stuttgart, 1–14.
- KARÁTSON, D., MÁRTON, E., HARANGI, SZ., JÓZSA, S., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., KOVÁCSVÖLGYI, S., SZAKMÁNY, GY. & DULAI, A. 2000: Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mts., Hungary. An integrated study. — *Geologica Carpathica* **51**, 325–343.
- KARÁTSON, D., OLÁH, I., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E., HARANGI, SZ., DULAI, A., ZELENKA, T., & KÓSIK, SZ., 2007: Miocene volcanism in the Visegrád Mountains (Hungary): an integrated approach to regional volcanic stratigraphy. — *Geologica Carpathica* **58/6**, 541–563.
- KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., HÁMOR G., ÓDOR L., HORVÁTH I., FÜGEDI U. & HARANGI SZ. 1998: *Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez 1:50 000*. — A Magyar Állami Földtani intézet térképmagyarázói, Magyarország tájegységei térképsorozata, Budapest.
- KORPÁS L. & CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999: *A Börzsöny–Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe, M=1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- PÁVAI VAJNA F. 1941: Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936–38. évről*, 399–439.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — *Földrajzi Monográfiák* III. kötet. Akadémiai kiadó, Budapest, 345 p.
- ROZLOZSNIK P. 1936: Csomád, Fót és Váchartyán környékének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1933–35. évről*, 851–870.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ. & HORVÁTH E. 2005: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ³He kitétségi kor mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **135/3**, 373–403.
- SZABÓ, Z., MEURERS, B., SÁRHIDAI, A., MIKUŠKA, J. & GRAND T. 1998: *Bouguer anomaly map, 1:200 000. (Danube Region Environmental Geology Programme DANREG)*. — Geological Institute of Hungary, Budapest.
- SZENTES F. 1949: Összefoglaló jelentés az 1948–49 évi Pestkörnyéki felvételtől. — *MÁFI Évi Jelentése az 1949-es évről*, 11–16.
- TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226**, 433–455.
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — *Doktori értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 135 p.
- Kézirat beérkezett: 2013. 09. 12.

„Földtan a gyakorlatban”

Új rovat a Földtani Közlönyben

BAKSA CSABA

A gyakorlatban dolgozó és elsősorban az alkalmazott földtan kérdéseivel foglalkozó nagyszámú geológus kollégának a régi vágyát teljesíti a Földtani Közlöny Szerkesztőbizottsága áprilisi határozatával. Az egyre gyakrabban közlésre leadott, az alkalmazott földtan tárgykörét érintő cikkek rendszeres közlésének megkönnyítésére, azok szakszerű lektorálására, BAKSA Csaba elnök javaslata nyomán a Szerkesztőbizottság elérkezettnek látta az időt az új rovat megindítására. Ez a döntés, amely reményeink szerint a Magyarhoni Földtani Társulat tagságának és az egész szakmai közvéleménynek a tetszését és megaláztatását fogja kivívni, jól harmonizál az elmúlt évben megalakított új szakosztályunk a Nyersanyagföldtani Szakosztály tevékenységével, az ott elhangzó előadások írásos, magyar vagy idegen nyelvű közlésével.

A társulat elnökségének stratégiai céljával szoros összefüggésben hozott és hosszú távú érdekeinket szolgáló döntés szakmánk folytatásának anyagi alapjait megteremtő és fenntartó gyakorlati földtani kutatási és bányászati tevékenységnek az utókor számára elengedhetetlenül fontos dokumentálási és archiválási esélyeit adja meg.

Kérem az alkalmazott földtan bármely területén dolgozó, alkotó kollégákat, hogy élve ezzel a nagyszerű lehetőséggel hitelesítsék kezdeményezésünket azzal is, hogy minél több és magas színvonalú szakcikkkel töltsék meg minden számban a rovatot. Ez annál is inkább elengedhetetlen követelmény, mert évtizedek óta sem bányaföldtani ankétokra, sem magyar nyelvű, a gyakorlati földtant szolgáló kiadványok megjelentetésére nem kerülhetett sor.

Várom minden e témakörbe tartozó, akár az asztalfiókokban nyugvó munkának a Földtani Közlöny által elvárt formátumú és színvonalú kézirat leadását.

Rovatindítónak rögtön — kedvesinálóként és mintaként — két magas színvonalú cikkel is szolgálhatunk. Reméljük lesz folytatás!

Újabb adatok a füzérradványi hévforrásos epitermális arany-ezüst ércesedésről

CSONGRÁDI Jenő¹, ILKEYNÉ PERLAKI Elvira², ZELENKA Tibor³

¹icsong@hu.inter.net

²elly77@freestart.hu

³zelenka.tibor@gmail.com)

New data on the Füzérradvány hot-spring style epithermal gold–silver mineralization

Abstract

The drilling program carried out during the period 2007–2009 supplied important new data on the geology, structural setting and precious metal mineralization of the northern part of Tokaj Mts.

Corresponding to the earlier geological interpretations lacustrine sediments of nearly 100 m thickness were formed by the end of the Sarmatian rhyolite tuff deposition. As a result of the intrusion of a rhyolite subvolcanic body the lacustrine sediments were altered by a steam-heated system. It was followed by multiple brecciation events accompanied by hot-spring style, low sulphidation gold-silver mineralization.

Drilling in 2007 proved the existence of wide, low-grade gold mineralization zones related to the NNW oriented, silicified, brecciated structures, exposed on the Korom-tető ridge. Some borehole intercepts were also characterized by high-grade silver contents. Drilling in 2008 proved the existence of mineralized structures with high-grade gold and silver contents in drillhole FR–105 which is also located at the Korom-tető.

In 2009, drilling with an oriented core technique, it was proved, that the mineralization has a more complicated pattern to the one that can be observed on the surface. Three main orientations of the mineralized structures were observed: NNW, N and NE-striking ones. With respect to the high-grade mineralization intersected by the FR–105 drill hole, it could be related either to a NE-striking structure or to a more local ore shoot at the intersection of mineralized structures of different orientation.

Based on the morphology of ore bodies, host rocks and mineralogy of the ore four types of mineralization were distinguished. In the upper part of the epithermal system crustiform, banded chalcedony-quartz veins (type 1) and a gold-bearing halo hosted by the silicified lacustrine sediments, rhyolite tuff and tuffites were observed (type 2) characterized by the following mineral assemblage: electrum, acanthite, naumannite, SbFe-oxid and pyrite. About 100–150 m deeper, crystalline rocks of the metamorphic basement host quartz-sulphide veins and nests with pyrite, arsenian pyrite, fahlore, chalcopyrite and sphalerite (types 3 and 4). Pyrite is missing in type 4 and the occurrence of gold is very low. All ore types are characterized by highly anomalous Tl content (up to 530 g/t).

The mineralization corresponds to the hot-spring style, epithermal Au-Ag mineralization model. The most important common features of Berger's model and the Füzérradvány mineralization are:

The mineralization is related to rhyolitic volcanism and poorly-eroded parts of shallow geothermal systems. Typical mineralogical composition: native gold or electrum, Ag-selenide and/or Ag-teluride, pyrite. The ore texture is characterized by the predominance of banded veins and breccias with a silicified matrix. Hydrothermal alterations from top to bottom are as follows: silica-sinter, massive silicification, quartz-adularia veins, veinlets and breccias with a quartz matrix. The veins are mainly chalcedonic, rarely opaline. In the upper 50 to 100 m of the epithermal system increased contents of Au, As, Sb, Hg and Tl are typical, while their content is decreased by depth accompanied by significant increase of Ag contents.

Keywords: Tokaj Mts, epithermal system, hot-spring style, gold–silver mineralization, rhyolitic volcanism, geysersite

Összefoglalás

A 2007 és 2009 között Füzérradványban végzett fúrásos kutatás új adatokat szolgáltatott a Tokaji-hegység északi részének földtani felépítésére és szerkezeti viszonyaira, valamint nemesfém ércesedésére vonatkozóan.

A korábbi földtani értelmezés alapján, a szarmata riolitos tufaképződés végén, közel 100 m vastag, részben áthalmazott tavi üledék képződött. Az ezekben nyomult riolit szubvulkáni test hatására először a gejzirtavi üledékeket átjáró gőzhevített átalakulás az egész tómedencét érintette, majd a következő fázisban szerkezeti zónák mentén

nemesfém tartalmú kvarceres breccsák képződtek, melyek a hévforrásos, alacsony szulfidációs epitermális érc típusba sorolhatók.

A 2007-ben végzett fúrásos kutatás a Korom-tetőn kibúvásában is látható, ÉÉNy–DDK-i csapású breccsás zónában alacsony fémtartalmú, arany-ezüst ércesedés jelenlétét igazolta. A 2008–2009-ben részben irányított magvétellel végzett fúrások bebizonyították, hogy az ércesedés térbeli elhelyezkedése lényegesen bonyolultabb mint ahogy azt a felszíni kibúvások alapján korábban feltételezni lehetett. Legalább három különböző érces csapás volt megfigyelhető: ÉÉNy, É és ÉK-i irányokban Az FR–105 fúrásban harántolt magas fémtartalmú aranyércesedést vagy ÉK-i csapású szerkezet kontrollálja vagy egy lokális jellegű ércoszlop lehet, amely több érces szerkezet metszésénél alakulhatott ki.

Az ércetek morfológiája, befogadó kőzetei és az ércék ásványos összetétele alapján négy érc típus volt megkülönböztethető. Az epitermális rendszer felső szintjében szalagos, kalcedonos, kvarctelések (1. típus) illetve arany tartalmú szóródási udvar volt megfigyelhető a tavi üledékekben, riolittufában és tufitban (2. típus) az alábbi ércásványtársulással: elektrum, akantit, naumannit, SbFe-oxid és pirit. Mintegy 100–150 méterrel mélyebben a metamorf aljzatban a kvarc-szulfidos erek, fészkek fő ásványai pirit, As-tartalmú pirit, fakóérc, kalkopirit, szfalerit (3. és 4. típus). A 4. típusban a pirit hiányzik és az arany csak nyomokban fordul elő. Valamennyi érc típusra jellemző az anomáisan magas Tl-tartalom (maximum 530 g/t).

Az ércesedés megfelel a hévforrásos, epitermális Au-Ag érctelep modellnek. A legfontosabb közös jellemzők BERGER modellje és a füzérradványi ércesedés között:

Az ércesedés riolitos vulkanizmushoz és geotermás rendszerek sekély, gyengén erodeált részeihez kapcsolódik. Tipikus ásványtani összetétele: termés arany, illetve elektrum, ezüst-szelenid és/vagy tellurid, pirit. Az érc szöveteire jellemző a szalagos telérek, kovás kötőanyagú breccsák dominanciája. A hidrotermális elváltozások fentről lefelé haladva: kalcedonos hévforrás üledék (sinter), masszív kovásodás, kvarc+adulár telérek és erek, breccsa kvarc kötőanyaggal. A telérek általában kalcedonosak, néha opálosak. Jellemző az Au, As, Sb, Hg and Tl magas koncentrációja az epitermális rendszer felső 50–100 méterében, mélyebben ezen elemek mennyisége csökken, az Ag koncentrációja pedig szignifikánsan megnövekszik.

Tárgyszavak: Tokaji-hegység, epitermális rendszer, hévforrásos típus, arany-ezüst ércesedés, riolitos vulkanizmus, gejzír

Bevezetés

A füzérradványi epitermális aranyelőfordulás a Tokaji-hegység ÉK-i részén, Sátoraljaújhelytől 20 km-re ÉNy-ra, Füzérradványtól É-ra a Korom-hegy és Korom-tető közötti területen fekszik.

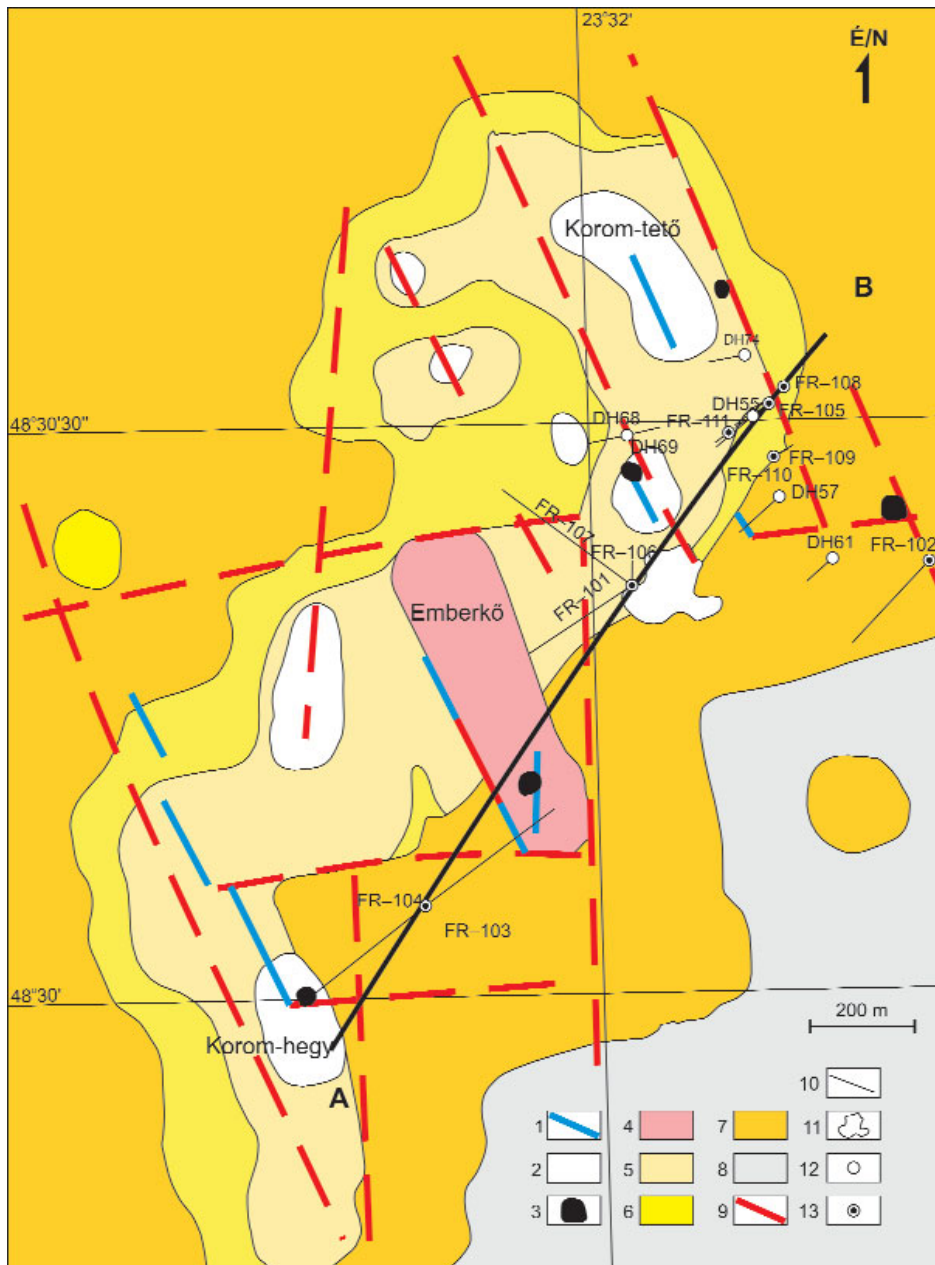
A Korom-hegy területén az illitkutatás és -bányászat története 1828-ig nyúlik vissza (FRITS 1951a). A jó minőségű illit felfedezése az aranykutatás mellékterméke lehetett. Erre utalhat a Korom-tető ÉÉK-i részén az „Aranybánya” erdőrész elnevezés is. A korábbi illitkutató tárók (24 db) bányaföldtani szelvényei és a felszíni földtani térképek már 1935-től az illittelepek között szarmata korú növény-maradványos kovás tufákat (SCHRÉTER 1948) és azokat áttörő hólyagos sávos riolittestben hidrotermális kovás breccsákat, valamint kvarcercet dokumentáltak (LIFFA 1934).

A jelenleg is aktív András illitbánya területén 1974–80 között az Országos Érc- és Ásványbányák 44 db fúrólukat mélyített max. 120 m mélységig. Az illitkutatás során a kvarceres kvarcitreccsákat ugyan dokumentálták (MÁTYÁS 1974), de a kovás breccsás mintákat aranyra nem vizsgálták, annak ellenére, hogy bennük vékony aduláros erek is megjelentek.

A területen a MÁFI tokaji-hegységi munkái keretében 1968 és 1976 között ILKEYNÉ PERLAKI Elvira és PENTELÉNYI László 1:10 000 méretarányú földtani térképezést végzett. A terület sztratigráfiáját részletesen leírták, azonban a felszínen látható hidrotermás képződményeknek nem tulajdonítottak különösebb jelentőséget egy esetleges ércesedés szempontjából (ILKEYNÉ PERLAKI & PENTELÉNYI 1978). A Tokaji-hegység 1966–68 közötti szovjet légi radiometriai felméréséből Füzérradvány területe kimaradt.

A Tokaji-hegység ércutatása szempontjából meghatározó volt az egész hegység területén 1989–1990-ben végzett

regionális geokémiai felvétel (HARTIKAINEN et al. 1992, HORVÁTH et al. 1993). Ennek eredményeként több, részben új, aranykutatásra perspektívikus területet jelöltek ki, melyek közül a füzérradványi látszott a legígéretesebbnek. Ezen a területen 1991–1992-ben a MÁFI hálózatos talajmintázást végzett, s ennek eredményeként markáns Au-, Ag-, As-, Sb-anomáliák rajzolódtak ki, melyek több honi érceológus figyelmét felkeltették. Ugyanazon a ponthálózaton 1992-ben az ELGI és szlovák geofizikusok felszíni ellenállás- és elektropotenciál méréseket végeztek, melyekkel az ércesedést ugyan nem, de a különböző mértékű kovásodást képződményenként körülhatárolták. A geokémiai anomáliák 1993. áprilisi terepi ellenőrzésekor kiderült, hogy azok egyértelműen ÉÉNy–DDK-i csapású kovásodott, breccsás zónákhoz kapcsolódnak, melyeket <1 g/t Au-tartalom jellemez (CSONGRÁDI & ZELENKA 1995, CSONGRÁDI et al. 1996). A területről a geofizikai és geokémiai anomáliák helyszíni bejárása és kőzettani ellenőrzése alapján új földtani térkép készült (*l. ábra*), amelyen a kovás riolittufatípusok mellett az emberkői riolittest és a nemesfém-anomáliák csapásába eső öt, ÉÉNy-i csapású, egyenként több száz méter hosszú és 10 métert meghaladó vastagságú, kovás, breccsás zóna is rögzítésre került. Egyik jellegzetes korom-tetői kibúvása a 2. ábrán látható. Meg kell jegyezni, hogy a „Füzérradványi kaolinelőfordulás helyszínrajza” című korábbi térképvázlaton ezek közül négy zóna „kvarcittelérek, kötenger” néven feltüntetésre került (FRITS 1951a). 1992-ben a Korom-tető alatt működő illitbánya András tárójának bevezető szakaszán ZELENKA T. 2,6g/t Au-tartalmú 20 cm vastag kvarctelért figyelt meg, majd ugyanezen táróban 1993 júniusában N. MAUND és PERLAKI E. folyamatos mintázást végeztek a vágat által hegyes szögben harántolt kovás breccsában, amely szintén arany tartalmúnak bizonyult (150 m @ 0,38 g/t Au).



1. ábra. A füzérradványi Korom-hegy-Korom-tető földtani térképe (CSONGRÁDI & ZELENKA 1995)

1 – ercesedett, kovás breccszóna, 2 – kovás hévforrás üledék, 3 – gejzirit, 4 – riolit és riolitbreccsa, 5 – aleurolit, 6 – homokkő, 7 – riolittufa és tuffit, 8 – agyagmárga, 9 – törés, 10 – fúrások és azok vízszintes vetülete, 11 – az illitbánya udvara, 12 – fúrás 2007, 13 – fúrás, 2008–2009

Figure 1. Geological map of the Korom-hegy-Korom-tető prospect at Füžérradvány (CSONGRÁDI & ZELENKA 1995)

1 – mineralized, brecciated zone, 2 – sinter, 3 – geysirite, 4 – rhyolite and brecciated rhyolite, 5 – siltstone, 6 – sandstone, 7 – rhyolite tuff and tuffite, 8 – claystone, 9 – fault, 10 – boreholes and their horizontal projection, 11 – the illite quarry, 12 – borehole 2007, 13 – borehole, 2008–2009

ILKEYNÉ Perlaki Elvira javaslatára 1996-ban a HUMEX Kft. (a Carpathian Gold Ltd. 100%-os tulajdonú leányvállalata) a Korom-hegy és Korom-tető területére kutatási koncessziót szerzett, azonban az erdőtulajdonosokkal elhúzódó vita miatt csak 2007 végén került sor az első hat magfúrás (DH-55, -57, -61, -68, -69, -74, összesen 803,7 m) lemélyítésére a Korom-tetőn.

A sikeres 2007. évi fúrási program eredményeinek köszönhetően a Caracal Gold LLC opciós szerződést kötött

a Carpathian Gold Ltd.-vel, melynek alapján finanszírozta a következő fúrási kampányt, amely 2008 októbere és 2009 márciusa között zajlott le.

A munkát a GENFOR fúró vállalat (Románia) végezte, ekkor 11 db fúróluk került lemélyítésre (FR-101-től FR-111-ig folyamatos számozással összesen 2903 méter magfúrás). A fúrási pontok az 1. ábrán láthatóak. A nemesfém-elemzéseket az ALS Gura Rosiei laboratóriumában készítették.



2. ábra. A korom-tetői kovás-breccsás zóna jellegzetes kibúvása
 Figure 2. Typical outcrop of the Korom-tető silicified breccia zone

A fúrási programnak két fő célja volt:

- a) ellenőrizni egy esetleges arany-ezüst ércesedés lehetőségét az emberkői riolittest kontaktusához kapcsolódóan,
- b) folytatni a már felismert korom-tetői érces zóna kutatását.

Földtani felépítés

A Füzérradvány Korom-hegy–Korom-tető területén végzett korábbi külszíni és bányaföldtani kutatások (LIFFA 1934, 1936–42; SCHRÉTER 1938, 1948; SZEBÉNYI 1949, FRITS 1951a, b, 1953; PÁLFALVY 1953; VARGA 1957; VARJÚ 1966; MÁTYÁS 1974; CSONGRÁDI & ZELENKA 1995; CSONGRÁDI et al 1996; PÉCSKAY et al 2005) alapján a földtani felépítés az alábbiakban írható le.

A kutatási terület legmagasabb fekvésű részein (400–430 m felett) tavi üledékes kőzetek fordulnak elő 30 és 100 m közötti vastagságban. Legfelső szintjében a vékonyrétegzett, fehér, fekete és vörös színű kovás hévforrás üledékek, (korábbi hazai terminológia szerint limnokvarcit) a nemzetközi szakirodalomban „silica-sinter” (MOLNÁR et al. 1999) melyek vízinnövény-maradványokat tartalmaznak s kvarcercskék járnak át. A kovaanyag forrásai azok a csatornák lehettek, melyek felszíni megjelenési formái 10–50 m átmérőjű kvarc-opál-kalcedonos összetételű, tömött, kaotikus szövétű gejziritiek, melyek öt helyen (Korom-hegy, Ember-

kő, Bánya-oldal, Pengő-oldal és Korom-tető) figyelhető meg (CSONGRÁDI & ZELENKA 1995; CSONGRÁDI et al. 1996), tipikusan az uralkodó ÉÉNy és É-i szerkezetek mentén. A rétegsorban lejjebb kovásodott homokkövek, aleurolitok (helyenként szarmata növényi lenyomatokkal) és tufitok váltakoznak (PÁLFALVY 1953). A tavi üledékek alsó részében több rétegben, egykori gejzirtavi kavicsos-homokos és tiszta agyagos lencsesoros illites szint képződött, maximálisan 30 m körüli vastagsággal (MÁTYÁS 1974).

A tavi üledékek alatt a szerkezeti helyzet és az eróziós szint függvényében 0–120 m vastagságú riolitufa (-tufit) jelenik meg, ritkán kovásodott fatörzseket magába zárva (I. tábla, 1. kép). Helyenként itt is előfordulnak kisebb vastagságban illites rétegek. A kiemelt helyzetű Korom-tetőn a tufa/tufit vagy hiányzik vagy erősen redukált vastagságban fordul elő.

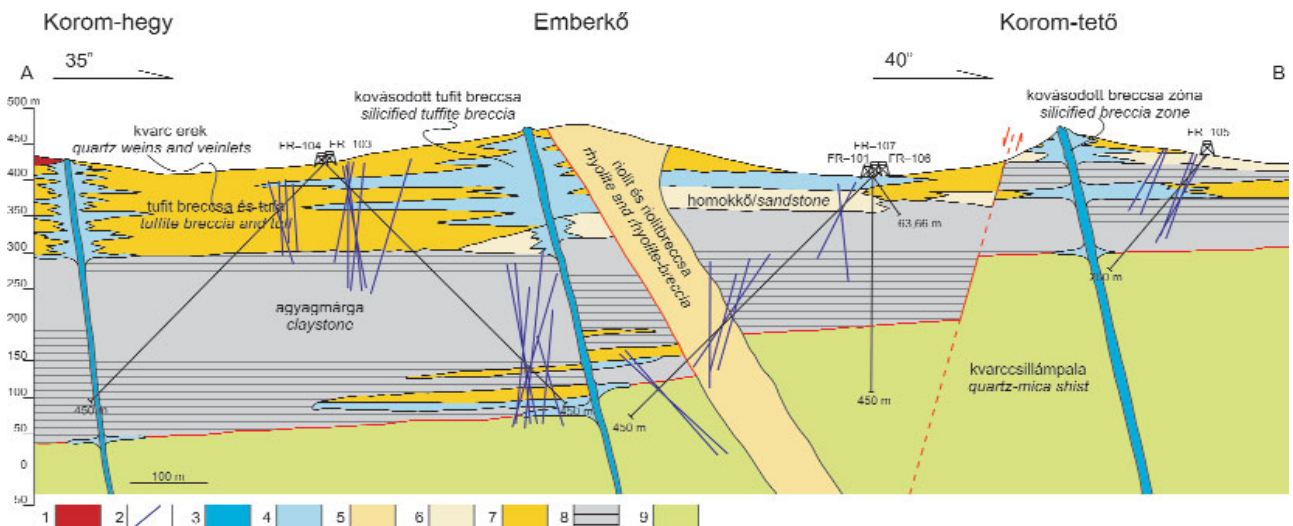
A vulkáni-üledékes rétegsor alatt a legutóbbi fúrások alapján egy vastag, monoton, szürke-sötétszürke, tengeri agyagmárga rétegcsoport települ, mely gyakran tartalmaz meddő, legalább részben üledékképződéssel egyidő (réteg mentén kivált) piritet. Az adott tektonikai blokk helyzetétől függően az agyagmárga vastagsága 100 és 250 m között változik, s a vastagság délnyugat felé növekszik (3. ábra). A Füzérradványi Kastélykertben 1936-ban lemélyített 440 m mély fúrásból a fedő riolitufa alatt tufapadokkal váltakozó szarmata Mollusca faunás agyagmárgát írt le az irodalom (FERENCZI 1938, SCHRÉTER 1948). Az agyagmárga diszkordánsan települ a kristályos aljzatra.

A 2008-ban lemélyített fúrások közül több elérte a kristályos aljzatot amely főként kvarccsillámpalából áll, s ebben egyes helyeken keskeny (max. 10 cm) vörös gránátos sávok figyelhetőek meg. A metamorf kőzetek kontakt zónája nyíráros szerkezetű. Megjegyzendő, hogy a Korom-tetőtől 3–4 km-re keletre, Bysta közelében (Szlovákiában) a kristályos aljzat felszínre bukkan, amelyben több észak-déli csapású, alacsony arany tartalmú breccsás zónát mutattak ki (BACO 2008). Ezek a korom-tetői ércesedés mellett erodeált gyökérrégiójával párhuzamosíthatók.

A kutatási terület központi részén egy északi irányban megnyúlt „szubvulkáni” riolit apofízatestet az Emberkőről már az 1930-as években többen leírtak (LIFFA 1934, SCHRÉTER 1948), melynek mérete 500×200 m. A 2008–2009-es fúrási program nem tudta bizonyítani hogy ez a riolitos, helyenként rioldácitos összetételű részben kálimetaszomatikus átalakulású test a mélység felé méretében növekedne (3. ábra), sem pedig azt hogy breccsás szegélye jelentősebb ércesedést tartalmazna, bár az 1935-ben 230 m hosszban a riolitban kihajtott Emberkői táró vékony hidrotermális kvarcerek jelenlétére utalt (LIFFA 1936–42).

Szerkezeti szempontból a vizsgált területen ÉÉNy és É-i csapású, extenziós szerkezetek uralkodnak, amelyek egy ÉK-i irányú, feltehetően balos nyírási zóna következtében nyílhattak fel. Ezekben az extenziós szerkezetekben alakultak ki az érchordozó polimikt breccsás zónák (CSONGRÁDI et al. 1996). Emellett K-i csapású törések is valószínűsíthetőek.

Az új fúrások megerősítették a terület blokk tektonikájára vonatkozó korábbi adatokat (SZEBÉNYI 1949), amennyiben azok nyugat és dél felé is növekvő mélységben érték el a



3. ábra. Földtani szelvény A-B (SEVDANOV 2009 alapján)

1 – kvarcerek, 2 – kovásodott breccsazóna, 3 – riolit és riolitbreccsa, 4 – homokkő és aleurolit, 5 – tuffitbreccsa és tufa, 6 – kovásodott tuffitbreccsa, 7 – agyagmárga, 8 – kvarccsillámpala, 9 – kovás hévfórási üledék

Figure 3. Geological section A-B (after SEVDANOV 2009)

1 – quartz veins and veinlets, 2 – silicified breccia zone, 3 – rhyolite and rhyolite breccia, 4 – sandstone and siltstone, 5 – tuffite breccia and tuff, 6 – silicified tuffite breccia, 7 – claystone, 8 – quartz mica schist, 9 – sinter

kristályos alaphegységet (FR–105 és FR–108 310 m t.sz.f; FR–102 250 m t.sz.f; FR–101 100 m t.sz.f; FR–107 90 m t.sz.f). A kutatási terület keleti szegélyén (Vilyvitány környékén) a metamorf aljzat 300 m t.sz.f körüli magasságban ismert a felszínen, míg mintegy 2 km-re nyugatra egy korábbi szerkezetkutató fúrás (Füzérkajata Fka–2) 600 méterrel a tengerszint alatt érte el a kristályos aljzatot.

Figyelemre méltó, hogy az András-táró É-i fejtési mezijében a fúrási adatok alapján (MÁTYÁS 1974) a kovás kvarceres breccsás öv melletti magas K_2O tartalom (6–9%) az illites agyagtelepekben É–D-i csapású és abban adularos erek találhatóak (KISS 1960). Az illit földtani K–Ar radiometrikus kora $11,89 \pm 0,3$ M év (PÉCSKAY et al. 2005), mely valamivel fiatalabb lehet az emberkői kálmetaszomatizált rioliton mért 12,1 M év (PÉCSKAY szóbeli közlése 2001) koránál. Az emberkői táró riolitjában megfigyelt kvarcerek (LIFFA 1936–42) és a legújabb fúrások riolitbreccsájában megfigyelt nemesfém ércesedés igazolja a riolit és az érc-képződés relatív időrendjét.

Ércesedés

Az epitermális ércesedés főként a korábbiakban leírt, hévfórási felvezető csatornájaként működő ÉÉNy–DDK-i és É–D-i szerkezetek újra felnyílásával kapcsolatos. Az így keletkezett több tíz méter széles, meredek dőlésű, polimikt, kovásodott breccsa (2. ábra) foglalja magába az alacsony (<1 g/t Au) nemesfém tartalmú érc fő tömegét. A Korom-tetőn megfúrt, főként ÉK–DNy-i csapású, jellemzően kis vastagságú (<1 m), szalagos, kalcedonos telérek helyenként kiugróan magas arany- és ezüsttartalommal tűnnek ki.

A füzérradványi hévfórási, epitermális ércesedés négy típusa különböztethető meg:

1. Tipikus szalagos, kalcedonos, kvarc teléres ércesedés

fordult elő az FR–105 fúrásban. A 60 és 112 m közötti mélységközben több helyen figyeltünk meg lemezes kalcit utáni kvarc pszeuromorfózákat, amelyek a felforrás környezetét jelzik (I. tábla, 2. kép) és epitermális arany ércesedés jelenlétére utalnak. A 31 és 125 m közötti mélységközben jelentős vastagságú és koncentrációjú ércet harántoltunk: 94 m @ 2,78 g/t Au and 73,2 g/t Ag. Ezen a zónán belül a legmagasabb nemesfém-tartalmak az erősen kovás, néhányszor 10 cm vastag, szalagos, kalcedonos kvarcerekkel átjárt szakaszokhoz kapcsolódnak (I. tábla, 3., 4. kép). Az érces zónában anomális As-, Hg-, Sb- és Tl-tartalmakat is elemeztünk.

2. Néhány fúrás alacsony aranytartalmú szóródási udvart harántolt a porózus tavi üledékekben, riolittufában (5. fotó) és tuffitban. (FR–103 15,5–140 m, 124,5 m @ 0,14 g/t Au és <1 g/t Ag). Ez az ércesedési típus egy a felvezető csatornák környezetében, a nagyobb permeabilitású piroklasztitokban kialakult, újjasan kiékelődő lencses, lepelszerű testként értelmezhető.

3. Az FR–105 fúrás befejező szakaszán szulfidos ércesedést harántolt a csillámpalában. A 195–200 m közötti intervallumban a szulfid tartalom 20 és 50% között változott. Az ércesedést finomszemcsés piritből álló fészkek és erek képezik. A fenti 5 m-es szakaszban a következő átlagos fém-tartalmakat elemezték: 0,93 g/t Au, 14,7 g/t Ag, 0,6% As, 67 g/t Hg, 743 g/t Sb, 180 g/t Tl.

A 198–199 m közti mintában az 530 g/t Tl mellett 1%-ot meghaladó As-tartalmat mértek, ezért lorándit jelenlétét feltételeztük, de ezt az eddigi ásványtani vizsgálatokkal nem tudtuk igazolni (ZAJZON 2009). Egy másik lehetőség az As tartalmú pirit rácsába történő Tl-beépülés. A 100 g/t feletti Tl-koncentráció ipari szempontból is jelentős lehet, azonban az esetleges hasznosítás szempontjából fontos lenne ásvány fázishoz kötni a Tl-dúsulását.

Hasonló ércesedést harántolt számos <10 cm vastag kvarcszulfidrérel a mélyebben található metamorfítokban.

Néhány helyen masszív szulfiderek is előfordultak (199,8–201,6 m, 1,8 m @ 1,67 g/t Au, 73 g/t Ag, >1% As, 42 g/t Hg, 796 g/t Sb és 180 g/t Tl. Ezek a szulfidos erek feltételezhetően meredek dőlésűek, ÉNy–DK és É–D-i csapásúak.

4. A csillámpala felső, szerkezetileg deformált zónájában masszív szulfidereket és -fészkeket (I. tábla, 6. kép) tartalmazott az FR–102 fúrás 154–220 m közötti szakasza. Gyenge nemesfém-tartalom (0,1 g/t Au, 4 g/t Ag) csak 196–220 m között fordult elő, erősen anomális As (max. >1%), Hg (max. 131 g/t), Sb (max. 1140 g/t), Tl (max. 170 g/t) tartalmakkal kísérve.

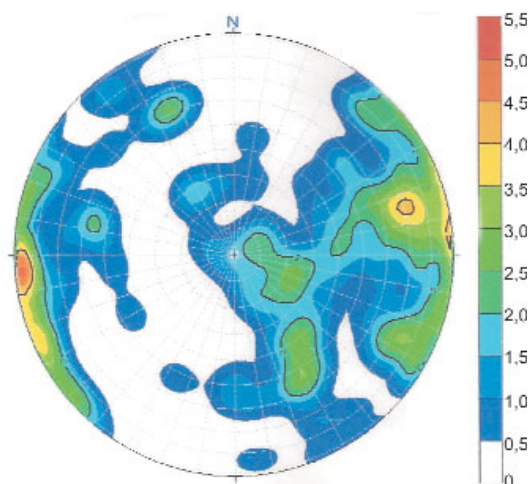
Értelmezésünk szerint az 1. és 2. típus azonos ércképződési folyamat terméke, de a 2. típus egy a felvezető csatornától távolabbi változat. Míg az első két típus epitermális kvarctelésekhez kapcsolódik, a másik kettő esetében alacsony kvarctartalom és jelentős szulfidtartalom a jellemző. A 3. és 4. típus között a fő különbség az aranytartalomban van.

A Miskolci Egyetemen végzett ásványtani vizsgálatok során az alábbi ércásvány fázisokat sikerült kimutatni: elektrum, naumannit, akantit, pirit (1. típus). Az As-tartalmú pirit elsősorban a csillámpalában harántolt pirites (3. és 4.) érc típusokra volt jellemző, ahol nyomokban kalkopirit, szfalerit és fakőérc is előfordul.

Aranyat csak elektrum formájában sikerült kimutatni az első érc típusban 5–20 mikronos szemcsékben. Az elektrum zárványként fordul elő akantitban vagy kvarcban. Ugyancsak az első érc típusban került leírásra a zónás akantittránótt naumannit (Ag_2Se), amely első ízben volt kimutatható magyarországi mintában (ZAJZON 2009).

Az érc telérek orientációja

Az utolsó fúrások (FR–108, FR–109 és FR–111) irányított magvétellel lettek lemélyítve. Ennek ellenére a gyakori agyagos elváltozások és az erősen töredezett kőzetek miatt nem sikerült minden érces szerkezet irányát meghatározni. A felszínről már ismert ÉÉNy–DDK-i és É–D-i csapású érces



4. ábra. A koromtetői kvarctelérek dőlésének sztereogramja Schmidt egyenlő területű vetületben készült és az alsó hemiszférát ábrázolja
 Figure 4. Quartz vein orientations of the Korom-tető mineralization Schmidt equal area, lower hemisphere

szerkezetek (melyek főként 265°/85° és 85°/85° dőlések körül csoportosultak) mellett korábban nem ismert, ÉK-i csapású, kvarcteléreket is felismertünk a FR–111 számú fúrásban. Az utóbbiak lappólusainak sztereografikus vetületei a 330°/60° és 155°/60° dőlés körül két halmazban jelentkeztek (4. ábra).

Következtetések

A 2007 és 2009 között végzett fúrásos kutatás új adatokat szolgáltatott a Tokaji-hegység északi részének földtani felépítésére és szerkezeti viszonyaira, valamint nemesfém ércesedésére vonatkozóan. Szerkezeti szempontból a legfontosabb eredmény a kristályos aljzatot elért fúrások alapján kirajzolódó blokk szerkezet, mely dél felé kisebb, nyugat felé nagyobb gradiensű lezökkenést mutat.

A korábbi földtani és ércföldtani kép (MÁTYÁS 1974, CSONGRÁDI et al 1996, PÉCSKAY et al 2005) alapján a szarmata riolitos tufaképződés végén a hidrotermális geizir tavi működéssel közel 100 m vastag összletben tavi üledékek (agyagok, homokkövek, konglomerátumok és áthalmozott tufitok, tufák) több ciklusban ismétlődve képződtek. Az ezekben nyomult sávok riolittest hatására először a tavi üledékeket átjáró gőzhevített átalakulás az egész tömedencét érintette (MOLNÁR et al 1999, PÉCSKAY et al. 2005), majd a következő fázisban szerkezeti zónák mentén nemesfém tartalmú kvarceres breccsák képződtek.

A 2007-ben végzett fúrásos kutatás a Korom-tetőn kibúváásban is látható ÉÉNy–DDK-i csapású breccsás zónában. (2. ábra) alacsony fémtartalmú, arany-ezüst ércesedés jelenlétét igazolta.

A 2008–2009-ben részben irányított magvétellel végzett fúrások bebizonyították, hogy az ércesedés térbeli elhelyezkedése lényegesen bonyolultabb mint ahogy azt a felszíni kibúváások alapján feltételezni lehetett. Legalább három különböző érces csapás volt megfigyelhető: ÉÉNy, É és ÉK-i irányokban. Az FR–105 fúrásban harántolt magas fémtartalmú aranyércesedést vagy ÉK-i csapású szerkezet kontrollálja vagy egy lokális jellegű ércoszlop lehet, amely több érces szerkezet metszésénél alakulhatott ki. Ezt a kérdést csak a korábbi fúrási szelvényirányra merőlegesen fúrt, DK-i azimutú ferdefúrással lehetne eldönteni.

Az ércesedés teljes mértékben megfelel a hévforrásos, epitermális Au-Ag érctelep modellnek (BERGER 1985, CSONGRÁDI & ZELENKA 1995). A legfontosabb közös jellemzők BERGER modellje és a füzérradványi ércesedés között az alábbiakban foglalhatóak össze:

Az ércesedés rendszerint vulkanizmushoz és geotermás rendszerek sekély, gyengén erodeált részeihez kapcsolódik. Tipikus ásványtani összetétel: természetes arany (Füzérradványban elektrum), ezüst-szelenid és/vagy tellurid, pirit. A kevés pirit rendszerint finomszemcsés hintést képez. Az érc szövetére jellemző a szalagos telérek, kovás kötőanyagú breccsák dominanciája. A hidrotermális elváltozások fentről lefelé haladva: kalcedonos hévforrásüledék (sinter), masszív kovásodás, kvarc+adulár telérek és erek, breccsa kvarc kötőanyaggal. A telérek általában kalcedonosak, néha

opálosak. Az ércek elhelyezkedését törésrendszerek, breccsás zónák határozzák meg. Jellemző az Au, As, Sb, Hg és Tl magas koncentrációja az epitermális rendszer felső 50–100 méterében, mélyebben ezen elemek mennyisége csökken, az Ag koncentrációja pedig szignifikánsan megnövekszik. Mindezek a jelek megfigyelhetők a füzérradványi ércesedés területén úgy a talajgeokémiai (HORVÁTH et al. 1993), mint a fúrás elemzési adatokban, alátámasztva a genetikai besorolás helyességét (CSONGRÁDI & ZELENKA 1995, CSONGRÁDI et al. 1996, PÉCSKAY et al. 2005).

A jövő kutatási feladata lehet a központi (emberköi) és nyugati zónák (korom-hegyi) fúrások kutatása, melyek a felszínen kőzettanilag és geokémiaailag a kovás átalakulások típusai

szerint hasonlóak a fúrásokból már ismert korom-tetői zónához.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak KUPI László, SZENTPÉTERI Krisztián és SERGEY SEVDANOV geológusoknak, akik jelentős részt vállaltak a fúrások dokumentálásában, továbbá TÓTH Szabolcsnak a mintázásban végzett munkájáért. Ugyancsak köszönet illeti Dr. FÖLDESSY János és MÁRTON István lektorokat kritikai észrevételeikért, melyekkel hozzájárultak cikkünk színvonalának emeléséhez.

Irodalom — References

- BACO, P. 2008: Bysta-Skaros exploration report. — *Kézirat*, Koral s.r.o., Spisska Nova Ves.
- BERGER, B. R. 1985: Geologic-geochemical features of hot-spring precious-metal deposits. — *U.S. Geological Survey Bulletin* **1646**, 47–53.
- CSONGRÁDI, J. & ZELENKA, T. 1995: Hot spring type gold silver mineralization in the Tokaj Mts. (northeastern Hungary). — *Geological Survey of Greece, Special Publications* **4**, 689–693.
- CSONGRÁDI J., TUNGLI GY. & ZELENKA T. 1996: Az utóvulkáni működés és az ércesedés kapcsolata a füzérradványi Korom-hegy–Korom-tetőn. — *Földtani Közlöny* **126/1**, 67–75.
- FERENCZI I. 1938: Előzetes jelentés a Füzérradvány-környéki bányageológiai felvételi munkákról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár.
- FRITS J. 1951a: Füzérradványi kaolin előfordulás bányaföldtani viszonyai. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Kaolin 26.
- FRITS J. 1951b: Jelentés a Füzérradvány–korom-hegyi illitbányánál tervezett altáróról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Kaolin 23.
- FRITS J. 1953: Jelentés a Füzérradvány (környéki) kaolin kutatásról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Kaolin 33.
- HARTIKAINEN, A., HORVÁTH, I., ÓDOR, L., Ó. KOVÁCS, L. & CSONGRÁDI, J. 1992: Regional multimedia geochemical exploration for Au in the Tokaj Mountains, Northeast Hungary. — *Applied Geochemistry* **7**, 533–546.
- HORVÁTH, I., ÓDOR, L., FÜGEDI, U. & HARTIKAINEN, A. 1993: Aranyindikációk a Tokaji-hegységi érckutatásban. (Gold indications in the regional scale geochemical survey of the Tokaj Mts. [Hungary.]) — *Földtani Közlöny* **123/4**, 363–368.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. & PENTELENYI L. 1978: Hollóháza–Füzérkajata. Magyarázó a Tokaji hegység Földtani térképéhez. 25 000-es sorozat. — MÁFI, Budapest, 77 p.
- KISS L. 1960: A füzérradványi illit ásvány-kőzettani vizsgálata. — ÉAKKI jelentés, 63 p.
- LIFFA A. 1934: Előzetes jelentés a hazai kaolin előfordulásokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Ka/2.
- LIFFA A. 1936–42: Néhány geológiai megvizsgált hazai tűzállóanyag és kaolin előfordulásról. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38/III.*, 1126–1145.
- MÁTYÁS E. 1974: Új illites nemesanyagbánya Füzérradványban. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **107/3**, 187–196.
- MOLNÁR, F., ZELENKA, T., MÁTYÁS, E., PÉCSKAY, Z., BAJNÓCZI, B., KISS, J. & HORVÁTH, I. 1999: Epithermal mineralization of the Tokaj Mountains, Northeast Hungary: Shallow levels low-sulphidation type systems. — *Society of Economic Geologists Guidebook Series* **31**, 109–153.
- PÁLFALVY I. 1953: Fiala harmadidőszaki növénymaradványok Füzérradvány környékéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1950-ről*, 167–173.
- PÉCSKAY, Z., MOLNÁR, F., ITAYA, T. & ZELENKA, T. 2005: Geology and K–Ar geochronology of illite from the clay deposit at Füzérradvány, Tokaj Mts, Hungary. — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged*, **46**, 1–7.
- SCHRÉTER Z. 1938: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38/III.*, 1147–1149.
- SCHRÉTER Z. 1948: Füzérradvány és Gönc között lévő terület földtani viszonyai. — *A jövedéki mélykutatás 1947/48 évi munkái*, 258–270.
- SEBÉNYI L. 1949: Jelentés a Füzérradványi kaolin kutatásról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár 1345/1949.
- VARGA Gy. 1957: A Füzérradvány korom-hegyi illit-kaolin bánya összefoglaló földtani és készletszámítási jelentése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.1781.
- VARJÚ Gy. 1966: Nemérces ásványi nyersanyagok 8.3. Illit. — In: JANTSKY B (szerk.): *Ásványtelepeink földtana*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 262–264.
- ZAJZON, N. 2009: Mineralogical investigation (EDX and XRPD) of the FR–102, FR–104 and FR–105 drill core samples. — *Kézirat*, Miskolc University.

Kézirat beérkezett: 2014. 04. 29.



1. kép. Tufitba zárt kovásodott fatörzs (FR-103, 120,5 m)

Photo 1. Petrified trunk in tuffite (FR-103, 120,5 m)

2. kép. Lemezes kalcit utáni kvarc pseudomorfozák tipikus forrasi jelenség (FR-105, 81,5 m)

Photo 2. Quartz after bladed calcite, typical boiling feature (FR-105, 81,5 m)

3. kép. Riolituffa szalagos, kalcedonos kvarc áterezéssel, telérekkel (FR-105, 81-82 m)

Photo 3. Rhyolite tuff with banded chalcedonic quartz veining (FR-105, 81-82 m)

4. kép. Szalagos, kalcedonos kvarctelér (FR-68, 145-146 m)

Photo 4. Banded, chalcedonic quartz vein (FR-68, 145-146 m)

5. kép. Tuffbreccias kalcedonos kvarcerekkel (FR-74, 113,9 m)

Photo 5. Tuff breccias cross-cut by chalcedonic quartz veinlets (FR-74, 113,9 m)

6. kép. Masszív piritér kvarccsillámpalában (FR-102, 180 m)

Photo 6. Massive pyrite vein hosted by quartz-micaschist (FR-102, 180 m)

A prognosztikus szénhidrogénvagyon becslési bizonytalanságának és geológiai kockázatának elemzése

SZILÁGYI Imre

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,
H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. E-mail: iszilagyi@outlook.com

Evaluation of the uncertainty and the geological risk in prognostic petroleum resource assessments

Abstract

Prognostic petroleum resources are unexplored quantities of potential subsurface hydrocarbon accumulations. Play assessment is considered to be the up-to-date industry standard methodology of petroleum prognosis. It involves analyses of source rock development and maturation, hydrocarbon migration, development of recoverable reservoirs, efficient sealing and the formulation of traps. The analyses, with the consideration of several modifying factors, may result in the estimation of future recoverable quantities and the associated geological risks.

According to industrial guidelines and company practices the quantities are probability variables with log-normal distribution. Using Monte-Carlo simulation the P90, P50 and P10 volumes can be obtained while deterministic calculations give the Low, Best and High Estimates (LE, BE, HE). Guidelines suggest it is best to deal with the range of the uncertainty as it is defined by the P90/P10 or alternatively by the LE/HE values. Without challenging the viability of the approach the study proposes a consideration the measure of the uncertainty instead, numerically defined by the standard deviation relative to the mathematical Mean.

Geological risk is the complement of geological probability that provides the opportunity for a working petroleum system to be assessed in a given play segment. For the geological probability assessment of prognostic resources the study suggests implementing the Common Risk Segment (CRS) mapping methodology; this is commonly used by oil companies for the geological evaluation of the remaining hydrocarbon potentials in their study areas. For prognostic resources however the CRS probabilities may be multiplied by the chances of success of finding at least one drillable prospect. The total Probability of Success (PoS) then gives informations about the chance of future discoveries while the product of the Mean prognostic volume and the PoS gives the Mean Success Volume (MSV).

The prognostic petroleum resource assessment is the primary interest of government agencies which are in charge of exploration concession strategies and the supplying of inputs to long-term energy policies. The value of future concession areas can be determined based on the Mean of the prognostic recoverable volumes, the relative standard deviation describing the uncertainty and the Probability of (future exploration) Success. The prognostic MSV serves as the basis for the long-term forecasting of domestic production while the relative standard deviation makes possible for the risk analysis of energy policy scenarios.

Keywords: petroleum prognosis, prognostic resources, play analysis, estimation uncertainty, geologic risk

Összefoglalás

A még felfedezésre váró olaj és gáz felhalmozódásokban sejthető nyersanyagmennyiség a prognosztikus szénhidrogénvagyon. A szénhidrogénprognózis napjainkban elterjedt módszertana a play-analízis, amely az anyaközetek kifejlődésének és éréstörténetének, a termeltethető tároló kialakulásának, valamint a záróképződmények és a csapdaszerkezetek létrejöttének a folyamatait írja le. Az elemzés eredményeképp, megfelelő korrekciók figyelembe vétele mellett megbecsülhető a még felfedezésre váró vagyon kitermelhetőnek tekinthető része, valamint a vagyon-mennyiség geológiai kockázata.

Mértékadó iparági útmutatók és a vállalati gyakorlat szerint a vagyon mennyisége log-normális eloszlással leírható valószínűségi változó. Probabilisztikus módszert (Monte-Carlo szimuláció) használva az eloszlás P90, P50 és P10 valószínűségi értékei, míg determinisztikusan a pesszimistán (LE), legnagyobb valószínűséggel (BE) és optimistán (HE) becsült értékek határozhatók meg. Az iparági útmutatók a vagyonbecslés bizonytalanságának szemléltetésére a bizonytalanság terjedelmének a P90/P10, illetve a LE/HE értékek rögzítésén keresztüli bemutatását ajánlják.

Tanulmányunkban — nem vonva kétségbe a terjedelem alkalmazásának szakszerűségét — felvetjük, hogy a bizonytalanság mértékének megragadására talán alkalmasabb és közérthetőbb lenne a mennyiségeloszlás matematikai középértékére (Mean) vonatkoztatott relatív szórás értéke.

A geológiai kockázat komplementere, a geológiai valószínűség megadja, hogy a play egy körülhatárolt szegmensében mekkora eséllyel számíthatunk arra, hogy a szénhidrogén-képződési folyamatok termeltethető mennyiségű vagyon felhalmozódásához vezettek. A prognosztikus vagyon geológiai valószínűségének becslésére az olajvállalatok gyakorlatában elterjedt „közös kockázati szegmens” (CRS) térképezés módszertanát ajánljuk. Az így kiszámolt geológiai valószínűséget a sikeres prospekt-lehatárolás esélyével megszorozva a prognosztikus vagyon felfedezésének a sikeresélyét (PoS) kapjuk, míg a vagyon matematikai várható értékének (Mean) és a felfedezési sikeresélynek a szorzata a kockázattal súlyozott várható értéket (MSV) adja meg.

A prognosztikus vagyonbecslés a kutatási koncessziós stratégia kialakításáért felelő és a hosszú távú energiapolitik elkészítéséhez adatokat szolgáltató állami (bányászati) intézményrendszer feladata és érdeke. A koncessziós kutatásra kijelölendő területek értékét a kitermelhetőnek vélt prognosztikus vagyon mennyisége (Mean), a becslési bizonytalanság mértékét leíró relatív szórás és a jövőbeni kutatási sikeresély (PoS) együttes elemzésével határozhatjuk meg. A prognosztikus, kutatási kockázattal súlyozott vagyon várható értéke (MSV) alapján tehetünk becslést a jövőbeni hazai termelésből származó szénhidrogénmennyiségre, míg a relatív szórás az energiapolitikai scenáriók kockázat-elemzéséhez és az érzékenységvizsgálatok elvégzéséhez nyit utat.

Tárgyszavak: szénhidrogénprognózis, prognosztikus vagyon, play analízis, becslési bizonytalanság, geológiai kockázat

„... már sokszor hittük azt, hogy elfogynak az olajkészletek,
pedig csak a geológusok ötletei fogytak el ...”

Michel T. HALBOUTY

Bevezetés

Az üzleti vállalkozásokként működő vállalatok tulajdonosaik elvárásainak megfelelően, folyamatosan és meghatározott szabályok szerint értékelik a tevékenységükkel együtt járó kockázatokat. A kockázateértékelés módszertanának támaszkodnia kell a vállalat által végzett tevékenységek szakmaspecifikus alapjaira. Az olajipar kutatással és termeléssel foglalkozó szegmensében (*upstream*) a talán legfontosabb üzleti kockázat az ásványvagyon mennyiségével és a mennyiség meglétének valószínűségével kapcsolatos. A kockázatelemzés szakmai alapját a szénhidrogénföldtan, a rezervoár-geológia és a geomatematika (geoprobabilisztika) szolgáltatják.

A kutatás alatt álló prospektív (*prospective*), a találat utáni értékelés alatt lévő (*contingent*), a termelésbe állítandó és állított (*undeveloped, developed*) vagyonok mennyisége szubjektív szakértői értékelés révén becsült adat, amely valószínűségi változóként ragadható meg. A mennyiségbecslések geológiai okokra visszavezethető bizonytalansága (*uncertainty*) kihat az üzleti kockázatra, hiszen — a témát egy kissé leegyszerűsítve, és a részletekbe itt és most szándékosan nem belemerülve — belátható, hogy minél nagyobb a bizonytalanság, annál nagyobb lehet a valószínűsége annak, hogy a kutatásba, mezőfejlesztésbe és termelésbe investált összegek nem fognak megtérülni. A prospektív és részben a találatot követő értékelés (*appraisal*) alatt álló ásványvagyon a mennyiségből eredő kockázatoságon kívül a geológiai kockázat (*geological risk*) is jellemzi, amelyet az említett vagyonok gazdaságossági vizsgálatában szintén figyelembe vesznek.

Közel sem ennyire letisztult a kép a prognosztikus szénhidrogénvagyon (*prognostic resource*) mennyiség becslési

bizonytalanságainak (kockázatoságának) és geológiai kockázatainak értékelésekor. Amennyiben elfogadjuk, hogy a prognózis készítésének időpontjában hatályos kutatási koncessziók szénhidrogénvagyon a prospektív vagyon kategóriába sorolandó, akkor kijelenthető, hogy a prognosztikus vagyonnal nem az olajvállalatok, hanem az állam gazdálkodik. Ebből következik, hogy a prognosztikus szénhidrogénvagyon — adott állapotában meglévő — értéke az államnál csapódik le. Bár az érték számszerű meghatározása — szemben a nem prognosztikus vagyonok vállalati értékének kiszámításával — számos nehézségbe ütközik, belátható, hogy a prognosztikus vagyon a becsült mennyiség várható értékével egyenesen, míg a becslési bizonytalanság nagyságrendjével és a vagyon meglétének geológiai kockázatával fordítottan arányos.

A prognosztikus szénhidrogénvagyon — amellet, hogy a fentiek értelmében állami vagyongazdálkodási elem — közép- és hosszú távú energiapolitikai stratégiák bemenő adata is lehet. A mennyiség várható értéke, annak becslési bizonytalansága és geológiai kockázata orientálhatja a gazdaságpolitikai döntéshozókat egy optimális „energia-mix” kialakításában, illetve a stratégiai verziók kockázatkezelési terveinek kidolgozásában.

Mind a szénhidrogén kutatási koncessziós, mind pedig az energiapolitikai stratégiák állami „tulajdonlása” azt sugallja, hogy a prognosztikus vagyon felmérése és értékelése állami feladat kell, hogy legyen. Mivel a feladat a szénhidrogénföldtan szakmai bázisán nyugszik, ezért azt hozzáértő, adekvát módszertannal rendelkező és megfelelő eszközzel felszerelt állami háttérintézményekre lehet bízni. Jelen tanulmányban — a teljesség igénye nélkül hivatkozva néhány mértékadó és publikus nemzetközi forrásmunkára — a prognosztikus szénhidrogénvagyon-becslés módszertanának elemzésére teszünk kísérletet, beemelve számos, az olajvállalati gyakorlatban a nem prognosztikus vagyonok vonatkozásában meghonosodott, de a prognosztikus vagyonok értékelésekor is felhasználható elemet. A tanulmány a hagyományos (konvencionális) szénhidrogén-

előfordulások prognózisára szorítkozik, fókuszában a vagyonbecslés bizonytalanságára és geológiai kockázatára.

A prognosztikus szénhidrogénvagyon meghatározása

A prognosztizálás a prognosztikus vagyon becslésére, a szénhidrogénrendszer kialakulásának tér- és időbeni modellezésére irányuló folyamat, amely az anyakőzet keletkezésének, érésének és migrációjának, a tároló kialakulásának és a szénhidrogének csapdázódásának leírását foglalja magában. A prognózis ismeretességi szintjén a szénhidrogénrendszer alapegysége a *play*. A *play*-analízis folyamatalapú megközelítésben a *play*-szintű szénhidrogénrendszer létrejöttét kontrolláló tektono-sztratigráfiai eseménysort vizsgálja. Az elemzés során a potenciális anyakőzetek keletkezésére, termikus éretörténetére, a tárolókőzetek keletkezésére és a tárolókőzetekbe migráló szénhidrogének csapdázódására fókuszálunk.

Az anyakőzetek (*source rocks*) prognosztizálásának szempontú vizsgálata az ekként számba vett litosztratigráfiai egység (egységek) képződésére, süllyedés- és hő-történeti modellezésére (TISSOT & WELTE 1978) irányul. Az egységnyi térfogatra eső teljes szervesanyag-tartalom (*TOC*) és a képződésmények vastagságviszonyainak ismeretében, a süllyedéstörténeti modell figyelembe vétele mellett megbecsülhető az anyakőzet fajlagos generáló kapacitása (*expulsion capacity*), amelyből a kőzet elterjedésének ismeretében meghatározható az érés idején, az elsődleges migráció során kibocsátott szénhidrogén mennyisége.

Az anyakőzet vizsgálattal párhuzamosan elvégzendő feladat a *play* tároló kőzeteinek (*reservoir rocks*) leírása és térképezése (elterjedés- és vastagságtérképeinek megszerkesztése). Az anyakőzetek és a tároló kőzetek tér- és időbeli kapcsolatrendszerének elemzése, a migrációs utak (*migration pathways*) geológiai és hidrodinamikai modellezése révén megbecsülhető a tároló kőzetekbe potenciálisan eljutott és az anyakőzetből generálódott szénhidrogén-fluidum mennyiségek aránya, a *play* migrációs kapacitása (*migration capacity*).

Az elsődleges migráció során generált szénhidrogénmennyiséget a migrációs kapacitással megszorozva adódik a *play* tároló kőzeteibe eljutott mennyiség. Nyilvánvaló, hogy a tároló kőzetbe migráló szénhidrogén egy része a csapdázódási feltételek hiánya miatt a tároló kőzetből tovább is migrálhat. Minimális csapdázódási feltételként kell számba vennünk az impermeábilis záróképződmények (*seal rocks*) tároló kőzeteket fedő pozícióban való meglétét. Az ilyen helyzetű tárolókőzet-összletre egy átlagos effektív porozitásértéket becsülve megadható a szénhidrogén befogadására alkalmas hézagterefogat. Amennyiben a fedett helyzetű tároló teljes egészében csapdákban állna és a migráló szénhidrogén mennyisége és migrációs nyomása elegendő lenne a hézagterefogatban elhelyezkedő fosszilis rétegvíz teljes kiszorítására, a felhalmozódott földtani (*in-place*) szénhidrogénvagyont éppen az előbbi módon becsült

hézagterefogattal lenne egyenlő. Ezek a feltételek nyilvánvalóan egyetlen *play* esetében sem teljesülnek. A szénhidrogének kizárólag a *play* potenciális felhalmozódási zónáihoz köthető csapdákban halmozódhatnak fel, és a szénhidrogén fluidumok migrációból adódó felhajtóereje a csapdák jó része esetében nem elegendő nagyságú a csapda tárolókőzet-fogatában lévő víz teljes kiszorítására. A fázishatár pozíciója és a fázishatár fölötti szénhidrogén-telítettség mértéke a migrációs nyomás és a csapda tárolókőzetének kapilláris nyomásviszonyai függvényében alakul ki (BERG 1975).

A potenciálisan felhalmozódó földtani vagyon meghatározásához tehát becsülnünk kell a *play* csapdáinak számát, a csapdák átlagos méretét, a csapdák feltöltöttségének mértékét valamint tárolókőzeteinek átlagos effektív porozitását és a potenciális felhalmozódások szénhidrogén-telített fázisainak átlagos telítettségét. Az ilyen módon becsült szénhidrogén-mennyiségek összessége a *play* potenciális földtani vagyona. Értelemszerűen ennek a mennyiségnek a töredékének kell lennie annak, amennyit szénhidrogén-terefogatgenetikai és -migrációs alapon a *play* tárolókőzeteinek egészére meghatároztunk. A mennyiségek arányának — az arányszám terjedelmének — elfogadhatóságáról a *play* szénhidrogén-földtani modelljével alátámasztott szakértői megfontolások alapján, szubjektív módon dönthetünk.

A *play* potenciális földtani vagyontól a már felfedezett és aktuálisan kutatás alatt lévő előfordulások ismert, vagy ismertnek feltételezett kezdeti földtani vagyontól levonva adódik a prognosztikus földtani vagyon, azaz az a mennyiség, amelyet a jövőbeni kutatások során a koncessziókat majdan elnyerő vállalatok felfedezhetnek. Az aktuális prognosztikus vagyon meghatározásakor figyelemmel kell lenni arra, hogy a kutatás-termelési koncessziók aktuális tulajdonosai, az olajvállalatok egyrészt a kutatási-mezőfejlesztési programok előrehaladása, másrészt a termelésbe állított ásványvagyommennyiségek folyamatos revíziója miatt a kezdeti földtani vagyont értékeik időről időre megváltoztatják. A prognosztikus földtani vagyon mennyiségbecslését ezekhez a természetes változásokhoz kell igazítanunk. Komoly nehézséget okozhatnak ezen a téren a vállalatok vagyonbecslési módszertanának eltérései, valamint, hogy az aktuálisan koncessziós kutatás tárgyát képező földtani vagyontól az olajvállalatok — a mennyiségek üzleti titok volta, és befektetők érdekének védelme miatt — nem adhatnak tájékoztatást. Utóbbit illetően nincs más megoldás, mint hogy a kutatás alatt lévő földtani vagyont — mintegy a prognosztikus részeként — az állami prognosztizáló intézmény szakembereinek a kutatóvállalatoktól függetlenül is el kell végezniük, célszerűen a koncessziós területek lehatárolásakor, azok meghirdetése előtt.

A prognosztizálás szintjén nehezen kezelhető kérdés a földtani vagyon felfedezés után kitermelhetőnek tekinthető részének (hazai nomenklatúra szerint az ipari vagyonnak) a meghatározása is. A nem prognosztikus, kiemelten a már megkutatott szénhidrogénvagyont esetében ipari vagyonnak az értékelés idején rendelkezésre álló, vagy különösebb kockázatok nélkül rendelkezésre állítható technológiával felszínre hozható mennyiséget értjük (SPE/WPC/SPEE 2007). A technológia természetesen a telep paramétereire

szabott. A play szintjén — még egy, a play-en belüli, viszonylag homogén geológiájú felhalmozódási zóna szintjén is — akár többféle teletípussal találkozhatunk, amelyekre relevánsan eltérő lehet az alkalmazandó kitermelési technológia, ebből következően az egységnyi földtani vagyonra eső kitermelhető mennyiség, a kizozatali tényező (*recovery factor*) is. Ezen felül a prognosztikus vagyonnál azt is figyelembe kell venni, hogy ezt a vagyont majd valamikor a jövőben fogják (esetleg) megtalálni, amikor a kitermelési technológiák minden bizonnyal egy, a vagyonértékelés idején nehezen becsülhető szintre fognak fejlődni. Az adódó dilemmákat a becslési részletezettségnek a prognózis szintjéhez illeszkedő beállításával és egyfajta becslési konzervativizmus alkalmazásával kezelhetjük: a kizozatali tényezőket adjuk meg a vizsgált play-ekre prognosztizált teletípusokra vonatkozó, analógiák (ismert szénhidrogéntelepek) alapján becsült átlagértékeként oly módon, hogy eltekintünk a kitermelési technológiák jövőbeni fejlesztéséből adódó kizozatal-növekedéstől. Itt említjük meg, hogy a prognózis szintjén nem számolunk a majdani — opcionális — termelés-intenzifikációk és a másodlagos termelési eljárások kizozatalt növelő hatásaival sem. A play-szintű prognosztikus kitermelhető vagyon tehát a még fel nem fedezett felhalmozódások prognosztizált földtani vagyonaik és az aktuálisan alkalmazhatónak vélt termelési technológiák bázisán becsült „átlagos” kizozatali tényezőinek szorzatösszegeként adódik.

A becslési bizonytalanságok és a geológiai kockázat

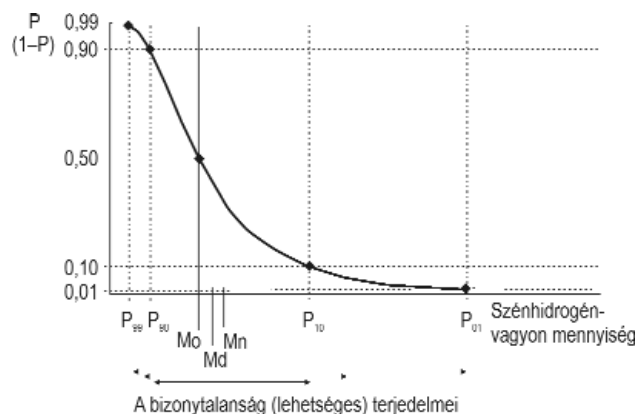
Az előző fejezetben leírtak során érzékeltettük, hogy a prognosztikus szénhidrogénvagyron mennyiségének becslése egyfelől bizonytalansággal terhelt, másfelől pedig, hogy a vagyon kockázatos geológiai és hidrodinamikai folyamatok kedvező kimenetei esetében „létezik”. A vagyonmennyiség, annak bizonytalanságát, valamint létezésének geológiai kockázatát a play szénhidrogén-földtani modelljének megalkotásakor felhasznált geológiai–geofizikai adatok mennyiségi, megbízhatósági és minőségi elemzése révén számszerűsíthetjük.

A vagyonmennyiség és a bizonytalanság számszerűsítése

A prognosztikus földtani- és kitermelhetőnek vélt szénhidrogénvagyron mennyisége, illetve a kiszámításához használt paraméterek szakértői becslések révén állnak elő. Mivel a becslések egy adott adatterjedelemben vonatkoznak, és a terjedelmeken belüli egyes értékek sztochasztikus szabályszerűségei szerint alakulnak, eltérő valószínűségekkel jellemezhetők, ezért kijelenthető, hogy mind a vagyonbecslési paraméterek, mind pedig maguk a földtani és a kitermelhető vagyonmennyiségek valószínűségi változók. A becslések bizonytalansága az eloszlás valamely skálaparaméterével (terjedelem, variancia/szórás, közepes eltérés) adható meg. A

bizonytalanság (*uncertainty*) mértéke függ a becsléshez rendelkezésre álló adatok mennyiségétől, megbízhatóságától, és attól, hogy az adatok milyen erősséggel tekinthetők a play vizsgált becslési paramétere szempontjából analógiának.

A mérvadó szakirodalom szerint (pl. CAPEN 1984, CRONQUIST 2001, ROSE 2001, SWINKELS 2011) a földtani és kitermelhető szénhidrogénvagyronok, mint valószínűségi változók, log-normális eloszlással közelíthetők (1. ábra),



1. ábra. A kitermelhető szénhidrogénvagyron (komplementer) eloszlásfüggvénye

Figure 1. The (complementer) cumulative probability function of the recoverable petroleum resources

legyen szó akár egyetlen előfordulás kutatás alatt álló, vagy már megkutatott, akár egy play-en belüli trendhez kötött, potenciálisan megtalálható előfordulások vagyonáról. Az eloszlásfüggvények annyiban speciálisak, hogy a valószínűségi változónak egy diszkrét terjedelmet („minimum” — „maximum”) tulajdonítunk, azaz a függvények a terjedelem szélsőértékeinél levágottak. A megközelítések a szélsőértékekhez rendelt kumulatív valószínűségek tekintetében különböznek: egyesek úgy foglalnak állást, hogy a szélsőértékek valószínűségei a $P(\text{MAX})=100\%$ és $P(\text{MIN})=0\%$ értékeket veszik fel, míg mások úgy tartják, hogy a szélsőérték valószínűségek a $P(\text{MAX})=99\%$ illetve a $P(\text{MIN})=1\%$ értékekkel egyenlők. Matematikailag a $[P(\text{MAX})=99\%, P(\text{MIN})=1\%]$ tartomány felvétele korrektebb megoldásnak tűnik, míg a gyakorlati szempontok inkább a $[P(\text{MAX})=100\%, P(\text{MIN})=0\%]$ tartomány alkalmazását indokolnák. A valószínűségi függvénytanban járatos olvasó kedvéért itt kell megjegyeznünk, hogy a szénhidrogének vagyonbecslésekor — értelmezhetőségi okokból — nem az eloszlásfüggvénynyel, hanem annak komplementerével dolgozunk (1. ábra).

Az ipari gyakorlatban a vagyonbecslés bizonytalanságának szemléltetésére a „bizonytalanság terjedelmét” (*range of the uncertainty*) használják olyan módon, hogy az 1. ábrán láthatóan megadják a terjedelem valamely középértékét [várható érték (Mn), módusz (Mo), medián (Md)] és egy-egy, páronként összetartozó szárnyhelyzeti értékét ($P_{99}-P_1$, $P_{95}-P_5$, $P_{90}-P_{10}$).

Az Egyesült Államok Geológiai Szolgálat (United States Geological Survey, USGS) a múlt század nyolcvanas éveitől kezdve készíti és tesz közzé a konvencionális szénhidrogének

prognózisára vonatkozó ajánlásokat (*National Oil and Gas Assessment — NOGA Series*). A világ „nyugati feléhez” tartozó országok szénhidrogén prognózisai, kisebb finomításokkal és lokális, specifikus eltérésekkel, a USGS módszertanát követik. A vagyonmennyiség vonatkozásában is mérvadónak tekinthető leírás (SCHMOKER & KLETT 1999) becslési paraméterekként mindössze a prognosztizált előfordulások méretét és számát definiálja oly módon, hogy a probabilisztikus becslés inputjaiként az adateloszlások mediánját (F_{50}), minimumát (F_{100}) és maximumát (F_0) kell megadni. Arra nézve viszont nincs utalás, hogy az előfordulások méreteloszlását, illetve, hogy egy-egy prognosztizált előfordulás vagyoneeloszlását hogyan határozzuk meg. Emiatt meglehetősen sötétben kell, hogy tapogatózzunk akkor, amikor az egy-egy konkrét terület *NOGA Series* módszertanával elkészített prognózisában a különböző valószínűségi kategóriákra (P_{99} , P_{95} , P_{90} , P_{50} , P_{10} , P_{05} , P_{01}) megadott mennyiségadatokat értékeljük.

Magyarországon a nyolcvanas évek végén, az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt megbízásából annak leányvállalata, a Kőolajkutató Vállalat készítette olyan előrejelzést, amelyben a hazai szénhidrogén-prognózisok történetében először alkalmazták — a „hagyományos” eljárások mellett, illetve azokkal „vegyítve” — a play-analízis módszerét is (BALLA, BARDÓCZ 1988). A USGS-től az OKGT-USGS együttműködés keretében megkapott statisztikai feldolgozó program (FASP) segítségével a vagyonszámítási paraméterek (terület, vastagság, porozitás, CH-telítettség, mélység, szerkezetek száma) F_{100} , F_{95} , F_{75} , F_{50} , F_{25} , F_5 és F_0 becslült fraktilisait inputként megadva határozták meg a prognosztikus földtani vagyon P_{95} , P_{50} és P_5 valószínűségi értékeit. A majd egy évtizeddel később készült országos prognózis (JUHÁSZ & KUMMER 1997) során új mennyiségi becslés nem készült, mivel a prognózismunkát megrendelő (Magyar Bányászati Hivatal és az Ipari, Kereskedelmi és Idegenforgalmi Minisztérium) „nem kívánták számszerűsíteni a még felfedezésre váró földtani vagyont”. (Itt kell megjegyeznünk, hogy tudomásunk szerint a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet 2013-ban készített egy, a vagyonmennyiségek becslését is tartalmazó szénhidrogénprognózist, azonban ez a munka „Zárolt” minősítése miatt kutatások céljából jelenleg nem hozzáférhető.)

A vagyonbecslés bizonytalanságának érdekes és rendkívül tanulságos értékelésével találkozhatunk az orosz prognózisok gyakorlatában (SANDVIK & ZAKHAROV 1996, POROSKUN et al. 2004). Az orosz rendszerben a „D” kategóriába sorolják a prognosztikus szénhidrogénvagyont, megkülönböztetve azon „trendek” (értsd play-ek) mennyiségeit, amelyekben már fedeztek fel gazdaságilag hasznosítható előfordulást (D_1 kategória), illetve azokat, amelyekben felfedezés még nem történt (D_2 kategória). Bár a becslések bizonytalanságának számszerűsítésére egyáltalán nem tesznek kísérletet, mégis arra kell, hogy következtessünk, hogy a vagyonmennyiségek D_1 és D_2 alkategóriákba való besorolása éppen a bizonytalanság mértékének nagyságrendi különbségén alapul. Nyilvánvalóan kisebb ugyanis a becslés bizonytalansága a már igazolt play-ek vagyonainak, mint azokénak, amelyeknél a play-koncepciót felfedezések még nem támasztják alá.

A prognosztikus szénhidrogénvagyon becslési bizonytalanságának (*uncertainty*) értékelésére egy olyan módszertant javasolunk, amely a „nyugati” és az „orosz rendszer” megközelítéseit szintetizálja. A módszertant megalapozó javaslatunk szerint a „bizonytalanság terjedelme” (*range of uncertainty*) helyett vizsgáljuk a „bizonytalanság mértékét” (*measure of uncertainty*). Ez utóbbit a prognosztikus vagyon, mint valószínűségi változó valamely skálaparaméterével ragadhatjuk meg. A rendelkezésre álló lehetőségek közül célszerűnek látszik a matematikai statisztikában kevésbé jártas szakemberek számára is könnyen értelmezhető szórás kiválasztása (hangsúlyozzuk, hogy szórásnév itt nem empirikus adatok „ingadozásának” mértékéről beszélünk, hanem a probabilisztikus becslések Monte-Carlo szimulációjával előállított „elméleti” eloszlás szórásáról). Ugyancsak praktikus szemléleti okok miatt még inkább célravezetőnek tűnik egy olyan mutató megadása, amely a szórást relatív módon, az adekvát középértékre vonatkoztatva adja meg. A szórás esetében az adekvát középérték az eloszlás matematikai várható értéke (*mean*). Javaslatunk tehát az, hogy a szénhidrogén play-hez rendelt földtani és kitermelhetőnek tekinthető prognosztikus vagyonok elemzéseknél figyelembe veendő értéke a várható érték legyen, míg a becslés bizonytalansága mértékének (*measure of uncertainty*) a jellemzésére vezessük be a várható értékre vonatkozó relatív szórást. A prognózisban részt vevő play-eket ilyen módon a relatív szórás alapján sorolhatjuk különböző „bizonytalansági” kategóriákba.

A relatív szórás nagyságrendjét a vagyonszámítási tényezők (anya- és tárolókőzet térfogatok, az anyakőzet kibocsátási kapacitása, migrációs és feltöltődési kapacitások, a play-szintű átlagos effektív porozitás és víztelítettség, átlagos csapdatérfogatok, csapdák száma, play-szintű kihozatali tényező) becslési bizonytalanságai fogják meghatározni. Minél több és minél megbízhatóbb adat áll rendelkezésre egy-egy tényező becslésekor, annál szűkebbek lesznek a becslési terjedelmek, következésképp annál kisebb lesz a prognosztikus vagyon eloszlás relatív szórása. Feltételezve, hogy azon play-ek esetében, amelyek vonatkozásában felfedezéseink is vannak, a kutatási adatok számossága is nagyobb, a becslések bizonytalanságának nagyságrendje, így a relatív szórás is kisebb lesz. (Az elmondottak egy adott, konkrét play-re vonatkoznak. Azonos ismeretességi szintű, de különböző típusú kőzetekből — pl. különböző fáciesű, kőzettani kifejlődésű tárolókőzetű — felépített play-ek esetében a relatív szórások között akár nagyságrendi különbségek is lehetnek.)

A vagyon várható értéke és relatív szórása a probabilisztikus módszertannal történő becslések esetében egyszerűen meghatározható. Tudjuk azonban, hogy vagyonbecslések determinisztikus módszerrel is készülhetnek, sőt, a még fel nem fedezett szénhidrogén-felhalmozódások prospektív vagyonai esetében ez utóbbi módszer a gyakoribb. Az ipari gyakorlatot leíró PRMS ajánlás (SENTURK 2011) szerint a volumetrikus determinisztikus becslés úgy történik, hogy az értékelő minden egyes vagyonszámítási tényezőre tesz egy „pesszimista”, egy „legvalószínűbb” és egy „optimista” becslést, majd az összetartozó értékeket figyelembe véve

kiszámítja a vagyon pesszimista („*low estimate*”), legvalószínűbb („*best estimate*”) és optimista („*high estimate*”) értékét. Ilyen módon eljárva azonban a determinisztikus és a probabilisztikus becslések eredményei nem lesznek összevethetőek, mivel nem tudjuk, hogy a determinisztikus kategóriákba sorolt vagyonértékekhez a probabilisztikus eloszlás mely valószínűség-értékei tartoznak. A determinisztikus és a probabilisztikus becslések eredményei egyenértékűvé tehetőek, ha a pesszimista, legvalószínűbb és optimista értékek helyett inkább a minimális, a várható, és a maximális értékeket becsljük. A minimális értékekből („minimális” az adott vagyonszámítási tényező azon értéke, amelynél az a kitermelhető vagyon megléte szempontjából — *ceteris paribus* — kisebb nem lehet) számított vagyon jól megfeleltethető a probabilisztikus P_{99} értéknek. Ugyanígy a maximális értékekből számított vagyon mennyiség jól közelíti a probabilisztikus P_1 mennyiséget.

Ugyanakkor tudjuk, hogy a vagyonszámítási tényezők mindegyike véletlenszerű, sztochasztikus természeti geológiai és hidrodinamikai folyamatok eredményezte, véges várható értékű és varianciájú valószínűségi változók összegződésekképp alakul ki. Így, a központi határeloszlás tételét alkalmazva, joggal tételezhetjük fel, hogy a vagyonszámítási tényezők, mint valószínűségi változók, mind normális eloszlással közelíthetők. Ennek implicit következménye, hogy a tényezők „legvalószínűbb” értékei egyben a Gauss-eloszlások várható értékei is. Ekkor viszont a várható értékekre vonatkozó azon valószínűség számítási tétel értelmében, mely szerint a valószínűségi változók szorzatának várható értéke a változók várható értékének szorzatával egyenlő, arra a következtetésre kell, hogy jussunk, hogy a vagyonszámítási tényezők legvalószínűbbre becslt, egyben várható értékeiből valójában nem a (log-normális eloszlású) vagyonszámítás legvalószínűbb, hanem annak a *várható értékét* tudjuk kiszámolni. A becslés bizonytalanságát kifejező *relatív szórás* pedig a minimális, a maximális és a várható érték ismeretében, az alábbi képlet segítségével, elfogadható pontossággal közelíthetően számítható:

$$RSTD(\xi) \approx \sqrt{\frac{a \times MAX^2(\xi) - (1-a) \times MIN^2(\xi)}{Mean(\xi)}}$$

ahol ξ log-normális eloszlású valószínűségi változó (esetünkben a prognosztikus kitermelhetőnek tekinthető vagyon), a ξ terjedelme nagyságrendjétől függő, empirikus együttható (a prognosztikus vagyonra, mint valószínűségi változóra a $\approx 0,35-0,45$).

Ilyen módon a probabilisztikus és determinisztikus becslések a prognosztikus kitermelhető szénhidrogénvagyonokra a megközelítően ugyanazt a *várható értéket* adják, míg a becslés bizonytalanságát mindkét módszerrel a közelítően azonos értékű *relatív szórás* fogja jellemezni.

A geológiai valószínűség becslése

A *play* anyakőzetének keletkezése és érése, a tárolókőzetek kialakulása, valamint a szénhidrogének csapdázódása — azon területrészek kivételével, ahol termelésbe állítható, vagy már termelésbe is állított ásványvagyonszámítások fordulnak elő — nem tekinthető biztosan (100% valószínűség mellett) kedvező kimeneteleket produkáló valószínűségi eseményeknek. Ebből következik, hogy a prognosztikus kitermelhető vagyon a *play* egészében, vagy egy tetszőleges szegmensében csak egy bizonyos *geológiai valószínűség* mellett tekinthető létezőnek.

Amennyiben a szénhidrogén-prognózis részeként a vagyon „létezésének” valószínűségét (illetve annak komplementerét, a vagyon „nem létezésének” kockázatát) is értékelni szeretnénk, meg kell becslünk a *play*-hez köthető geológiai valószínűséget. A prognózisszintű geológiai valószínűségbecslés mind a *USGS NOGA*, mind pedig a hazai, 1989. január 1-i állapotra készült országos prognózis (BALLA & BARDÓCZ 1988) módszertanában is megjelenik. Előbbi szerint (SCHMOKER & KLETT 1999) meg kell becslni annak a valószínűségét, hogy az értékelés alatt álló területen legalább egy minimális méretű, még fel nem fedezett szénhidrogéntelep meglétéhez megtörtént-e a szénhidrogének feltöltődése (*charge*), kifejlődtek-e a *play* felépítésében részt vevő (anya, tároló és záró) kőzetek (*rocks*) és végül, hogy kedvezően alakult-e a szénhidrogének keletkezésének, migrációjának és csapdázódásának időzítése (*timing*). Mivel az ajánlás nem fűz magyarázatot a valószínűségi komponensek ekként való definiálásához, ezért azzal vitatkozni sem tudunk. Az utóbbi prognózis (BALLA & BARDÓCZ 1988) geológiai valószínűség-komponensként a szénhidrogének keletkezését, migrációját, csapdázódását és a tárolókőzetek ragadja meg.

Ez a megközelítés már nagyon hasonlít az amerikai–nyugat-európai olajvállalatok ipari gyakorlatára, amelyet potenciális kutatási területeik értékelésekor alkalmaznak. Eszerint a *play*-szintű geológiai valószínűség (ROSE 2001) komponensei a szénhidrogének megfelelő mennyiségű és minőségű anyakőzetekből való *feltöltöttsége* (*charge*), a termeltetésre alkalmasnak tekintett fluidum-tárolók (*reservoir*) kialakulása, és az impermeabilisnek vélt zárókőzettel fedett szerkezetekben történő *csapdázódás* (*entrapment*). A feltöltöttség, a tároló és a csapdázódás már valóban a *play* információs függetlenségben lévő, a *play*-analízis során egyértelműen értékelhető komponensei (az OKGT módszertanától ez annyiban különbözik, hogy az ott külön komponensként figyelembe vett CH-generációt és migrációt a *feltöltődés* komponensben vonja össze).

Az összesített geológiai valószínűség számítását, és térbeli változásának bemutatását az ugyancsak az ipari gyakorlatból átvett „egyesített kockázati szegmens” (*Common Risk Segment, CRS*) térképezés módszerével (GRANT et al. 1996) végezhetjük el. Ennek első lépéseként meg kell szerkesztenünk a *play*-komponensek maximális elterjedési térképeit. A feltöltöttségi térkép (*charge map*) a *play* anyakőzeteiből származtatott szénhidrogének lehetséges migrációs, míg a tároló térkép (*reservoir map*) a feltehetően termeltetésre alkalmas paraméterekkel (térfogat, porozitás, permeabilitás) rendelkező tárolókőzet elterjedési területét ábrázolja. Itt kell megjegyeznünk, hogy a feltöltöttség

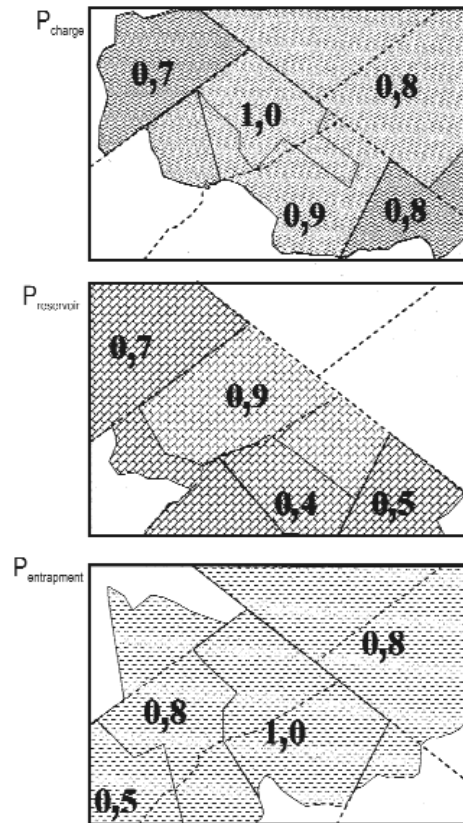
határa csak abban az esetben esik egybe az érett anyakőzet elterjedési határával, ha azt feltételezzük, hogy a szénhidrogén fluidumok az elsődleges migrációt követően egyből a tárolókőzetként figyelembe vehető litológiai egységbe jutnak. Amennyiben a szénhidrogén-generáló és -tároló közegek között migrációs közegként egy harmadik formáció „közvetít”, úgy a feltöltöttségi térkép nem az anyakőzet, hanem a potenciális migrációs közeg elterjedését mutatja. Végül megszerkesztjük a play csapdázódási (*entrapment*) térképét is, amelyen azokat a területrészeket határoljuk le, ahol geológiai megfontolások alapján esélyt látunk olyan, eddig feltáratlan csapdászervek múltbéli kialakulására, ahol a potenciális csapdákat magában foglaló felhalmozódási zónákat impermeábilis, regionális elterjedésű zárókőzetek fedik.

A térképek szerkesztésénél figyelemmel kell lenni arra, hogy csak azon területeket határoljuk le, amelyekre a *play* szénhidrogén rendszerének működése időben és térben értelmezhető. A *play*-komponens térképek tehát nem feltétlenül azonosak az egyes litosztratigráfiai egységek elterjedési-térképeivel. Ugyancsak megjegyzendő, hogy a *play*-komponensek között nem mindig van (sőt, többnyire nincs) egy-egyértelmű megfeleltetés (azaz például a *play* fluiduma akár több anyakőzetből is keletkezhetett, vagy a tárolókőzetet — pl. litológiai átmenettel — többféle zárókőzet is fedheti). Mivel a prognosztikus vagy a tárolókőzetben halmozódik fel, ezért a *play* definíciójakor a tárolókőzet azonosságát kell szem előtt tartanunk.

A geológiai kockázattértékelés második lépéseként becsülnünk kell a *play*-re vonatkozó geológiai valószínűség térbeli eloszlását, azaz minden egyes *play*-komponens térképen el kell különítenünk azokat a szegmenseket, amelyek eltérő geológiai valószínűséggel jellemezhetők (2. ábra).

A *play*-szintű geológiai valószínűség számszerűsítésekor az olajipari gyakorlatban a prospektus geológiai kockázattértékelése esetében kialakult módszertant (OTIS & SCHNEIDERMAN 1997, ROSE 2001) alkalmazzuk. Eszerint a rendelkezésre álló geológiai, geofizikai adatok elégségeségét és megbízhatóságát, valamint bizonyító vagy cáfoló jellegét értékelve teszünk becslést az adott *play*-komponens (feltöltöttség, tároló-elterjedés, vagy csapdázódás) meglétének valószínűségére. Az adatok elégtelen mennyisége, vagy megbízhatatlansága esetén az adott komponens geológiai valószínűség értéke 0,50. Ha az adatok inkább bizonyítják az adott komponens meglétét, akkor a valószínűséget a 0,51–0,99 tartományban adhatjuk meg, míg ha az adatok inkább cáfoló jellegűek, akkor a geológiai valószínűség 0,01 és 0,49 közé kell, hogy essen. A komponens biztos létezésének valószínűsége 1, míg biztosan kizáró adat esetében a geológiai valószínűség 0 (utóbbi nyilvánvalóan az adott komponens elterjedésén kívül eső területet jellemzi). A geológiai valószínűség a komponens létezésének vagy nem létezésének binomiális eloszlása miatt egy diszkrét érték, amely a *play* szénhidrogén földtani modelljének értelmezésére alapuló szubjektív szakértői becslés révén adható meg.

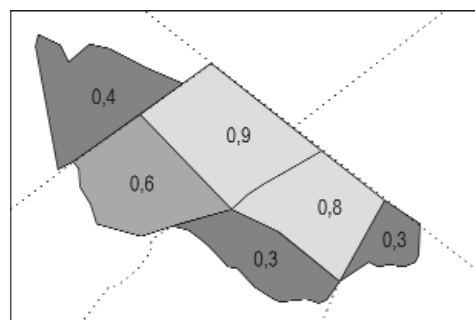
Mivel az anyakőzet érése és a migráció által meghatározott feltöltöttséget, a termeltetésre alkalmasnak ítélt tároló-



2. ábra. A *play*-komponensek geológiai valószínűség szegmenstérképei

Figure 2. Geological probability segment maps of play components

kőzetek és az impermeábilisnek vélt zárókőzettel fedett csapdázódási zónák meglétére a *play* szénhidrogén-rendszerre egymástól független komponenseinek tekintjük, ezért az egyes komponensvalószínűség-értékek szorzataként előállíthatjuk a vizsgált *play*-szegmens geológiai valószínűségét. A geológiai valószínűséget 1-re kiegészítő érték a *geológiai kockázat*, azaz annak a valószínűsége, hogy a *play* vizsgált szegmensében nem számíthatunk kitermelhető mennyiségű szénhidrogén-előfordulására. Ilyen módon, a *play*-szegmenseket térképen ábrázolva (3. ábra) bemutatjuk a geológiai valószínűség térbeli eloszlását. (Tetten érhető itt egy szemantikai probléma: az angolszász szak-



3. ábra. A *play* „egyesített” kockázati szegmenstérképe

Figure 3. Common risk segment map of the play

zsargon „egyesített kockázati szegmenstérkép”-ként említi a valójában az „egyesített” valószínűségeket bemutató térképet...)

A play-szegmens egyesített geológiai valószínűsége azonban még nem informál arról, hogy a *play* területén a jövőben koncessziót elnyerő vállalat vajon mekkora eséllyel fog fúrásos kutatásra érdemes potenciális előfordulást azonosítani. Emiatt, ha azt szeretnénk bemutatni, hogy a prognosztikus vagyon mekkora eséllyel válik a prognózis időhorizontján prospektívvé, akkor javasolnunk kell egy újabb, nem a *play* geológiai modelljéből levezethető, hanem inkább technikai jellegű valószínűség komponens, a prospekt lehatárolás sikerességének bevezetését. Ez a „prospekt lehatárolási” sikeressélyneg nevezhető valószínűség azt kell, hogy megadja, hogy az adott szegmensben belül mekkora valószínűséggel fogunk (legalább) egy, a későbbiekben megfúrható prospektet lehatárolni. A *play*-szegmens valószínűséget ezzel a — szubjektíven becsülhető — „prospekt lehatárolási” sikeressélyneg összeszorozva kapjuk meg a prognosztikus vagyon felfedezésének a sikeressélyneg (*Probability of Success, PoS*) — az adott szegmensre vonatkozóan, amelynek térbeli eloszlását a 4. ábrán szemléltetjük.



4. ábra. A *play*-szegmensekre becsült prospekt lehatárolási valószínűségek és a kutatási sikeressélyneg

Figure 4. Estimated prospect mapping probabilities and the probabilities of exploration success

Korlátok és kritikák

A prognosztikus vagyonbecslést számos olyan — nem feltétlenül a vagyonbecslési bizonytalanság- és geológiai kockázatelemzés módszertanára, sokkal inkább a prognózis egészére vonatkozó — kritika éri, amelyekkel éppen a mód-

szertan korlátai miatt nem könnyű vitába szállni. A szakmai szempontból talán leginkább indokolt bírálat az, hogy a prognózis nem veszi figyelembe a jövőben kidolgozásra kerülő, vagy éppen a prognózis készítése idején kidolgozás alatt álló *play*-konceptiókat, valamint a kutatási technológiák előbbivel szoros kölcsönhatásban lévő, ma még ismeretlen irányú fejlődését, azaz a geológusok, geofizikusok és rezervoármérnökök kreativitását és intuitivitását. A *USGS NOGA-Series* módszertani leírásában (SCHMOKER & KLETT 1999) hozzávetőlegesen 30 évre teszik a technológiai korlátok (*technological barriers*) felszabadulásának ciklusidejét, ilyen módon indokolva az aktuális időpontra vonatkozó prognózis megfelelőségét. Nem vitatkozva a megközelítés helyességével, inkább úgy foglalnunk állást, hogy a becsült vagyonmennyiség adott időpontra vonatkozó várható értékét egyfajta konzervatív módon megadott minimumként kell kezelnünk, amelynél a potenciálisan megkutatható mennyiség — nehezen számszerűsíthető módon — csak több lehet.

A másik — ugyancsak jogosnak tartható — kritika a becslési kultúrák különbözőségének következményeire mutat rá. Például, egy *play*-szegmens tárolókőzetének átlagos porozitás-terjedelmét, vagy egy *play*-komponens geológiai valószínűségét a prognózis készítésére „hivatalból” felkért, állami alkalmazásban álló szakemberektől biztosan másként fogja megítélni, mint ahogyan azt egy-egy olajvállalat specialistaí tennék, ráadásul az olajvállalatok becslései is jócskán eltérhetnek egymástól. A megoldás az lenne, hogy a prognózist kivitelezők tudásszintje, technológiai háttere és szakma-kulturális képzettsége az olajvállalatok „átlagos” szintjét közelítené. Amennyiben ez a feltétel — itt nem részletezendő okok miatt — nem teljesül, akkor el kell fogadnunk, hogy a prognosztikus vagyon várható értékét, a becslések bizonytalanságát (relatív szórását) és geológiai kockázatát jellemző adatokat alul- vagy felülbecslésként kell értékelnünk.

Harmadszor, a prognózis nem vehet figyelembe gazdasági, pontosabban gazdaságossági kritériumokat. A vagyon pénzügyi értékelésének kritériumrendszere (olaj- és gázár, költségszintek, a vállalati tőkeköltség bizonyos elemei, stb.), a prognózist „befogadó” nemzetgazdaság ciklusai és az olajvállalatok jövőt illetően eltérő várakozásai modellezhetetlen körülményeket teremtenek arra, hogy megbecsüljük a prognosztikus kitermelhető vagyon készletként számba vehető hányadát (azaz azt a mennyiséget, amelyet a vállalatok majd ténylegesen termelésbe fognak állítani). Ismét csak a *USGS NOGA Series* megfogalmazására (SCHMOKER & KLETT 1999) hivatkozva mindössze annyit állíthatunk, hogy becsléseink olyan prognosztikus kitermelhető vagyonmennyiségekre vonatkoznak, amelyeknek (valamekkora) esélye van arra, hogy a vállalatok ezeket — készletként — majd ki is fogják termelni.

Negyedszer, figyelembe kell vennünk, hogy a *play* becsült prognosztikus vagyona, vagy annak egy körülhatárolható része már a prognózis készítésekor sem hozzáférhető, mert a kutathatóságnak felszíni (pl. természetvédelmi) korlátai vannak. A prognózis hozzávetőlegesen 30 éves

időtávját figyelembe vétele ajánló USGS ajánlás azt javasolja, hogy a *play* prognosztikus vagyont a geológiai kockázaton felül jellemezzük még a „hozzáférés kockázataival” (*access risk*) is, amely a közel 30 éves távon értelmezhető hozzáférhetőség valószínűségének a komplementere.

A becsült prognosztikus vagyont „felhasználási” lehetőségeit a fenti korlátok tudomásul vétele mellett kell számba vennünk.

Felhasználási lehetőségek

A prognosztikus vagyont becslési bizonytalanságait és geológiai kockázatait (valószínűségeit) egyaránt magában foglaló értékelését a kutatási koncessziós stratégia kialakításában és — további megfontolások beépítése mellett — a hosszú távú energiaprognózisok készítésekor használhatjuk fel.

Prognózis alapú koncessziós stratégia

A kutatási koncesszióra meghirdetendő területek kijelölésének és lehatárolásának sokféle szempontja lehet, de az ásványvagyon-gazdálkodás értékképzésének a fenntarthatóságára odafigyelő nemzetgazdaságokban a szempontok között kiemelkedő szerepet kell, hogy kapjon a bizonytalanság (*uncertainty*) és a geológiai kockázat (*geological risk*) is. Az olajvállalatok szénhidrogén-kutatási programjainak előrehaladása során — az információk szénhidrogén-földtani modellekbe való beépítése miatt — mind a bizonytalanság, mind pedig a geológiai kockázat folyamatosan csökken. Ebből levezethetően a koncessziókat meghirdető államnak ügyelnie kell arra, hogy egy adott időpontban a kijelölt koncessziós területek a *play*-szintű bizonytalanságok és geológiai kockázatok nagyságrendjei szempontjából kiegyensúlyozottak legyenek. (Azaz, nagyjából hasonló számosságú legyen az egyazon időben koncessziós kutatás alatt lévő nagy, közepes és alacsony bizonytalansággal és geológiai kockázattal jellemezhető terület.) A prognosztikus vagyongazdálkodással megbízott állami szervezet a mindenkori „egyensúly” fennállásáról úgy gondoskodhat, hogy a koncessziós szerződésekben érvényesített elvonások (koncessziós díj, bányajáradék, termeléselvonás stb.) mértékét hozzáigazítja a saját maga által becsült *play*-szintű bizonytalansághoz és geológiai kockázathoz. Minél nagyobb a bizonytalanság és a geológiai kockázat, annál kisebb mértékű kell, hogy legyen az elvonás mértéke annak érdekében, hogy a pályázó vállalatok az aktuálisan bizonytalanabb és (geológiai szempontból) kockázatosabb *play*-ek kutatására is motiváltak legyenek. Az elvonások mértéke, természetesen a prognosztikus vagyont nagyságrendjéhez is igazodhat (nagyobb prognosztikus vagyonthoz tartozhat magasabb elvonási ráta — ez az adott állam fiskális preferenciáitól függhet).

A fentiek szerint leírt módon az „értékképzési egyensúlyt” szem előtt tartó koncessziós stratégia alapja az, hogy a prognosztikus ásványvagyon — esetünkben a prognosztikus kiter-

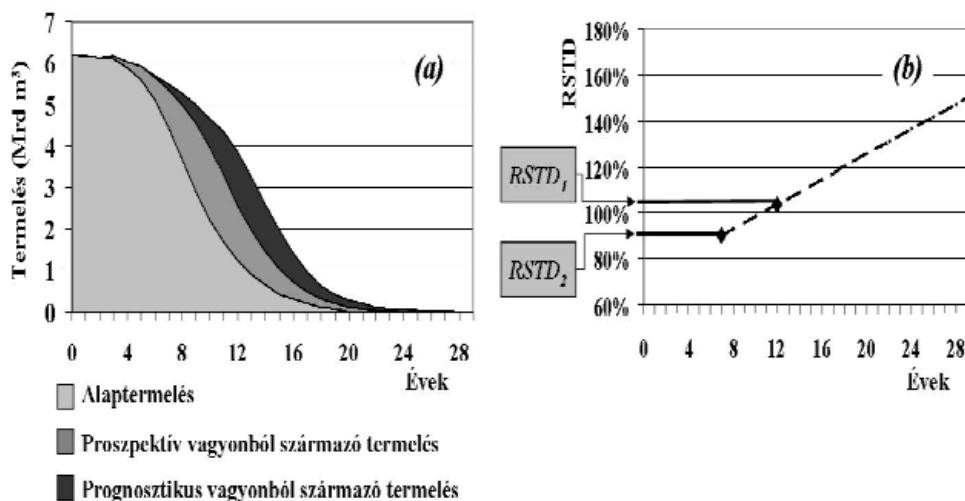
melhető szénhidrogénvagyon — nyilvántartásában nemcsak a vagyont mennyiségét, hanem annak becslési bizonytalanságát és geológiai kockázatát is szerepeltetjük. Másfelől, indokoltnak tűnik, hogy a *play*-ekhez rendelt vagyont a mennyiség, a bizonytalanság és a geológiai kockázat nagyságrendjei szerint osztályokba soroljuk. Az osztályozás módszertanul az ilyen jellegű problémák megoldására egyéb területeken alkalmazott modern statisztikai eljárás, a *klaszterezés* javasolható. Annak típusát, algoritmusát, valamint a klaszterek számát szakmai megfontolások alapján adhatjuk meg. Az osztályozás három dimenziójaként a *play*-szegmensekhez rendelt prognosztikus vagyontmennyiség becsült, illetve a becslések alapján számított középértékét (*Mean*), a becslési bizonytalanság mértékét jellemző relatív szórását (*RSTD*), valamint a geológiai valószínűség-értékekből levezetett kutatási sikeresélyt (*PoS*) vehetjük számba.

Hosszú távú energiastratégia

Egy szénhidrogén ásványkincsel rendelkező nemzetgazdaság esetében kulcskérdésként kezelhető, hogy a gazdaság energiafelhasználásában mekkora lesz a jövőben a hazai források részesedése. A rövidtávra (1–4 évre) szóló előrejelzések nyilvánvalóan a már termeltetés alatt álló, illetve termelésbe állításra kész „ipari” ásványvagyon-mennyiségekből származó termelést vehetik figyelembe. Középtávon (5–8 év) számíthatunk a hatályos kutatási koncessziók alatt álló területek prospektív vagyontának majdani termelésére. Az aktuálisan prognosztikusként számba vett kitermelhető vagyont termelésbe állítására hosszabb távon (≈8 évtől kezdődően) kerülhet sor. (Az időtávok ciklusa természetesen lehet rövidebb és hosszabb is — ez az előfordulások geo-műszaki adottságaitól, a makrogazdasági körülményektől és a koncessziós jogi szabályozás hatékonyságától függ.)

A prognosztikus vagyontból származatható termelés modelljének elkészítéséhez rögzítenünk kell az előrejelzés peremfeltételeit. A legfontosabb peremfeltételek a vagyont megkutatásának és termelésbe állításának ütemezése és a majdani termelés időfüggvénye. Bemenő mennyiség-adatként a prognosztizált kitermelhető vagyontmennyiség középértékének (*Mean*) a kutatási sikeresélyvel (*PoS*) és a hozzáférési valószínűséggel (*access probability*) súlyozott értékét (*Mean Success Volume, MSV*) vegyük figyelembe. Az előrejelzésbe (5. ábra, a) ilyen módon építjük be a geológiai és a vagyonthoz való hozzáférési kockázatokat.

Az előrejelzés természetesen számos bizonytalansággal terhelt. Ne feledjük, hogy a fent említett, és terjedelmi okokból nem is említett peremfeltételek mindegyike becslés, a maga várható értékével (az előrejelzés peremfeltételeiként ezek megadására törekedünk) és szórásával. Tanulmányunkban kizárólag a prognosztikus ásványvagyonbecslés — relatív szórással kifejezett — bizonytalanságának az előrejelzésre gyakorolt hatásával foglalkozunk. Itt abból indulunk ki, hogy a kutatási folyamat előrehaladása során a vagyontbecslés bizonytalansága csökken. Emiatt az aktuálisan prognosztikusként kezelt vagyont legkevésbé bizonytalan (legkisebb relatív szórású) részhalmaza kerül legko-



5. ábra. A valószínűségekkel súlyozott prognosztikus vagyon (MSV) termelésbe állításának és termelésének előrejelzése (a), valamint a prognosztikus termelés bizonytalanságának növekedése (b) a prognózis időtávján

Figure 5. Forecast of the development and production of the probability weighted Mean Success Volumes of prognostic resources (a) and the increase of the uncertainty of prognostic resources' production (b) over the time span of the prognosis

rábban termelésbe állításra. A részalmazba sorolt *play*-szegmensek varianciáinak (szórásnégyzeteinek) összegéből négyzetgyököt vonva kapjuk meg a halmaz összesített szórását, amelyet a szegmensekre becsült vagyon várható értékeivel osztva a halmaz összesített relatív szórásához jutunk (5. ábra, b; $RSTD_1$). Ugyanezt a számítást a legnagyobb bizonytalanságú — ebből következően legtávolabbi időpontban termelésbe állítható prognosztikus vagyonnal rendelkező szegmensek halmazára is elvégezhetjük (5. ábra, b; $RSTD_2$). Az eredményül kapott relatív szórásadatok segítségével közelíthető a prognosztikus vagyonbecslés bizonytalanságának a jövőbeni szénhidrogén-termelésre vonatkozó bizonytalanság növekedése (5. ábra, b).

Probabilisztikus alapokon nyugvó előrejelzést az összes változó értéktartományát, várható értékét és relatív szórását inputként kezelve, Monte-Carlo szimuláció segítségével készíthetünk. A prognosztikus szénhidrogénvagyon termelés-előrejelzése és az előrejelzés bizonytalansága a hosszú távú energiastratégiák kidolgozásának, a stratégiai scénáriók modellezésének és a nemzetgazdasági kockázatok számszerűsítésének fontos bemenő adatai lehetnek. Az 5. ábra a részén nem véletlenül ábrázoltunk egy olyan szituációt, ahol az „alaptermelés”, azaz a prognózis készítésekor (a „0”-dik évben) már termelésbe állított készletek „elfogyása” egy belátható időn belül viszonylag jól előre jelezhető. Prognózist pontosan ekkor érdemes készíteni, abból a célból, hogy lássuk: a még felfedezésre váró ásványvagyon a „hazai” termelés végét milyen mértékben képes időben kitolni.

Következtetések

A jövőben felfedezésre váró, prognosztikus földtani és kitermelhetőnek tekintett szénhidrogénvagyon becslését a vagyon felhalmozódásához vezető geológiai és hidrodinamikai folyamatok modellezésére alapozva végezhetjük el. A

prognózis napjainkban elfogadott alapegysége a szénhidrogén *play*, amely egy adott litosztratigráfiai egységhez köthető felhalmozódások esetében az anyaközetek kifejlődését és érését, a szénhidrogének migrációját, a tároló- és záróközetek, valamint a csapdák kialakulását foglalja magában.

A becsült prognosztikus vagyon log-normális eloszlású valószínűségi változóként ragadható meg, amelynek jellemző középértéke (helyparamétere) a matematikai várható érték. A becslés a vagyonszámítási paraméterek geológiai és rezervoargeológiai okokra visszavezethető határozatlansága miatt bizonytalansággal terhelt. A bizonytalanság ipari gyakorlat által javasolt terjedelmének figyelembe vétele helyett inkább a bizonytalanság mértékét javasoljuk megadni, amelyet a várható értékre vonatkoztatott relatív szórás segítségével számszerűsíthetünk.

A prognosztikus vagyon karakterisztikus jellemzője a geológiai valószínűség (vagy annak komplementere, a geológiai kockázat), amely megmutatja, hogy a *play* jellemző szénhidrogén-földtani folyamatai (feltöltődés, tárolóközet kifejlődés és a csapdázódás) mekkora eséllyel vezettek a *play*-hez köthetően legalább egy várhatóan kitermelhető szénhidrogén-mennyiséget tartalmazó felhalmozódásához. A *play*-szintű geológiai valószínűség térbeli eloszlását az olajvállalatok ipari gyakorlatából átvett „egyesített kockázati szegmens” (*Common Risk Segment, CRS*) térképezés módszerével mutathatjuk be. A geológiai valószínűséget a „prospekt lehatárolási” sikereséllyel szorozva kapjuk meg a prognosztikus vagyon felfedezésének a siker-valószínűségét (*Probability of Success, PoS*).

A prognózis eredményei a szénhidrogén kutatási koncessziós területek értékelésekor és a hosszú távú energiastratégiák kialakításkor használhatók fel. Az előrejelzést természetesen mindenkor annak tudatában kell kezelnünk, hogy egyáltalán nem biztos, hogy „a készletek fogynak el” hamarosan. Könnyen lehet, hogy „csak a geológusok fogytak ki az ötletekből...”

Irodalom—References

- BALLA K. & BARDÓCZ B. (OKGT) 1988: Magyarország kőolaj- és földgázprognózisa az 1989. január 1-i állapotra. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 504–531.
- BERG, R. R. 1975: Capillary pressures in stratigraphic traps. — *AAPG Bulletin* **59/6**, 939–956.
- CAPEN, E. C. 1984: Why lognormal? — In: CAPEN, E. C., MEGILL, R. E. & ROSE, P. R. (eds): *Course Notes for AAPG School „Managing and Evaluating Petroleum Risk*. AAPG Education Department, Tulsa, Oklahoma, p. 350.
- CRONQUIST, C. 2001: Estimation and Classification of Reserves of Crude Oil, Natural Gas, and Condensate. — In: LAKE L. W. (ed.): *Petroleum Engineering Handbook, Chap 22*. Richardson, Texas: SPE, 134–156.
- GRANT, S., MILTON, N. & THOMPSON, M. 1996: Play Fairway Analysis and Risk Mapping: An Example Using the Middle Jurassic Brent Group in the Northern North Sea. — *Norwegian Petroleum Society Special Publications* **6**, 167–181.
- JUHÁSZ E. & KUMMER I. (szerk.) 1997: Magyarország szénhidrogén potenciálja az 1995. december 31-i állapotra. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 1–5.
- OTIS, R. M. & SCHNEIDERMAN, N. 1997: A Process for Evaluating Exploration Prospects. — *AAPG Bulletin* **81/7**, 1087–1109.
- POROSKUN, V. I., KHITROV, A. M., ZABORIN, O. V., ZYKIN, M. Y., HEIBERG, S. & SONDENA E. 2004: Reserves/Resource Classification Schemes Used In Russia and Western Countries: A Review and Comparison. — *Journal of Petroleum Geology* **27/1**, 85–94.
- ROSE, P. R. 2001: Risk Analyses and Management of Petroleum Exploration Ventures. — *AAPG Methods in Exploration* **12**, 9, 31–34, 80–82.
- SANDVIK, K. O. & ZAKHAROV, E. V. 1996: The Russian Method for Prediction of Hydrocarbon Resources of Continental Shelves, With Examples from the Barents Sea. — In: DORÉ, A. G. & SINDINGANSEN, R. (ed.): *Quantification and Prediction of Hydrocarbon Resources*. 115–122.
- SCHMOKER, J. W. & KLETT, T. R. 1999: U.S. Geological Survey Assessment Model for Undiscovered Conventional Oil, Gas, and NGL Resources — The Seventh Approximation. — *U.S. Geological Survey Bulletin* **2165**, 6 p.
- SENTURK, Y. 2011: Assessment of Petroleum Resources Using Deterministic Procedures. In Guidelines for Application of the Petroleum Resources Management System, SPE/AAPG/WPC/SPEE/SEG 2011, Chapter 4., 35–77.
- SPE/AAPG/WPC/SPEE 2007: Petroleum Resources Management System. — Society of Petroleum Engineers, http://www.spe.org/industry/docs/Petroleum_Resources_Management_System_2007.pdf, 47 p.
- SWINKELS, W. 2011: Probabilistic Reserves Estimation. In Guidelines for Application of the Petroleum Resources Management System. — In: SPE/AAPG/WPC/SPEE/SEG 2011, Chapter 5., 78–92.
- TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. 1978: *Petroleum Formation and Occurrence. A new Approach to Oil and Gas Exploration*. — Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 538 p.
- Kézirat beérkezett: 2014. 03. 11.

Traces of hydrocarbon migration in the Central Mecsek Mountains

LUKOCZKI, Georgina¹, SCHUBERT, Félix²

¹University of Pécs, Department of Geology and Meteorology, H-7624, Pécs, Ifjúság útja 6.

E-mail: lukoczki.georgina@gmail.com

²University of Szeged, Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, H-6722, Szeged, Egyetem utca 2.

Abstract

Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in fracture-filling calcite and void-filling dolomite and quartz cement phases in Middle Triassic carbonates at Árpádtető, in the Central Mecsek Mountains indicate that hydrocarbon migration occurred in the area. Petrographic observations suggest the presence of at least two hydrocarbon fluid generations in the host void-filling quartz crystals at Árpádtető representing multiple events of hydrocarbon migration of different composition and/or different source rocks.

Keywords: hydrocarbon-bearing fluid inclusions, microthermometry, hydrocarbon migration, source rocks, Mecsek Mountains

Introduction

Recently, traces of hydrocarbon migration were found near Pécsvárad in the Eastern Mecsek Mountains, in fracture-filling calcite in the Hosszúhetény Calcareous Marl Formation (LUKOCZKI et al. 2012). Recent investigation of Middle Triassic dolostones at Árpádtető (*Figure 1, A–B*) by LUKOCZKI & HAAS (2013) revealed the presence of hydrocarbon-bearing fluid inclusions (HCFI) in fracture-filling calcite and void-filling dolomite and quartz cements, as well as in the crystals of the host dolostone indicating that hydrocarbon migration occurred also in the Central Mecsek Mountains. Further occurrences of HCFIs were found in fracture-filling quartz in the Mecsek Coal Formation in outcrops at Pécs-Vasas (JÁGER V., pers. comm.) and in fracture-filling calcite in the Kantavár Formation at Kantavár (SZIGETI 2013). This paper presents a short description of the recently found HCFI occurrences at Árpádtető.

Middle Triassic limestone and dolostone outcrops can be found in an abandoned quarry, in a road-cut and in several small excavations at Árpádtető. The first detailed description of the dolostone outcropping in the quarry was given by NAGY (1968), who suggested that the dolomitization of the thick bedded limestone advanced along fractures at elevated temperatures probably during deepest burial or related to hydrothermal events after the Cretaceous, but before the Tertiary deformation events.

VETŐ-ÁKOS (1978) studied fluid inclusions hosted in void-filling idiomorphic quartz crystals collected from the same

quarry as studied by NAGY (1968). VETŐ-ÁKOS (1978) distinguished a primary and a secondary fluid inclusion generation in the studied quartz crystals: The primary fluid inclusions contain two phases (liquid+vapour) with colourless liquid phase and homogenize to the liquid phase between 130–150 °C. The secondary inclusions contain two or three phases. The liquid phase in the two-phase (liquid+vapour) secondary inclusions is usually yellowish brown. The secondary two-phase inclusions homogenize to the liquid phase between 80–120 °C. The three-phase secondary inclusions contain two liquid and a vapour phases and are colourless. VETŐ-ÁKOS (1978) did not describe the presence of HCFIs. Based on homogenization temperature (T_h) measurements VETŐ-ÁKOS (1978) concluded that the quartz crystals formed during maximum burial and/or related to magmatic events not sooner than Early Cretaceous.

Traces of hydrocarbon migration were revealed by the presence of hydrocarbon bearing HCFIs at three localities besides Árpádtető. Secondary HCFIs found in calcite veins in the Early Jurassic Hosszúhetény Calcareous Marl Formation near Pécsvárad are colourless in plane polarized light and show yellowish blue, light blue and vivid blue fluorescence under UV-light, homogenize to the liquid phase between 30–100 °C and do not contain solid phases (LUKOCZKI et al. 2012). Primary, green fluorescent HCFIs in quartz crystals found in the Pécs-Vasas coal pit at the contact of magmatic dykes and silty sandstones (Mecsek Coal Formation, Early Jurassic) contain gas-dominant two-phase fluid inclusions (gas+liquid), which homogenize to the gas

phase between 93–97 °C suggesting entrapment from gas phase (JÁGER V., pers. comm.). Blue fluorescent HCFIs were also found in calcite veins in a quarry at Kantavár (Kantavár Formation, Late Triassic), but their study has not been performed yet (SZIGETI M., pers. comm.).

Five Mesozoic formations can be considered as potential source rocks for the hydrocarbons entrapped in fluid inclusions in the Mecsek Mountains. The Late Triassic Kantavár Formation, the Early Jurassic Mecsek Coal and Vasas Marl Formations could have been gas source rocks, while the Early Jurassic Hosszúhetény Calcareous Marl Formation could have been a source rock for liquid hydrocarbons (BADICS & VETŐ 2012; LUKOCZKI et al. 2012). The Early Jurassic Óbánya Siltstone Formation in the Réka Valley contains immature organic matter (RAUCSIK et al. 2002), thus could not have been a source rock; however, all organic matter-rich Early Jurassic formations reached the oil window in the northern forelands of the Mecsek Mountains and thus could have generated hydrocarbons (BADICS & VETŐ 2012).

Hydrocarbon-bearing fluid inclusions at Árpádtető

Hydrocarbon-bearing fluids are present in fluid inclusions in the planar-s dolomite crystals of the medium crystalline, fabric destructive host dolostone, as well as in fracture-filling calcite, and in void-filling saddle dolomite and quartz cements. The fracture-filling, medium-coarsely crystalline blocky calcite appears as thin (few mm) veins cross-cutting the dolostone, but not affecting the other cement phases. The medium-coarsely crystalline saddle dolomite occurs as lining voids, where the medium-extra coarsely crystalline subhedral quartz is the final cement phase, if present. Based on textural relationships, calcite→dolomite→quartz cement paragenesis can be established.

In the rock-forming dolomite blue fluorescent HCFIs occur in trails cross-cutting several crystals, which refers to secondary origin. The fluid inclusions are very small (<5 µm) thus are not suitable for further analysis.

In the fracture-filling calcite the fluid inclusions are small (<10 µm) and contain two phases (liquid_{aq/hc}+vapour/gas; aq=aqueous, hc=hydrocarbon). Sparse, blue-fluorescent HCFIs are scattered in the calcites, which makes the determination of their primary or secondary origin difficult and their small size impedes their detailed investigation.

In the void-filling saddle dolomite small (<10 µm) HCFIs seem to be arranged mostly along growth zones (Figure 1, C) suggesting primary origin. Both the aqueous and the HCFIs contain two phases (liquid_{aq/hc}+vapour/gas) and the hydrocarbon-bearing liquid shows blue fluorescence in UV-light. Due to their small size, further investigations of these fluid inclusions could not be performed.

Three fluid inclusion generations were distinguished in the void-filling quartz crystals: one aqueous and two with hydrocarbon-bearing fluids. Phase volume ratios were estimated visually.

Primary, two-phase (liquid+vapour) aqueous fluid inclusions (5–20 µm) occur with constant volume ratios, the liquid phase being the dominant. The shape of the fluid inclusion vacuole is usually angular.

Secondary one-, two- and three-phase HCFIs (liquid_{aq/hc}, liquid_{aq}+liquid_{hc}, liquid_{aq/hc}+gas and liquid_{aq}+liquid_{hc}+gas) (5–30 µm) occur with varying volume ratios. The fluid inclusion vacuoles have irregular shapes (Figure 1, D–E), in many cases with the presence of necks (Figure 1, D), suggesting necking-down. The hydrocarbon-bearing liquid is colourless in plane polarized light and shows blue fluorescence under UV-light (Figure 1, D–E).

Large (50–200 µm), variously shaped, three- or four-phase secondary HCFIs (liquid_{hc}+solid+gas, liquid_{aq}+liquid_{hc}+solid+gas) have yellowish brown colour in plane polarized light (Figure 1, F) and show blue fluorescence under UV-light. The solid phase occurs seemingly attached to the inclusion walls, has brown colour and show no fluorescence under UV-light. The liquid_{hc}-solid-gas volume ratios are constant in the three-phase HCFIs. A rim of aqueous liquid is discernible under UV-light in some of the HCFIs. Co-genetic two-phase (liquid_{aq}+vapour) aqueous fluid inclusions could not be distinguished.

Homogenization temperature measurements were carried out with a Linkam THMSG 600 heating-freezing stage at the Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged. Synthetic fluid inclusions were used for calibration at –56.6 °C, 0.0 °C and 374.0 °C. Data accuracy is ~ ±0.5 °C.

T_h measurements were performed on two fluid inclusion assemblages (FIA) in the void-filling quartz: on two-phase (liquid+vapour) primary aqueous fluid inclusions (FIA-1) and on three-phase (liquid+solid+gas), yellowish brown HCFIs (FIA-2). The aqueous fluid inclusions (FIA-1) homogenized to the liquid phase between 129–156 °C (n=11) (Figure 1, G) and the vapour phase did not reappear upon cooling. T_h measurements were performed on three-phase HCFIs with constant liquid-solid-gas volume ratios (FIA-2). The HCFIs (FIA-2) homogenized to the liquid phase between 76–114 °C (n=76) (Figure 1, G) and the solid phase did not show any phase changes during heating up to 200 °C.

Based on the similar petrographic features and the T_h values, FIA-1 of the current study probably corresponds to the primary fluid inclusion generation described by VETŐ-ÁKOS (1978). The colourless secondary fluid inclusion generation with variable phase ratios suggest entrapment from a heterogeneous fluid containing hydrocarbon and aqueous liquids. This fluid inclusion generation might correspond to those secondary fluid inclusions studied by VETŐ-ÁKOS (1978), which are colourless and/or contain three phases. Based on the yellowish brown colour and the similar T_h values presented in this study and in that of VETŐ-ÁKOS (1978) it can be supposed that the yellowish brown secondary fluid inclusions in her study correspond to the yellowish brown secondary HCFI generation of the current study; however, VETŐ-ÁKOS (1978) did not observe the presence of solids in the yellowish brown inclusions.

Although aqueous phase is present in a small amount in some of the fluid inclusions in this fluid inclusion generation, the constant liquid–solid–vapour volume ratio suggests the presence of a homogeneous fluid during entrapment: a small amount of H₂O was probably dissolved in the HC fluid, which exsolved upon cooling (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). The solid phase is probably a hydrocarbon daughter phase that might have formed from the hydrocarbon liquid through irreversible processes (GOLDSTEIN 2003).

VETŐ-ÁKOS (1978) proposed in her study that the secondary inclusions contain CO₂ and/or aqueous liquid and CO₂ gas phases. Based on the blue fluorescence of both secondary fluid inclusion generations, it can be established that the fluid inclusions contain HC-bearing fluids (BURRUS 1991); however, the presence of CO₂ cannot be excluded. The blue fluorescence might refer to the presence of mature hydrocarbons in the fluid inclusions, although other factors can also be responsible for the blue fluorescence of hydrocarbon fluids (OXTOBY 2002, and references therein).

Conclusion

Primary HCFIs at Árpádtető occur in saddle dolomite cements, which formed at elevated temperature (LUKOCZKI & HAAS 2013) suggesting that hydrocarbon migration

occurred during deep burial and/or related to hydrothermal events, most probably during the Early Cretaceous when the Middle Triassic carbonates were deeply buried and magmatic events occurred in the Mecsek Mountains (VETŐ 1978, VETŐ-ÁKOS 1978).

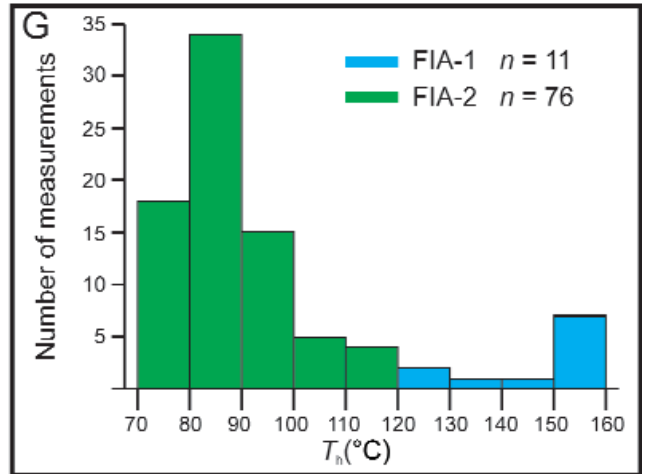
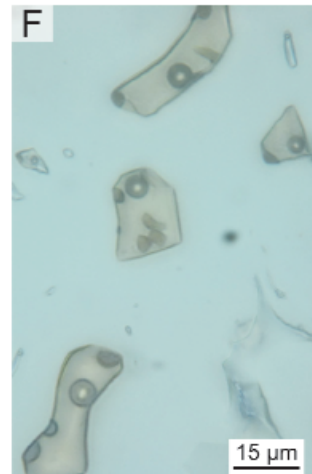
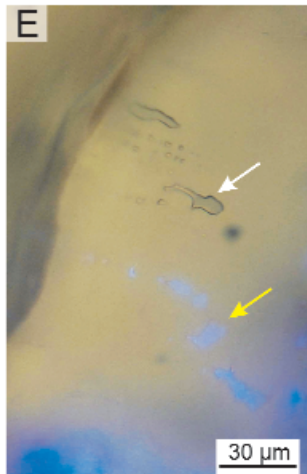
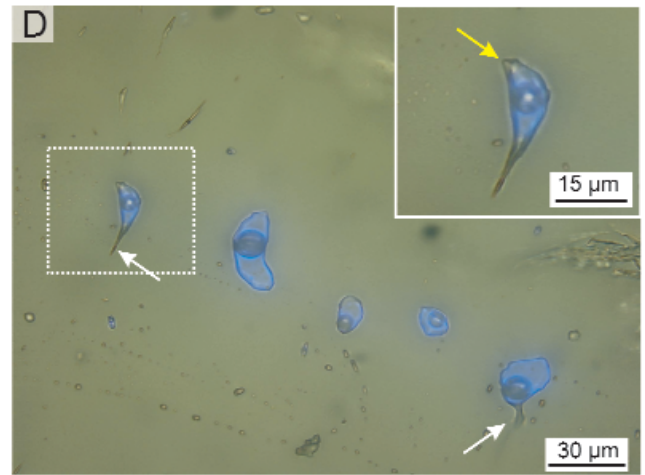
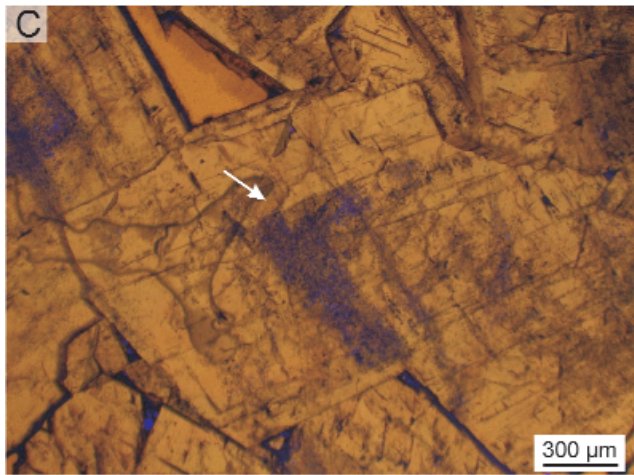
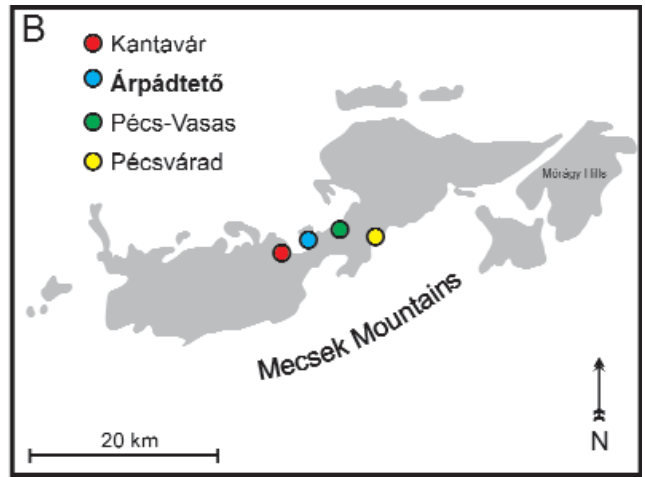
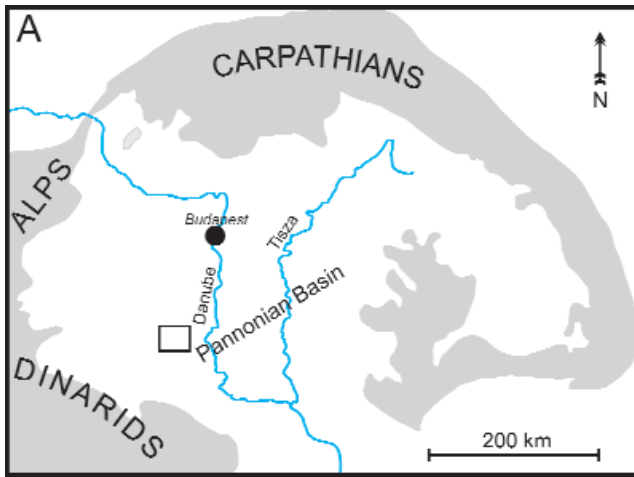
Differences of the hydrocarbons entrapped in fluid inclusions at Árpádtető (colourless and yellowish brown HCFI generations) and at other localities (Pécsvárad, Pécs-Vasas, Kantavár) suggest multiple events of hydrocarbon migration and/or different source rocks. Chemical alteration of the hydrocarbons due to thermal or biogenic processes during migration or during/after entrapment could also have led to the differences currently observable at each occurrence. It remains an open question which of the five organic matter rich Late Triassic – Early Jurassic formations served as the source rock(s) for the studied HCFIs.

Acknowledgements

This study constitutes a part of the PhD-project of GL, which was supported by the ‘Developing Competitiveness of Universities in the South Transdanubian Region’ (SROP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0002) and the Papp Simon Foundation. We are grateful to Viktor JÁGER who drew our attention to the quartz crystals at Árpádtető. Comments of Orsolya GYÖRI on the manuscript are much appreciated.

References

- BADICS, B. & VETŐ, I. 2012: Source rocks and petroleum systems in the Hungarian part of the Pannonian Basin: The potential for shale gas and shale oil plays. — *Marine and Petroleum Geology* **31**, 53–69.
- BURRUS, R. C. 1991: Practical aspects of fluorescence microscopy of petroleum fluid inclusions. — In: BARKER, C. E & KOPP, O. C. (eds): *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Quantitative and Qualitative Applications*. — *SEPM Short Course Notes* **25**, 1–7.
- GOLDSTEIN, R. H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. — In: SAMSON, I., ANDERSON, A., MARSHALL, D. (eds): *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. — *Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser.* **32**, 9–53.
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. — *SEPM Short Course* **31**, 198 p.
- LUKOCZKI, G., SCHUBERT, F. & HÁMOR-VIDÓ, M. 2012: Traces of hydrocarbon migration near Pécsvárad (Mecsek Mts.). — *Földtani Közlemény* **142/3**, 229–241.
- LUKOCZKI, G. & HAAS, J. 2013: Diagenetic history of Middle Triassic shallow marine carbonate rocks of South-Transdanubia. — *Proceedings of the 4th Petrographical-Geochemical Congress*, Orfű, Hungary, September 12–14, 2013, 21–25.
- NAGY E. 1968: A Mecsek-hegység triász időszaki képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/1**, 198 p.
- OXTOBY, N. H. 2002: Comments on: Assessing the maturity of oil trapped in fluid inclusions using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours. — *Applied Geochemistry* **17/10**, 1371–1374.
- RAUCSIK, B., VARGA, A., HARTYÁNYI, Z. & SZILÁGYI, V. 2002: Changes in facies, geochemistry and clay mineralogy of a hemipelagic sequence (Pliensbachian-Toarcian, Mecsek Mts., S Hungary) — A possible palaeoenvironmental interpretation. — *Geologica Carpathica Special Issues* **53**, (CD-ROM)
- SZIGETI M. 2013: A Kantavári Formáció szénhidrogén-tartalmú kalcitereinek petrográfiai vizsgálata. — *Manuscript*, BSc Thesis, University of Szeged, 42 p.
- VETŐ I. 1978: A szórt szénhidrogének termikus kialakulásának rekonstrukciója. A módszer felhasználása a hazai szénhidrogén-kutatásban — *Manuscript*, 77 p.
- VETŐ-ÁKOS, É. 1978: Fluid-gas inclusion test for reconstructing the palaeotemperature of the Mesozoic near Pécs, S Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, 309–318.
- Kézirat beérkezett: 2014. 10. 16.



Események, rendezvények

A Bükk Nemzeti Park salgótarjáni Baglyas Vár Látogatóközpontjában 2014. május 15-én felavatták a Magyarhoni Földtani Társulat egyik alapító atyja, KUBINYI Ferenc carrarai márványból faragott szobrát.

Két évtized szünet után újraindult a vjárképzés Magyarországon, a 2014/2015-ös tanévben Komlón, Bányaterenyén és Lőrinciben kezdődött meg az oktatás.

2014. augusztus 20-án a HUNGEO résztvevői a Magyarhoni Földtani Társulat nevében megkoszorúzták a hévizek atyjának, PÁVAI VAJNA Ferencnek hajdúszoboszlói szobrát és a magyar földtan legnagyobb mecénása, gróf. SEMSEY Andor balmazújvárosi kastélyában lévő szobrát és arcképét.

VII. Tudomány- és Technikatörténeti Konferencia Szilágysomlyó 2014. június 26–29.

Az Erdélyi Magyar Műszaki és Tudományos Társaság (EMT) nem csak Bányászati, Kohászati és Földtani Konferenciákat rendez meg évente, hanem egy Tudomány- és Technikatörténeti Konferenciát is, amelynek egyik témáját ugyancsak a földtudományok adják. Idén a VII. rendezvényre került sor. A konferencia tudományos bizottságát az EMT Tudománytörténeti Szakosztályának társelnökei, WANEK Ferenc és KÁSA Zoltán alkották. A konferenciának mintegy 50 résztvevője volt Erdélyből és Magyarországról.

Az első napon egész napos kirándulás volt a környéken, a második napon pedig az előadásokra került sor.

A kirándulás vezetője és a konferencia kiadványában szereplő kirándulásvezető írója WANEK Ferenc volt. Írása útikalauzként is jól használható erről a turisztikailag alig ismert vidékről. A kirándulás földtani és technikatörténeti látványok mellett főleg kultúrtörténeti emlékeket mutatott be. Földtani szempontból maga Szilágysomlyó is érdekes, az itt emelkedő magányos Magura-hegy egy a környező kainozoos dombvidékből kiemelkedő kristályos rög. A medenceterületet kelet és dél felől a Meszes- és Réz-hegységek határolják, amelyek kristályos aljzatán már kevés mezozoos és kainozoos üledék-takaró is megőrződött. A medenceterületen, Sarmaság határában megtekintettük a ma már felhagyott nagy lignitkölfejtést, amely a magyarországi Bükkaljai Formációnak felel meg. Kultúrtörténeti szempontból több, kazettás mennyezetű, magyar templom, egy román fatemplom és a környék Ady-emlékei említésre méltók. Szilágysomlyófaluban megkoszorúztuk MAJOR Miklós helybeli tanár sírját, aki néprajzi és földtani kutatásokat is folytatott, és őslénytani gyűjtése eredményét a budapesti Földtani Intézetnek adományozta.

Az előadási napon a plenáris előadást GYARMATI G. Péter tartotta a magyar számítástechnika hőskorának számító 1958–1968 közötti évtized történetéről, amelynek maga is aktív részese volt. A további előadások témája az informatika, a geológia, a biológia és fizika, a matematika, a földrajz és a technika története volt, valamint a tudománytörténet népszerűsítése. Az alábbiakban csak néhány olyan előadást említek meg, amelyek a földtudományokat érinti.

A geológiatörténeti szekcióban VICZIÁN István egy kevésbé ismert, 18. századi debreceni mineralógus, NAGY Sámuel munkásságát ismertette, aki különösen egy német munka magyar nyelven való

átdolgozásával és a jénai Asványtani Társaság magyar titkáráként szerzett maradandó érdemeket a tudományág történetében. WANEK Ferenc a helyszín iránti tiszteletből egy Szilágysomlyón működő tanárról, MÁRTONFI Lajosról beszélt, aki főleg a foraminiferák őslénytanában ért el kiváló eredményeket. BREZSNYÁNSZKY Károly a Magyar Királyi Földtani Intézet szerbiai térképezési munkálatait ismertette az I. világháború alatt. PÁPAY László a dunántúli fekete és kemény barnaszenekekről való ismereteinket foglalta össze.

A többi szekció keretében is elhangzottak földtudományi szempontú előadások. OLÁH-GÁL Róbert megemlékezett PÁTER Károlyról is, aki a 20. századi talajtan és agrokémia egyik kiemelkedő egyénisége volt. BARTHA Lajos ABT Antal, a kolozsvári Tudományegyetem fizika professzora munkásságára hívta fel a figyelmet, akinek egyik fő kutatási területét a földmágneses jelenségek képezték, és mágneses ásványokat is vizsgált. HEVESI Attila két gyerekeknek szóló földrajzkönyvet mutatott be a 18. század derekáról, GYALAKÚTI LÁZÁR János és Szatmárnémeti PAP István munkáit. Szinte az egyetlen fiatal előadó, LENGYEL Hunor Kolozsvárról arról számolt be, hogy 2001-ben véletlenül fedeztek fel Kolozsváron egy nagy kézirat-, térkép- és fényképgyűjteményt, amely CHOLNOKY Jenő ottani tanári éveinek a termése volt. Különösen értékesek terepi jegyzőkönyvei. A hagyaték őrzésére és feldolgozására alakult meg a Cholnoky Jenő Földrajzi Társaság, amely közkinccsé igyekszik tenni ezeket a dokumentumokat a hagyatek.cholnoky.ro honlapon. A technikatörténeti szekció keretében BITAY Enikő, MÁRTON László és VÉGVÁRI Ferenc a székelyföldi vasgyártás történetét mutatták be.

VICZIÁN István

V. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Révfülpöl 2014. szeptember 4–6.

A Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés (KGV) idén immár ötödik alkalommal került megrendezésre. A Vándorgyűlés 2010-ben azzal a céllal indult, hogy évenként összehozza a témában dolgozó hazai kutatókat, hallgatókat, valamint, hogy lehetőséget teremtsen a szakterület tudományos eredményeinek megvitatására és a kapcsolatépítésre. Első alkalommal 30 fő jelent meg a rendezvényen, most viszont már 50 felett volt a résztvevők száma, többségük fiatal. Közöttük, idén először, a Magyarhoni Földtani Társulat és a Szervező Bizottság — szakmai zsűri javaslata alapján — előadói díjakat osztott ki. Az V. KGV szervezését az MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, a SZTE ÁGKT Vulcano Kutatócsoport és a Magyarhoni Földtani Társulat vállalta magára.

Az előadások 4 szekcióban folytak, amelyek során számos hazai intézmény mutatta be tudományos eredményeit. Így például: KIRÁLY Edit (MFGI) és munkatársai az MFGI-ben működő LA-ICP-MS műszert és lehetőségeit ismertették. CZUPPON György (MTA CSFK FGI) és munkatársai az MTA CSFK FGI-ben zajló stabil- és nemesgáz-izotóp mérésekről számoltak be ausztrál kalcit- és fluorit-teléretek vizsgálatán keresztül. FINTOR Krisztián (SZTE ÁGKT) a SZTE ÁGK tanszékén lévő Raman-mikroszkóppal végzett vizsgálatok jelentőségét mutatta be kondritmeteoritok kutatásával összefüggésben. HÁMORNÉ VIDÓ Mária (MFGI) az MFGI-ben végzett szerves kőzettani vizsgálatának módszertanát és eredményeit ismertette. TÖRÖK Kálmán (MFGI) és kollégái az ELTE KGT-n lévő

Fluidzárvány laboratóriumban és az ELTE TTK Raman spektroszkópiai laboratóriumban végzett kutatási eredményeit mutatta be alsókéreg eredetű zárványok vizsgálatában. Bozsó Gábor (SZTE ÁGKT) pedig a SZTE ÁGKT-n működő XRD-vel végzett, a szikes üledékek agyagásványtani és elemadszorpciós tulajdonságait vizsgáló kutatásait ismertette. A színvonalat nagyban emelték azok a nemzetközileg is magasán jegyzett kutatási eredményekről szóló előadások, amelyeket a hazai közönség több esetben elsőként ekkor hallhatott. Így például: KELE Sándor (MTA CSFK FGI) ismertette az ETH Zürich Földtani és Geokémiai Intézetében végzett, recens travertínókból és mésztufákból származó minták „Clumped” izotópvizsgálatainak eredményeit, valamint LUKÁCS Réka és kollégái (MTA-ELTE VKCS) bemutatották az ugyanott végzett in-situ LA-ICP-MS cirkon U-Pb geokronológiai eredményeit a Pannon-medence miocén Si-gazdag vulkáni képződményeinek keletkezésére vonatkozóan. KISS Balázs és munkatársai (MTA-ELTE VKCS) csomádi amfibolokon végzett LA-ICP-MS nyomelemvizsgálati eredményeket ismertettek, valamint BATKI Anikó (MTA-ELTE VKCS) és SOGRIK Edina is először számolt be a Ditrói alkáli masszívum területén újonnan talált ijolit közettestek eredetéről. Mindezek mellett BENKÓ Zsolt, grazi poszt doktori időszaka alatt, munkatársaival kialakított genetikai elméletét bizonyította a Duluth Complex egy intrúziójához kapcsolódó ércesedésre vonatkozóan, valamint több előadást is hallhattunk a Tokaji-hegység vulkanológiai megismerésével kapcsolatban SZEPESI János (MTA-ELTE VKCS) és kollégái, valamint ZELENKA Tibor (ME ÁFI) előadásában. NÉMETH Bianka (MFGI, ELTE KGT) alsó kéreg eredetű zárványok ásványaiban lévő szilkátolvadékok-zárványok fő- és nyomelem-geokémiai változékonyságát elemezte a fluidum-közet kölcsönhatások értelmezéséhez. SZAKMÁNY György (ELTE KGT) és munkatársai magyarországi csiszolt kőeszközök nyersanyagának azonosítási lehetőségeit és korlátait; HORVÁTH Attila (ME ÁFI) és társai az úrkúti mangánércesedés újabb kutatási eredményeit; valamint UDVARDI Beatrix (MFGI) és kollégái a kulcsi felszínmozgáshoz kapcsolódó üledékek geokémiai vizsgálati eredményeit bemutató előadásuk tovább színesítették a programot.

Az előadások mellett 23 poszter került bemutatásra. A Vándorgyűlések történetében először a posztereket szóban, rövid, lényegre törő előadások formájában is ismertethették a résztvevők. A hallgatói kategória előadásait és poszttereit 8 fős zsűri értékelt, és tett javaslatot előadói díjak odaítélésére. A résztvevők általános véleménye szerint ez a prezentációs forma remek lehetőséget adott az előadók személyes megismerésére és a munkákra való figyelemfelkeltésre.

A zsűri (elnök: BAKSA Csaba, titkár: SÁGI Tamás, tagok: BENDŐ Zsolt, BENKÓ Zsolt, CSILLAG Gábor, KIRÁLY Edit, PÉTERDI Bálint, ZELENKA Tibor) és a közönség döntése alapján a következők vehettek át előadói díjakat és könyvjutalmakat a Magyarhoni Földtani Társulattól, a GeoLitera Kiadótól és a Szervezőbizottságtól:

A zsűri díjazottjai: I. MOLNÁR Kata, II. SKULTÉTI Ágnes, III. SZEMERÉDI Máté, IV. SOÓS Ildikó, V. APRÓ Mihály és megosztott VI. OBBÁGY Gabriella és WALTER Heléna. Közönségdíjban részesültek: OBBÁGY Gabriella, MÉSZÁROS Előd.

A Vándorgyűlés a második napon kirándulással folytatódott, amely a Balaton-felvidék bazaltos vulkáni képződményeinek bemutatását célozta meg. A szakmai napot CSILLAG Gábor (MFGI) vezette, aki a bazaltvulkanizmus és a földtani–geomorfológiai környezet kapcsolatát bemutató tudományos előadással indította a napot, majd gyönyörű napűtésben járhattuk végig a Fekete-hegy és Szentbékállá feltárásait. A nap lezárása Szentbékállán, az Öreg-hegy fogadóban elköltött borkóstolás vacsora volt.

A Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés ötödik születésnapját egy színvonalas, konferenciaközleményeknek is helyet adó absztr-

raktöket megjelentetésével ünnepelte. Az érdeklődők számára a PÁL-MOLNÁR Elemér és HARANGI Szabolcs által szerkesztett kötet limitált számban még igényelhető a Vándorgyűlés szervezőinél.

További újdonság volt idén, hogy a Vándorgyűlés keretében HARANGI Szabolcs ismeretterjesztő előadást tartott, amelynek témája a vulkanológia 21. századi perspektívái volt.

A Vándorgyűléshez kapcsolódó fényképek megtekinthetők az alábbi linken: https://picasaweb.google.com/112251542545440756402/2014_5_Kozettani_es_Geokemiai_Vandorgyules?authkey=Gv1sRgC1On8sDWu5W4Tw#

A VI. Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés szervezését a Szegei Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közéleti Tanszék és vezetője M. TÓTH Tivadar vállalta. Terveik szerint az ideihez hasonlóan, szeptember első hetében, az Erdélyi-középhegység (Hegyes-Drócsa) területén rendezik meg.

HARANGINÉ LUKÁCS Réka

A Mátra ásványvagyon szakmai ankét Gyöngyösorosziban (2014. 09. 18.) és Földtudományi értékek nyomában a Novohrad–Nógrád Geopark területén (2014. 09. 19.)

Az MFT 2013. évben indította el a magyarországi bányászat megújulását megalapozó ankét sorozatát, amelynek hatodik rendezvényére Gyöngyösorosziban került sor. Ugyanakkor a 2012-ben elindított, évente két alkalommal megrendezett „Földtudományi, bányászati és kultúrtörténeti értékeink nyomában” témájú terepbejárás-sorozat, amely ötödik alkalommal a Novohrad–Nógrád Geopark területének meglátogatását tűzte ki céljául. E két rendezvény tematikájának a helyszínének közelsége inspirálta a szervezőket arra, hogy két napos rendezvényt szervezzenek.

A rendezvény első napjának programja a „Mátra ásványvagyon” szakmai ankét, házigazdája a Biocentrum Kft. volt Gyöngyösorosziban. Az ankéton színvonalas előadásokon, majd a Toka-patak menti terepbejáráson mutatták be a Mátra földtanát, ásványi nyersanyagait, vízföldtanát és környezeti problémáit, utóbbiak szakszerű megoldását.

BAKSA Csaba megnyitóját követően ismertette a Mátra földtani kutatásának történetét, a 18–19. századfordulótól napjainkig. ZELENKA Tibor és társszerzőinek előadása a Mátra hegység neogén vulkanizmusáról és nyersanyagairól szólt. A hegység földtani viszonyait és nyersanyagait bemutató előadásblokkot FÖLDESSY János és társszerzőinek az érckutatásról szóló előadása zárta.

Majd víz- és környezetföldtani jellegű előadások következtek. SOMODY Anikó a Reck környéki felszín alatti víz és a környező hévízrendszerek kapcsolatáról, FÖLDING Gábor a gyöngyösorszi terület környezeti kármentesítéséről és jelenleg is folyó rekultivációjáról tartott információgazdag előadást. A második előadásblokkot házigazdánk, MAGYAR Balázs előadása zárta, amelyben a földtudományi értékek védelmének szép példáját mutatta be Gyöngyösorszi példáján.

Az előadásokat követően került sor az „Ásványok háza — Gyöngyösorszi” kiállítás megnyitójára. A megnyitóból MAGYAR Balázs néhány gondolatát érdemes felidézni: Gyöngyösorszi térségében közel 100 éven keresztül folyt intenzív ércbányászati tevékenység, amelynek az érdeklődő nagyközönség felé történő bemutatására kerül sor. A Biocentrum Kft., egy félbehagyott ipari beruházás területén egy 900 m²-es csarnokváz átalakításával, 2014-re létrehozta Gyöngyösorszi és a Kárpát-medence bányászati értékeit bemutató kiállítását. A kiállítóteremben 10 000 hazai és kárpát-medencei ásvány, valamint a helyi bányászat történelmét

bemutató tablók láthatók, míg a külső kiállítóterületen műszaki berendezések kerültek bemutatásra. Az Ásványok házában lett kiállítva az 1998-ig Tatabányán működő SZABÓ József Geológiai Technikum (Szakközépiskola) néhány ereklyéje is.

A Toka-patak menti terepbejárás első megállója az Altáróbló kilépi savas bányavíz semlegesítésére létrehozott üzem megtekintése volt. Itt, a Nitrokémia Zrt. szakembere, HORDÓS István mutatta be a vízkezelő technológiai lépéseit, és a kicsapott fém-hidroxidokat tartalmazó, veszélyes hulladékként ártalmatlanításra kerülő vörösiszapot. A tisztított bányavíz az üzemből a Toka-patak medrébe jut.

A második megálló a kármentesített Ipari-víz-tározó volt. A jelenleg Nitrokémia Zrt. kezelésében lévő területet és az elvégzett környezeti munkákat a Mecsek Öko nyugalmazott vezérigazgatója, BERTA Zsolt ismertette. A szakmai ankétot és terepbejárást követően a Biocentrum Kft. ünnepi vacsorával látta vendégül a résztvevőket.

A második napon a Salgótarjáni Bányászati Múzeumot és a Novohrad–Nógrád Geopark földtani érdekességeit látogattuk meg.

A Salgótarjáni Bányamúzeum az egykori salgótarjáni bányakolónia területén található. Helyi múzeumi szakember vezetésével tekinthettük meg a nógrádi szénmedence múltját, műszaki emlékeit, a szénbányászat 19–20. századi technológiáját bemutató kiállítást. A város szívében található József lejtős akna eredeti vágatrendszerében tettünk sétát. 1965-ben nyitották meg hazánk első, föld alatti bányászati múzeumaként, amelyet 1980-ban ipari műemlékké nyilvánítottak. 2005-ben újrainyitották az állandó kiállítást.

A nemzetközileg is ismert Ipolytárnóci ösmeradványok természetvédelmi területet SZARVAS Imre mutatta be. A magyar–szlovák határ mentén, Ipolytárnóc tőszomszédságában, a földtörténeti múlt csodálatos emlékei kerültek felszínre. A Borókás tanösvényen követhettük nyomon az őslénytani értékeket, a terület őskörnyezetét elpusztító, egyben betemető vulkáni katasztrófának, valamint a speciális konzerválódási körülmények nyomait. A terület 1995-ben az összeurópai természeti örökség részévé vált, Európa Diplomát kapott. Központja — Tarnóci Ősélőhely néven — 2000-ben felkerült a Világörökség Várományosi Listájára, nevezése folyamatban van. A terület a 2010-ben a Globális Geoparkok Hálózatának tagjai sorába emelt Novohrad–Nógrád Geopark beléptető kapuja.

A kövületes rétegeket 1836-ban fedezték fel, de csak 1944-ben sikerült országos természetvédelmi oltalom alá helyezni. További évtizedek után a Bükk Nemzeti Park Igazgatóság kezelésébe került, és 1986-ban megnyílt a Borókás-árok geológiai tanösvény.

2009 óta látható itt a bükkábrányi lignitbányából kimentett 5 db ősfenyőből álló facsoport. A nap második felében PRAKALVI Péter mutatott be két feltárást.

A Nógrádszakál melletti Párizs-völgyi szurdok évezredek óta folyamatosan formálódó, 300–350 m hosszú, zezugos lefutású, egyes helyeken 20–25 m magas, szűk völgy, amelyet az időszakosan lezúduló patak vésett ki az idősebb kőzetekben.

Utolsó megállónk a Sámsonháza melletti Vár-hegy, amelyet az 1960–70-es években itt működő kőbánya tett földtani szempontból is értékelhetővé. A rétegek egy kb. 13–18 millió év közötti intervallum történéseit rögzítették.

A rendezvény első napján több mint 60 fő, a második napján 35 fő vett részt.

CSENYI Tibor

Triász és eocén képződmények a Zsámbéki-medencében és a Budai-hegységben 2014. október 3–4.

Az MTA Szedimentológiai Bizottsága és az MFT Általános Földtani Szakosztálya közös szervezésében, immár hatodik alkal-

mal került sor terepi szakmai kirándulásra. A rendezvény célja a szedimentológiai, szerkezetföldtani jelenségek, általános földtani megfigyelések és következtetések és rétegtani megállapítások terepen, a feltárások helyszínén történő megfigyelése, bemutatása, esetenként szakmai megvitatása, több esetben külföldi szakemberek részvételével. A kiválasztott témák és helyszínek aktuális eredményekhez, vagy kutatási területekhez kötődnek, segítve ezzel az új eredmények megismerését, illetve az aktuális szakmai kérdések széleskörű megvitatását.

Idén a Gerecse K-i, DK-i valamint a Budai-hegység Ny-i területein, a triász rétegtanban és platformfejlődés vizsgálatában elért új eredmények bemutatása, továbbá a budaörsi szerkezeti zónában a triász és eocén képződmények kontaktusának és a felső-eocén rétegsor kifejlődésének ismertetése volt a cél. A kétnapos rendezvény a Zsámbéki-medencében található Strázsa-hegyi kőfejtőben indult, ahol a Környe-Zsámbéki szerkezeti vonal mentén, a Buchenstein Formáció jellegzetesen zöld tufaképződményeit tartalmazó ladin medencefáciesű rétegsor rátalolódását figyelhettük meg a fiatalabb nori Földolomitra. Az impozáns feltárást követően az epöli kőfejtőben a Földolomit és a Dachsteini Mészke formációk átmeneti rétegsorával ismerkedhettünk meg, ahol kiválóan tanulmányozhatóak voltak a Lofér-ciklusok, valamint a dolomitosodás folyamatának ezekhez kapcsolódó jellegzetességei. A nap végére igazi szedimentológiai csemegeként az adyligeti Remete-szurdokban és a Hosszúerdő-hegy kőfejtőjében a Dachsteini Mészke platform belső rámpalejtőjének üledékei láthatók. Különösen nagy élmény volt ez azoknak, akik a tavalyi szakmai kiránduláson, a Duna-balparti rögzök területén ugyanennek a platformnak a külső peremét is láthatták. Az első napon 23-an vettünk részt, a feltárást és a földtani jelenségeket HAAS János, HIPS Kinga és BUDAI Tamás mutatta be.

A második nap mostoha időjárása ellenére is 16-an járták végig gyalogosan a Budaörs felett húzódó kopár sziklafelszínű hegyvonulatot a Kálvária-hegytől a Törökugratóig. A késő-eocén szerkezetalkulás aktív zónájában zajló üledékképződés számos tektono-szedimentológiai jelenséget produkált a ladin, „diplomoparas” Budaörsi Dolomitba települő felső-eocén sziklás tengerparti törmeléken üledékes rétegsorban. Az üledékdeformáció számtalan fajtáját, a tektonikai szerkezetek jellegzetességeit, irányát, korát igazoló szinszediment tektonikai jelenségeket láthattuk a Budaörsi-hegyek gerincén, majd a törmeléken rétegsorba teléreként települő kovásodott bryozoás márga teléreket és a törmeléklet lefedő felső-eocén karbonátokat tanulmányozhattuk az Odvas-, illetve az Út-hegyen. Az előző nap folytatásaként HIPS Kingától és HAAS Jánostól új eredményeket tudhattunk meg a Budaörsi Dolomit dolomitosodásával kapcsolatban. A két napos szakmai rendezvény a Törökugrató meredek sziklafalainál ért véget, amelyek tetején részletesen megfigyelhettük a hidraulikus breccsásodás kialakulásának lépéseit is. A második nap felkért szakmai nap vezetője MAGYARI Árpád volt.

A kirándulásokon szép számban vettek részt egyetemi hallgatók is, így nem csak a jelenlegi, hanem a felnövekvő szakmai generáció is sokat tanulhatott a két szakmai nappól.

KERCSMÁR Zsolt

Geotóp nap 2014. október 4., 11.

A geotóp nap célja, hogy a laikus érdeklődők, családok, gyerekek számára terepi körülmények között közel hozza a földtudományi ismereteket, felhívja a figyelmet a földtudományi értékek, geotópok védelmének jelentőségére. A geotópok ebben az értelemben földtani, földtudományi, esztétikai, tudománytör-

téneti, geomorfológiai szempontból érdekes, különleges, védendő élettelen természeti értékeket jelentenek. Egyben kiváló alkalmat kínálnak arra, hogy bepillantást nyerjünk a földtörténet valamely korábbi időszakának jellegzetes képződményeit létrehozó folyamatokba. Geotóp nap címmel elsőként Németországban szerveztek a nagyközönség számára rendezvényeket, ahol a geotóp védelem (élettelen értékek védelme) a természetvédelem elkülönült szakterülete.

A 2014-ben, Magyarországon hetedik alkalommal került megrendezésre a Geotóp nap elnevezésű országos programsorozat a korábbi Magyar ProGEO Egyesületből a Magyarhoni Földtani Társulat szakosztályává szerveződött ProGeo Földtudományi Természetvédelmi Szakosztály és a Földművelésügyi Minisztérium Tájvédelmi és Nemzeti Parki Főosztálya közös koordinálásában. A szervezők és a célközönség számára is mozgalmas időszak miatt idén két hétvégén: október 4-én és október 11-én várták programok az érdeklődőket. A megosztott programszervezés jó döntésnek bizonyult: a programok és a résztvevők száma is viszonylag egyenletesen oszlott meg a két időpont között.

Október 4-én összesen 8 helyszínen: Békéscsabán, Csölyospáloson, Fertőrákoson, Miskolcon, Somlővásárhelyen, Salgóbanán, Tatán és Tokajban voltak programok, amelyek között volt kerékpáros túra, vezetett geotúra, barlanglátogatás, vulkánkitörés modellezés; a programokon összesen több mint 220 résztvevő volt jelen. A szervezők a Bihari Tűrák KHE, a Magyar Földtani Védegyelet, a Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület, a Bakony-Balaton Geopark, a Novohrad–Nógrád Geopark, a Tarjáni Szabadidősport Klub, az ELTE Tatai Geológus Park, a Gerecse Természetvédelmi és Barlangkutató Egyesület, az MTA ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, a DE Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, a Kiskunsági Nemzeti Park Igazgatóság, a Fertő–Hanság Nemzeti Park Igazgatóság, a Duna–Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság voltak.

Október 11-én 6 tervezett rendezvényből végül 5 helyszín programjai kerültek lebonyolításra összesen 420 feletti résztvevővel. A helyszínek ezen a napon Aggteleken, Balatonfüreden, Budapesten a Hárs-hegyen, Cserépfalun, illetve Pécsen voltak, a programok szintén változatosak: a kedvelt és jól bevált szakvezetéses geotúrák mellett ezen a napon is volt vulkánkitörés modellezés, barlanglátogatás, csillagászati bemutató, geojászóház. Az október 11-i programok szervezésében az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, a Magyar Földtani Védegyelet, a Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság, MTA ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, DE Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, a Guru Barlangkutató Egyesület, a Debreceni Hexasakk és Természetjáró Egyesület, a Duna-Dráva Nemzeti Park Igazgatóság és a Szatmárberegi Tájvédelmi Körzet munkatársai működtek közre.

A két napon együttesen közel 650 résztvevő vett részt védett földtudományi értékeket bemutató, népszerűsítő programokon, amely a korábbi évekhez képest messze kimagasló létszám. Fontos eredményként tartjuk számon, hogy néhány bevált helyszín esetében iskolás csoportok és más érdeklődők már kifejezetten keresik és várják ezeket a programokat. Köszönet illeti a rendezvények lebonyolítását, előkészítését és meghirdetését tevékenyen segítő valamennyi rendezőt, szervezőt, túravezetőt. A Magyarhoni Földtani Társulat ProGEO Földtudományi Természetvédelmi Szakosztálya a rendezvény folytatásáról döntött november 14-i szakosztályülésén. A jövő évi geotóp napi rendezvények időpontját 2015. október 3-ban és 10-ben jelöltük meg. Várjuk mindazok jelentkezését, akik a megjelölt időpontban hasonló jellegű rendezvényvel szeretnének hozzájárulni a hazai földtani értékek megismertetéséhez, védelméhez.

NOVÁK Tibor

XVI. Székelyföldi Geológus Találkozó, Várfalva, 2014. október 23–26.

Az idei székelyföldi találkozóra Székelyföld összefüggő területén kívül, az attól nyugatra elterülő Aranyosszéken került sor. Ez a terület azonban történelmileg joggal nevezhető székely vidéknek. Aranyosszék Orbán Balázs is a Székelyföldhöz sorolta.

A konferenciához szorosán csatlakozott egy másik rendezvény, tanítványai és barátai október 23-án Kolozsváron, a Sapientia Egyetemen ünnepelték WANEK Ferenc 70. születésnapját. Ezt az ünnepséget a kolozsvári Koch Antal Geológiai Társaság szervezte. Innen vonult át a közönség jó része este Várfalvára.

Az első napon, október 24-én volt a kirándulás, amelyet az egész konferenciához hasonlóan WANEK Ferenc vezetett. Ezen Aranyosszék földtani viszonyaival ismerkedtünk meg. A terület nyugati része az Erdélyi-középhegységhez, azon belül a Bedellőhegyi-takaróhoz tartozik, amelyet középső–késő-jura kori ofiolitösszetétel és a föléje települt késő-jura–kora-kréta „Stramberg-típusú” mészkő alkot. Ezeket legszebben a Torda hasadéknál láthattuk. Aranyosszék nagyobb része az Erdélyi-medence nyugati peremvidékére esik. Itt rétegtani sorrendben felsorolva: badeni könnyen faragható mészkövet (Hidas), gipsztelepet (Mészkő község), kövületes mészkövet (Csegez), szarmata mélyvízi, agyagos rétegeket (Inakfalva) és pannóniai deltalejtők képződményeket (Hidas) tekintettünk meg.

Sínfalva határában az Aranyos folyó kiterjedt negyedidőszaki kavicssteraszait láthattuk. Kultúrtörténeti szempontból jelentősek a felvinci református templomban újonnan felfedezett Zsigmond-korabeli freskók. Mészkő községben megkoszorúztuk a falu volt unitárius lelkészének, az író és társadalomszervező BALÁZS Ferencnek a mellszobrát.

A szakmai előadások a község művelődési házában voltak. Ki kell emelni a helybeli önkormányzat nagyfokú segítőkészségét. Az előadások között a legtöbb őslénytani témájú volt. MAGYAR Imre és két tanítványa, BOTKA Dániel és DÁVID Ildikó az Erdélyi-medencére is kiterjesztették a Pannon-medencéből ismert ősföldrajzi vizsgálataikat. A kolozsvári SILYE Lóránd munkatársai, KÖVECSI Szabolcs Attila (Kolozsvár) és NAGY Orsolya Réka (Budapest) „harmadidőszaki” képződmények mikropaleontológiai vizsgálatáról számoltak be az Erdélyi-medencéből. Megtudtuk, hogy a korondi aragonit gazdag kigyólenyomatokban (SOS Tibor, TÓTH Attila). SILYE Lóránd egy megírandó „Székelyföld ősmaradványai” című könyv tervezetét mutatta be.

Ásványtani témában a kiránduláson is látott ofiolitok másodlagos, főleg zeolit- és agyagásványait KORODI Enikő (Kolozsvár) ismertette. KÁTAI Orsolya Renáta (Budapest) a parajdi kőszöveti és folyadékzárvány-vizsgálatával foglalkozott. UNGER Zoltán a konkrét képződés és a mélytengeri agyaghártyákon való negatív ozmózis jelenségeit magyarázta membrán-polarizációval.

Egyéb témák között BITAY Endre (VIKUV, Cegléd) arról számolt be, hogy Tusnádfürdőn mélyfúrással sikerült 60 °C-t is elérő termálvizet találni, ahol a hőanomália még a Csomád vulkáni működésével kapcsolatos. Geomorfológiai téma volt egy szakadék gyors eróziója (SIMON Beáta, GÁL Andrea, IMECS Zoltán, Kolozsvár), valamint régi földtani térképek georeferálása (KORODI Enikő, Kolozsvár).

A tudománytörténet keretében WANEK Ferenc Aranyosszék nagy geológus szülöttjére, PÁLFY Móricra emlékezett, aki kiváló érceológus, a Magyar Királyi Földtani Intézet igazgatója, és a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke is volt. PAPP Péter egy 17. századi Balatonbrazólásról, VICZIÁN István pedig TELEKI Domokos eddig ismeretlen jénai kapcsolatairól beszélt.

A találkozó kiadványai megtalálhatók az MFGI Könyvtárában.

VICZIÁN István

KUBINYI Ágoston — a Magyarhoni Földtani Társulat elnöksége által tavaly felkutatott — sírjának koszorúzására 2014. október 30-án került sor a tápiószentmártoni református temetőben.

Földtudományos forgatag 2014 2014. november 8–9.

Idén hatodik alkalommal került sor a Földtudományos forgatag megrendezésére. Az elmúlt három évben a rendezvény házigazdája a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI) volt.

Ez alkalommal a Földtani Társulat, mint főszervező mellett a Magyar Geofizikusok Egyesülete és a Magyar Természettudományi Társulat is részt vállalt a szervezésben. Az érdeklődő nagyközönség körében már a korábbi években is népszerű és igen kedvező visszhangot kiváltó rendezvény jelentőségét ezúttal az is emelte, hogy hivatalosan, sajtótájékoztató keretében bejelentésre került a Földtudományi Civil Szervezetek Közösségének (FÖCIK) megalakulása. Utóbbi közösséget a következő kilenc civil szervezet alakította meg: a Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság (MFTTT); a Magyar Földrajzi Társaság (MFT); a Magyarhoni Földtani Társulat (MhFT); a Magyar Geofizikusok Egyesülete (MGE); a Magyar Meteorológiai Társaság (MMT); a Magyar Természettudományi Társulat (MTT); az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület (OMBKE); a Szilikátipari Tudományos Egyesület (SZTE) és a Magyar Hidrológiai Társaság (MHT).

A Földtudományos forgatagon valamennyi társ-civilszervezet lehetőséget kapott a bemutatkozásra, poszterek és kiállítói standokon keresztül. Utóbbiak képviselőin (MFTTT, MFT, MhFT, MGE, MMT, MHT és MTT) kívül, a korábbi évekhez hasonlóan, a rendezvényen jelen voltak: a nemzeti parkok (Aggteleki, Balaton-felvidéki és Duna–Ipoly Nemzeti Park); mindkét Geopark (Bakony–Balaton és Novohrad–Nógrád); államigazgatási intézmények (Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Földművelésügyi Minisztérium); egyetemek (ELTE, Miskolci Egyetem); múzeumok (a Magyar Természettudományi, a Duna és a Földrajzi Múzeum); vállalkozások (Geoprodukt Kft.; Clinical Research Unit, Hungary) és természetesen házigazdánk (MFGI) is.

A kiállító szakemberek posztereik, eszközeik (mérő-, észlelő műszerek, mikroszkópok stb.), valamint gyűjteményi tárgyak (ösmaradványok, ásványok, kőzetek, fúrómagok), továbbá a bemutató információkon (szórolapok, prospektusok, térképek, színes füzetek) keresztül tartották fenn a látogatók érdeklődését. Ezen kívül, a gyermekek számára a földtudomány széles spektrumát bemutató színes geo-játsszínházak, kvízek, értékes nyeremények és ajándékok voltak az épület dísztermében.

Nagy sikere volt az intézet épületét bemutató, vezetett körsétának (naponta 3 alkalommal), az udvaron bemutatott fizikai kísérleteknek és az alagsorban folyó „aranyosásnak” is. Nem csatlódtak azok sem, akik szép ásványokra, érdekes gyermek és szakönyvekre vágytak, vagy színes rövidfilmeket, ismeretterjesztő előadásokat kívántak meghallgatni. A két napon 14 földtani előadás hangzott el kiváló egyetemi oktatóktól és intézményi kutatóktól, szinte mindig zsúfolt teremben. Közel 20 rövidfilmet sikerült levetíteni, a népszerűbbeket akár több alkalommal is.

A házigazdák és a szervezők gondoskodtak a látogatók számára állandó útbaigazításról, büfészolgáltatásról, babasokról, orvosi szolgálatról, továbbá a kiállítók számára frissítőről és harapnivalóról.

A két napon mintegy 1500–1600 érdeklődő látogatta meg a rendezvényt. A visszatérő látogatók és kiállítók egybehangzó véleménye szerint az idei Földtudományos forgatag hangulata, színvonalja minden korábbit felülmúlt, amiért köszönet illeti a házi-

gazdát, a szervezőket és minden kiállító résztvevőt. A látogatói naplóba történt bejegyzések megerősítik azt, hogy a jövőben is nagy szükség lesz erre a rendezvényre!

A két napos rendezvényen készült fényképfelvételek megtekinthetők a MFT honlapján (www.foldtan.hu) olvasható Földtudományos forgatag programja végén.

CSERNY Tibor

NosztalGEO 2014 „A szerves geokémia aktuális kérdései” Algyő, 2014. november 14.

Az idei NoztalGEO-t (immár a harmadikat) a „közel fél évszázados” Alföldi Területi Szervezet és az MTA Geokémiai, Ásványtani és Kőzettani Tudományos Bizottság Szerves Geokémiai Albizottsága rendezte. Ez évi rendezvényünkkel az idén 70. születésnapját ünneplő HETÉNYI Magdolna akadémikus asszony, a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének professzora előtt tisztelegtünk.

Az előadások a Magyarországon 2014-ben folyó szerves geokémiai kutatásokba engedtek bepillantást. Az előadók egyrészt a hazai kutatóintézetekben, egyetemeken és cégeknél hosszú idő óta működő szerves geokémiai műhelyek kutatói voltak, másrészt pályájuk elején tartó, fiatal kollégák. Az előadások témája így felölelte az elméleti és gyakorlati problémák széles körét; alapvető analitikai kérdések elemzésétől hévizek, szénhidrogén anyakőzetek, szénhidrogének, fiatal üledékek, talajok vizsgálatáig.

A résztvevők összetétele (és nagy száma) alapján elmondhatjuk, hogy idén is sikerült összehozni a „már régóta fiatal” kollégákat egymással és a „még nem olyan régóta fiatal” szaktársakkal.

Az elhangzott előadások:

VETŐ István, PALCSU László, SAJGÓ Csanád, FALUS György, CSIZMEG János, KIRÁLY Csilla, SENDULA Eszter: Hogyan szorítja ki a természet a kőolajat CO₂-vel és hogyan őrzi meg ezt a gázt a felszín alatt — a Kisalföld példája

MILOTA Katalin: A geokémiai adatok szerepe a medence-modellezésben

HÁMORNÉ VIDÓ Mária: A Mátyáshegyi Formáció szerves kőzettana és termikus érettsége a Budai-hegységben

ORBÁN Richárd: Kvantitatív fluoreszcens spektroszkópia szerves kőzettani alkalmazása a MOL Kutatási Laboratóriumokban

SAJGÓ Csanád, GALICZ Zsuzsa, BRUKNER-WEIN Alice: Az olajpalák szerves kőzettani beosztása és a pirolízisre alapozott szerves fációsuk kapcsolata

FEKETE József, SAJGÓ Csanád, KÁRPÁTI Zoltán: Aquatermolízis alkalmazása a szerves geokémiában

CZIRBUS Nóra, HETÉNYI Magdolna, NYILAS Tünde: A Rock-Eval pirolízis alkalmazásának lehetőségei a talajok vizsgálatában

A rendezvényre a magadott határidőig 59 regisztráció érkezett. Ezzel szemben az előadások kezdetére a teljes létszám 70 fő lett. Az előadónap megnyitásaként SAJGÓ Csanád méltatta HETÉNYI Magdolna munkásságát, kiemelte szakmai karrierjének legfontosabb állomásait. Az előadónap jó hangulatban telt, az előadások nagy érdeklődés mellett zajlottak.

KISS Balázs

Személyi hírek

KECSKEMÉTI Tibort, Társulatunk tiszteleti tagját Geofil Díjjal tüntették ki. A díjat KORDOS László alapította 2010-ben azzal a szándékkal, hogy a Kárpát-medence földtani értékeinek felismerésében és megismerésében meghatározó szerepet játszó szakemberek mun-

káját elismerjék. A díjat, melyet idén is a Miskolc Város Napján rendezett ünnepségen adták át, tagtársunk a geomuzeológia terén kifejtett kimagasló és eredményes tevékenységéért kapta.

A Magyar Tudomány Ünnepe alkalmából, az MTA Elnöksége kiemelkedő tudományos életműve elismeréseként Eötvös József-koszorúval tüntette ki SZEDERKÉNYI Tibort, a földtudomány doktorát, a Pécsi Tudományegyetem Földtani Tanszéke nyugalmazott tanszékvezető egyetemi tanárát, az Alföld és a Dél-Dunántúl medencealját alkotó metamorf és magmás képződmények kőzettani kutatásában elért eredményeiért, továbbá Magyarország nagyszerkezeti felépítésének modern szemléletű rekonstrukciója terén kifejtett tudományos munkásságáért.

KLEB Béla lemondása után TÖRÖK Ákos lett a Földtani Közlöny szerkesztőbizottsági tagja.

Dr. VITÁLIS György 85. születésnapjára 2014. október. 13.

Kedves Gyurka bátyáink, Hölgyeim és Uraim, kedves Kollégák, Barátaim!

Nem mindennapi eseményre gyűltünk ma össze. VITÁLIS György, a magyar geológia és geológus társadalom egyik emblematikus és megbecsült alakja életkorát tekintve keveseknek megadatott szép számot ért meg. Sokszor tapasztaljuk, hogy a ritka, értékes emberek életük delén itt hagyják a földi világot — valószínűleg azért, hogy fent újabb municiót nyerjenek — és ezzel pótolhatatlan hiányt okozva azoknak, akik szerették, becsülték és tisztelték őket. VITÁLIS György — hála Istennek — mindannyiunk örömeire megajándékozott bennünket azzal a megtisztelő lehetőséggel, hogy együtt ünnepelhetjük 85. születésnapját itt, ebben a baráti körben.

A „név kötelez” hangzik a régi mondás. Gyurka bátyáink családneve az életerőt, a vitalitást sugallja. Kettős jelentése van ennek az ő esetében. Generációkra visszamenő tudós, geológus felmenők sarja. Selmebányai gyökerekkel és a magyar földtanban örökre bevésődött érdemekkel rendelkeznek ősei. Ő maga, mint a Fasori Evangélikus Gimnázium egykori tanulója otthonról is és az Alma Matertől is olyan municiót kapott életre szólóan, ami meghatározta pályafutását.

VITÁLIS György érdemeit és munkásságát nehéz lenne egy rövid köszöntőben összefoglalni. Ezért én, mint felkért, de érdemtelen prókátor csak néhány momentumot villantanék fel, meghagyva a részletesebb laudációt azoknak a kollégáknak, akik vagy tanítványokként, vagy közvetlen munkatársként voltak szerencsések az elmúlt sok évtizedben az ő közelségét élvezni.

Gyurka bátyáink életútja a Magyar Állami Földtani Intézettől a Szabó József Geológiai Technikumban való több évtizedes tanári munkásságon át a hidrogeológia, a műszaki földtan, a szilikátipar nyersanyag-ellátottsági problémáinak kutatásán át a MÁFI Dokumentációs Főosztályán vezetőként végzett tevékenységéig színes és sokrétű feladatok megoldásában gyakorolta szeretett hivatását, amelyet csaknem 300 nyomtatásban megjelent munkája is fémjelez.

Számos tudományos egyesületnek tagja, tiszteleti tagja, így a

Magyarhoni Földtani Társulatnak, a Magyar Hidrológiai Társaságnak, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatnak egyaránt.

Kedves Gyurka bátyáink!

Kívánok Neked Társulatunk és a magam nevében hosszú életet, jó egészséget és jó szerencsét. Isten éltesse sokáig.

BAKSA Csaba

Gyász hírek

Szomorúan tudatjuk, hogy tagtársunk, BARABÁSNÉ STUHL Ágnes életének 87. évében elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy LARROUDÉ-SAÁRY Éva gyémánt-diplomás geológus, író, költő, fotó- és festőművész a Svájci Magyar Irodalmi és Képzőművészeti Kör és a Ticinói Magyar Egyesület) volt elnöke életének 85. évében váratlanul, rövid szenvedés után elhunyt.

2014. november 28-án elhunyt KAPOLYI László (sz. 1932. 06. 07.) bányamérnök, szerkezetépítő mérnök, energetikus, közgazdász, üzletember, politikus. 1983 és 1987 között Magyarország ipari minisztere, 1985-től a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja. Kutatási területe a kőzetmechanika és az energiagazdálkodás volt.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!

Könyvismertetés

BARTHA Dénes, NAGY László és OROSZI Sándor (szerk.): Vadregényes erdőtáj — a Börzsöny

A közelmúltban jelent meg a az Ipoly Erdő Zrt. kiadásában, a tájat a teljesség igényével bemutatni kívánó, 600 oldalas mű. Három nagy részre oszlik: Természet és táj; Ember és táj; A Börzsöny felfedezése.

A Természet és táj c. résznek a hegység földtani örökségét és jelenlegi viszonyait — vulkánosságát, ásványait-közeteket, ősmaradványait, domborzatát, talajait, éghajlatát — bemutató első nyolc fejezete:

KARÁTSÓN D.: Tűzből született hegyvilág — időutazás a földtani múltban;

KRISTÁLY F., SZAKÁLL S., ZAJZON N.: A mélység titkai — ásványok, kőzetek nyomában;

SZEBERÉNYI J.: Egy roncsvulkán világa — a börzsönyi tájak;

SZEBERÉNYI J.: Fakadó vizek — források, patakok, tavak a Börzsönyben;

NAGY L.: Hóviharoktól a zivatarokig: a börzsönyi klíma;

RAJKAI K.: Az élet forrása az avar alatt — talajok a Börzsönyben;

HABLY L.: Ősnövények titkai — a múlt erdői;

DULAI A.: Ősállatok nyomai — eltűnt tengerlakók.

A könyv kapható az Ipoly Erdő Zrt. erdei boltjaiban (Katalinpuszta, Diósjenő, Kismaros, Nagymaros), illetve a konyv@ipolyerdo.hu e-mail címen postai utánvétellel is megrendelhető. Fogyasztói ára: 4935 Ft. A kötetet jó szívvel ajánlom a Börzsöny szerelmeseinek, a szerzőtársak nevében is.

KARÁTSÓN Dávid