

Felelős kiadó

BAKSA Csaba,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Főszerkesztő helyettes

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
SIMONYI Dezső

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

Elnök: BAKSA Csaba
CSERNY Tibor, FODOR László, KLEB Béla, PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, VÖRÖS Attila

Főtámogató

Mol Nyrt.

Támogatók

Colas Északkő Kft., Elgoscár 2000 Kft., Geoproduct Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Kft., OTKA, Perlit-92 Kft., TXM Olaj- és Gázkutató Kft., Wildhorse Energy Hungary Kft.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.
e-mail: piros.olga@mfgi.hu

* * *

Editor-in-charge

Csaba BAKSA,
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

Vice editor in-chief

Orsolya SZTANÓ

Technical editors

Olga PIROS
Dezső SIMONYI

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Chairman: Csaba BAKSA
Tibor, CSERNY, László FODOR, Béla KLEB, Klára PALOTÁS, Gábor PAPP, Attila VÖRÖS

Sponsors

Mol Nyrt.
Colas Északkő Kft., Elgoscár 2000 Kft., Geoproduct Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Kft., OTKA, Perlit-92 Kft., TXM Olaj- és Gázkutató Kft., Wildhorse Energy Hungary Kft.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.
e-mail: piros.olga@mfgi.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in

GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató (Budapest)

**Tartalom — Contents**

SZABÓ Imre, VINCZE János: A bükk-szentkereszti riolit (kvarcporfir)-tufa Mn-ércesedéssel társult U–Be tartalmú foszfátásványosodása. — <i>U–Be-bearing and Mn-ore associated phosphate mineralization of the rhyolite (quartz-porphry)-tuff, at Bükk-szentkereszt (NE Hungary).</i>	3
KOVÁCS Sándor, GECSE Zsuzsanna, PELIKÁN Pál, ZELENKA Tibor, SZEBÉNYI Géza, SZABÓ Imre: Felső-triász Conodonták a recsk–darnói terület mély-fúrásaiból: új adatok a prekainozoos aljzat földtani felépítéséhez. — <i>Upper Triassic conodonts from deep boreholes of the Recsk–Darnó area: new data on the geology of its pre-Cenozoic basement.</i>	29
JÁMBOR Áron, KOVÁCS-PÁLFFY Péter, KÓNYA Péter: A magyarországi bentonitok keletkezési lehetőségeinek áttekintése. — <i>Review of the genetic possibilities of Hungarian bentonites.</i>	47
SEBE Krisztina, KONRÁD Gyula, MAGYAR Imre: A legmagasabban fekvő mecseki pannon-tavi üledékek helyzete és kora. — <i>On the position and age of the highest-lying Lake Pannon deposits in the Mecsek Mts (SW Hungary).</i>	67
SZTANÓ Orsolya, MAGYAR Imre, SZÓNOKY Miklós, LANTOS Miklós, MÜLLER Pál, LENKEY László, KATONA Lajos, CSILLAG Gábor: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusjelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — <i>Tihany Formation in the surroundings of Lake Balaton: type locality, depositional setting and stratigraphy.</i>	73
Hírek, ismertetések (összeállította CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára)	99

Első borító: Triász zöldesziürke bazalt és vörös mészszipa keveredésével létrejött peperites bazalt a báj-patak melletti kőfejtőben (Fotó: HAAS János). Hátsó borító: Zöldessziürke triász blokkok vörös és zöld triász és jura radioláriás agyagpalában a szajlai kőfejtőben (Fotó: PELIKÁN Pál).

Budapest, 2013

ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válaszra a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemény terjedelme maximum 4 nyomtatott oldal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezéshez elvárt egy részletes angol nyelvű összefoglaló. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

A Szerkesztőbizottság a cikket, indoklással, lektoráltatás nélkül is elutasíthatja. Elfogadás esetén a Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A lektorálásra 3 hét áll rendelkezésre. A harmadik lektor egy elfogadó és egy elutasító vélemény, (vagy elmaradó lektorálás) esetén kapja meg a kéziratot, amennyiben a szerkesztőbizottság így dönt, miután mérlegelte az elutasítás, ill. a további lektoráltatás lehetőségét.

A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később), elektronikusan. A teljes anyagból 1 példány nyomtatot is kérünk. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- | | |
|--|---|
| a) Cím | h) Diszkusszió |
| b) Szerző(k), postacímmel (E-mail cím) | i) Következtetések |
| c) Összefoglalás (magyarul, angolul) | j) Köszönetnyilvánítás |
| d) Bevezetés, előzmények | k) Hivatkozott irodalom |
| e) Módszerek | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák |
| f) Adatbázis, adatkezelés | m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok |
| g) A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt | (magyarul és angolul) |

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímnél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

- RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve, a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros.olga@mfgi.hu

A bükkszentkeresztli riolit (kvarcporfír)-tufa Mn-ércesedéssel társult U-Be tartalmú foszfátásványosodása

SZABÓ Imre¹, VINCZE János²

¹ 1113 Budapest, Villányi út 56.

² 7624 Pécs, Szigeti út 8/A

U-Be-bearing and Mn-ore associated phosphate mineralization of the rhyolite (quartzporphyry)-tuff, at Bükkszentkereszt (NE Hungary)

Abstract

This paper concerns the U-Be (REE)-bearing phosphate bodies — associated with the Mn-oxide ore known in the Ladinian rhyolite (quartzporphyry) tuffs, near the village of Bükkszentkereszt — which are relevant for the results of prospecting performed by the Mecsek Ore Enterprise (1967–1973). New geological, petrographical and tectonic details have also been dealt with. In order to achieve this, the manuscripts of numerous reports are summarized briefly.

The phosphate–Mn-oxide bodies can be found along the fractured, cataclastic tectonic zones, which occur in a NNW–SSE direction. They occur in a mildly pressed, anchimetamorphic, mafic/acidic volcanic series, built from lava-flows and tuffs. Underlying, overlying and intercalated limestone beds belong to the series.

The main rocks present in series are microfoliated shales, and slates with a porphyroblastic structure. Originally their main components could have been acidic, partly aleuropelitic pyroclastite and pelitic sediments.

The outcrops of the phosphate–Mn-oxide bodies have been investigated in the locality of a great exposure (No 40), near the „Heroes' Spring”. The area surrounding this spring has been penetrated by two shafts and numerous shallow drillings (Figures 3–6). As a result of the project, it can be declared to represent a complex U-Be (REE)-P-Mn accumulation, with some industrial concentrations (although the respective sizes of these depend on the exact location).

The phosphatic and Mn-oxide-bearing tuffaceous rock-formed bodies have irregular thicknesses, as well as different configurations, bands, and lenses. The bodies are limited in their relation to the wall rock by their sharp contact and (micro) brecciated zones. Their respective structures represent symmetric or asymmetrical (incomplete) alterations of the phosphatic and Mn-oxide microfolded bands (Figures 3–6, Plates II–III).

The acidic tuffaceous series has suffered from repeated weak regional tectonic, and significant hydrothermal metasomatic effects (e.g. silicification, K-Na-migrations, phosphatic and Mn-oxide mineralization — see Figures 3–7). The inner parts and the neighbouring rocks of the P-Mn metasomatic bodies can be characterized by secondary quartz, feldspar (e.g. albitization), and hidromica-illite-chlorite mineralizations (Plate I).

The main rock-forming minerals of the phosphatized rock-bodies are the cryptocrystalline-microcrystalline, and spherulitic collophane aggregates. The phosphatization underwent polymineralic, amorphous phases, and these were completed by semicrystalline ones: e.g. carbonate - F-apatite (francolite, dahlite), hydroxyl-apatite, and Mn-apatite.

The following opaque Mn-minerals are present: psilomelane (manganomelane), cryptomelane, ramesdellite, manganite, todorokite, vernadite, pirolyte, and gelic-like, dendritic, needle-radial spherulitic precipitations may occur on the phosphatic field and the ore bands (Plates II–IV). As accessory minerals, Fe-hydroxyl phosphate and, Fe-oxide-hydroxide minerals may also be present.

The geochemical evaluation of the analyses carried out clearly indicated a close correlation between P-V-Be-REE contents (Tables 1–2, Figures 7–9).

The respective correlations between these elements with MnO₂ proved to be negative and very loose. The alpha-radiographs of the U-contents indicated dense and unequally dispersed alpha-tracks inside the phosphatic fields, but the Mn-oxide ones were shown to be barren (Plates III–IV). These facts suggest that U, Be- and REE, are built into the lattice of the apatite. On the bases of radiographs (Plate III, 1; IV, 5–6) and optical microanalyses the presence of the following minerals can only be presumed: U-oxide (“U-black”), uranophane, bertrandite and/or berillonite.

The Pb-isotope ages of the U-accumulations (47±13 Ma) conform to the “fission track” age of apatite (47,7 Ma). The mildly anomalous U and U-barren background ages (90–135 and 165–220 Ma, respectively) conform to the age of metamorphic and early metasomatic actions, and acidic volcanism. The latter could be determined by the Rb/Sr (98,7 Ma) K/Ar (79 and 121,6 Ma) “fission track” ages of zircon (89, 5 and 122,9 Ma). (See Table 3, Figures 3, 10–12 and the bibliography.)

The supposed genetic processes occurred inside the volcanogenic series. This suffered regional metamorphism, and metasomatic-fault tectonics-belts (with fractured zones) were raised due to the tectonic movements. Rejuvenation of the volcanism (owing to the tectonics) brought submarine, hydrothermal exhalations. The latter comprised solutions

containing Si, P, Be, REE and other hydrothermally significant (e.g. chalcophil) elements. The microbrecciated zones and their surroundings were first silicified, and then phosphatised, resulting in the formation of Mn-ore with U-Be-REE contents; this was due to metasomatic replacements.

Keywords: Triassic rhyolite (quartzporphyry)-tuff, anchimetamorphism, fractured tectonical zone, hydrothermal Fe Mn P-Mn (U, Be) metasomatism, Bükk Mts, NE Hungary

Összefoglalás

A MÉV (Mecseki Ércbányászati Vállalat) kutatásai (1967–1973) a Bükk-szentkereszt környéki ladin–karni (kvarcporfir)-tufa összletben U-Be-RF tartalmú foszfát-Mn-oxid testeket tártak fel. A kutatások eredményeként az összlet földtani–kőzettani felépítése is újabb részletekkel gyarapodott. A terepi kutatásokkal párhuzamosan és azokat követően sokrétű laboratóriumi anyagvizsgálat folyt (MÉV, ELTE stb.).

A foszfátos-Mn-oxidos kőzet a hordozó anchimetamorf — túlnyomóan porfirblasztos mikropalának minősülő — összlet tektonikailag fellazult mikrobrecsás zónái mentén szeszélyes eloszlású, változó vastagságú gyüredezett lencsék, szalagokat alkot, kovásodás, másodlagos földpátosodás (pl. albitosodás) kíséretében. Képződésük utómagmás–hidrotermás anyagkiszorításos folyamatok (metaszomatózis) eredménye.

Az U-Be-RF eleműsülések szoros korrelációt alkotnak a foszfátosodás mértékével és — utóbbival összefüggésben — egymással is. A P-Mn-ásványosodás fő tömegére jellemzőek az amorf – félig amorf gél szerkezetek (kollofán, pszilomelán stb.), de megjelennek a sferoidos halmazokat alkotó kristályos polifázisok és (frankolit, ramsdellit, piroluzit). A radiográfiai alapján önálló U-ásványok (U-oxid, uranfán) csak nyomokban lehetnek, az U — lényegében — az apatit rácsába épült be. A kollofánban nagyon finom szemcseméretű Be-ásványok (bertrandit, berillonit) megjelenése nem zárható ki.

Az ólomizotóp koradatok alapján az U-felhalmozódás maximumának ideje (47 ± 13 M év) egybevág az apatitok „fission track” korával.

Tárgyszavak: triász riolit (kvarcporfir)-tufa, anchimetamorfózis, összetöredezett szerkezeti öv, hidrotermális Fe Mn P-Mn (U, Be) metaszomatózis, Bükk hegység Magyarország

Az U-Be kutatástörténeti áttekintése

A Bükk-szentkereszt környéki vulkanitok radiológiai anomáliáit 1955-ben a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) légi-gamma felvételei, majd 1967–69 között légi-gamma spektrometriai mérések jelezték (WÉBER 1967, 1968, 1975). Földi ellenőrzést először BARABÁS végzett (1957); részletes terepi radiometriai felmérést (1:5000 méretarányban) KERESZTES 1973 és KÁLLAI K. készített, amelyet izogamma térképen 1973-ban HARSÁNYI L.-né összegzett.

1970-ben a Hősök-forrása völgy patakmedrében addig nem tapasztalt γ -aktivitást észleltek. Az aktív kőzetdarab eredeti helyét a völgy keleti oldalán a felső-ladin–karni eruptív összlet riolit (kvarcporfir)-tufáiban Csáki F. terepi irányításával létesített nagy (40. sz.) feltárással találták meg (1. ábra). A radioaktív kőzettestek továbbnyomozása árkolásokkal, kis kutatóaknákkal, azokból oldalirányú tárókkal, (Hőf-jelű) 25–50 m sekély fúrásokkal és (Bszk-jelű) mélyfúrásokkal történt, amelyek tervezését Wéber B., Csáki F., és Szabó I. végezték (lásd később 1–6. ábrák).

Az ércutatások „melléktermékeként” a terület földtani-szerkezeti viszonyai is jelentős mértékben kiegészültek: elkészült a diabáz-összlet részletesebb litológiai-litosztratigráfiai szelvénye az összletet kőzetváltozatainak makroszkópos megkülönböztetésével, egymáshoz való viszonyával (2. ábra, SZABÓ 2002), 1:10 000-es térképlapon elkészült a terület

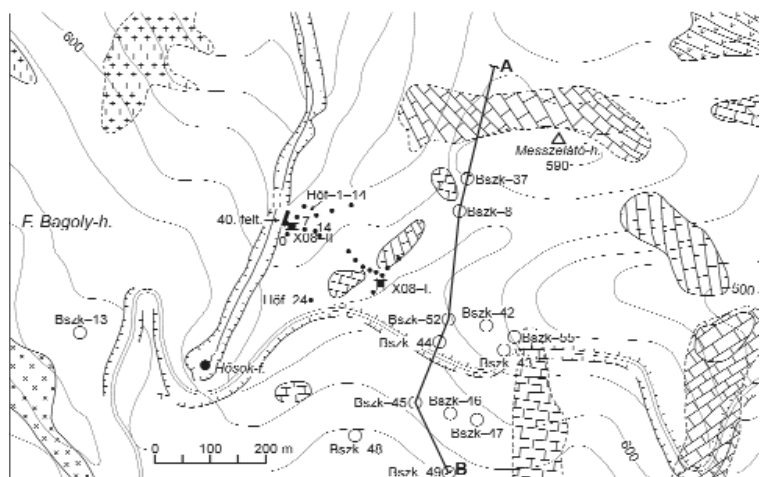


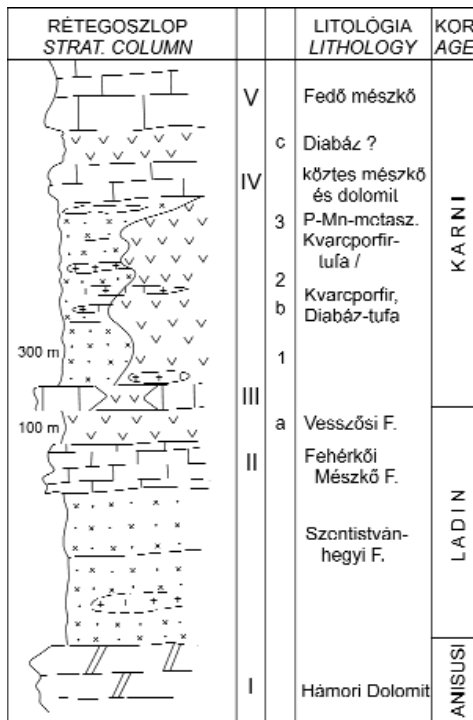
1. ábra. A bükk-szentkereszti triász vulkáni piroklasztikus összlet kutatási térképvázlata (átdolgozás CSÁKI F. és NYÁRI P. felvételeiből)

1 – fekvő mészkő, 2 – fedő mészkő, 3 – kőzetes mészkő a tufaösszletben, 4 – diabáz-tufák, 5 – kvarcporfir (riolit)-tufák, 6 – kvarcporfir (riolit)

Figure 1. Sketch of exploration map for the Triassic volcanic pyroclastic sediments (reworked from mapping by F. CSÁKI and P. NYÁRI)

1 – Underlying limestone, 2 – Overlying limestone, 3 – Intercalated limestone in the tuff-series, 4 – Diabase tuffs, 5 – Rhyolite (quartzporphyry) tuffs, 6 – Rhyolite (quartzporphyry)





2. ábra. A Bükk hegységi triász vulkáni-piroklastikus sorozat rétegtani szelvénye (SZABÓ 2002)

Figure 2. Stratigraphical column of Triassic-volcanic-pyroclastic serie, Bükk Mts (by SZABÓ 2002)

fedett- és fedetlen földtani- és szerkezeti térképe. (NYÁRI 1971).

A terepi kutatásokat nagyszámú (>3000) minta radiometriai elemzése, továbbá Rtg-spektrometriai elemzése (Vados I., Szilárd M.-né, Szerdahelyi Gy., Pallósi J.) támogatta; a komplex kiértékeléseket sokrétű vegyi elemzés (Upor E., Hohmann J., Mohai M.-né, Szalai J.-né, Nagy Gy., Novák Gy., Klesch K., Horváth Á.), valamint félmennyiségű optikai színképelemzés (Juhász S.-né, Pálfi E.-né) segítette a MÉV Radiometriai és Kémiai Analitikai Laboratóriumában. A kőzetmikroszkópiai és ércászványtani vizsgálatokat SELMECZI 1972; SELMECZI & ANTAL 1974a, b, SELMECZI & VINCZE 1968; CSÁKI 1970, 1971a, b; CSÁKI et al. 1973; VINCZE 1997; VINCZE et al. 1982–1989 végezték. Az utóbbi munkához jelentősen hozzájárultak Kisházi P. Rtg-diffrakciós (BKI Sopron) és Selmeczi B. DT (MÉV) felvételei és elemzése, valamint a Moszkvai Uránkutató Intézet részéről végzett ércvizsgálatok (CSERNYECOVA 1972, ZEFIROV & POLIKARPOVA 1972).

A MÉV fél évtizednyi (1968–1972) terepi kutatásainak eredményeit zárójelentések (CSÁKI et al. 1973, SELMECZI 1974a, b) összegezték, megállapítva az U-hordozó kőzet foszfáttestek) komplex urános–berilliumos jellegét és a foszfátosodással egyező mértékű mangánércesedését.

Izotópegokémiai U-kutatási programunk keretében (más kutatási területekhez hasonlóan) 1985–87 között a bükk-szentkereszti ércindikációból és környezetéből (kvarcporfir-tufák) is készültek ólomizotóp színképelemzések (Nyevszkij Expedíció, Leningrád), tömegspektrométeres

Pb-izotóp mérések (Kaposi O., Balthazárné Vass K., ELTE), valamint alfa-spektrometriás uránizotóp-elemzések (Sebessy L., Bálint Gy., MÉV), amelyek eredményeit éves témajelentések (VINCZE et al. 1982–1989) és a hazai uránkutatók zárójelentése (BARABÁS & KONRÁD 2000, KONRÁD & BARABÁS 2001) tekintette át. Ugyanezen források tartalmazzák a foszfátos-mangános „érc”technológiai (hidrometallurgiai) feldolgozási kísérleteinek (CSÓVÁRI 1982, 1983) eredményeit is.

1984–87-ben — az OTKA ritkaelem kutatási projekt részeként — az ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszékén a bükk-szentkereszti ércindikációt elsősorban mint berillium anomáliát tovább vizsgálták, modern laboratóriumi (lézerszínkép mikroelemző, elektron mikroszkop, DT, Rtg, nagy felbontású polarizációs mikroszkóp) eszközökkel (Nagy B.-né, Gál M.-né, Nagy B., Puskás Z., Kubovics I.). A Be-dúsulás ásványtani-kőzettani-geokémiai sajátosságait a hazai anomáliákkal és az észak-amerikai (Utah Állam, USA) Be-ércesedéssel (KUBOVICS et al. 1987, 1989) hasonlították össze.

A MÉV bükk-szentkereszti U-kutatásainak történetét és kutatástörténeti tanulságait több tanulmány is elemezte (BARABÁS 1997, MAJOROS 1997, SZABÓ 2002), de a kézirat jelentésekben rögzített (részben előadott) földtani-terepi eredményeiről részletes publikációk nem készültek; KOCH (1985) könyve — Vincze J. és Selmeczi B.-né vizsgálataira alapozva — csupán az ásványtani eredményekről adott összefoglalást.

Dolgozatunk célja a hiány pótlása: az ércesedést meghatározó földtani-tektonikai keretbe illesztve mutatjuk be. Különös figyelmet fordítottunk az ércbefogadó kőzeteket ért utólagos — magmás — metamorf hatások vizsgálatára, ércesedési szerepére.

Az U-anomáliákat hordozó kvarcporfir (riolit)-tufa összetétel litosztratigráfiai felépítésének vázlatja

A kutatási terület földtani felépítéséről, az üledékes kőzetek, a metamorfizált piroklastikus és effuzív kőzetek rétegtani helyzetéről, egymáshoz való viszonyáról és kordéjeiről bőveges, — néhol egymásnak ellentmondó — szakirodalom áll rendelkezésünkre, úgy a MÉV ipari kutatásait megelőzően, mint azt követően. (A teljesség igénye nélkül: SZENTPÉTERY 1932, 1947, 1950; PANTÓ 1951, 1961, BALOGH 1964; ÁRKAI 1973, 1983, ÁRKAI et al. 1995; HAAS 1995; CSONTOS 2000; PELIKÁN 1993; SZOLDÁN 1990, KOVÁCH et al. 1985; ÁRVÁNYÉ SOÓS et al. 1987; DUNKL et al. 1994). Dolgozatunk tárgyát meghaladja a rétegtani viszonylatok részletes elemzése; a 2. ábrán bemutatott rétegtani szelvényben elsősorban az U-anomáliákat hordozó piroklastikus összetétel litosztratigráfiai helyzetének és időbeliségének szemléltetésére törekedtünk, a bükki triász bonyolult, összetett bazikus-savanyú vulkanogén képződésének kapcsolatrendszerén belül. A szelvényben a későbbi metamorf-metaszomatikus folyamatok geokémiai jellege és a velük összefüggő elem-dúsulások szemszögéből

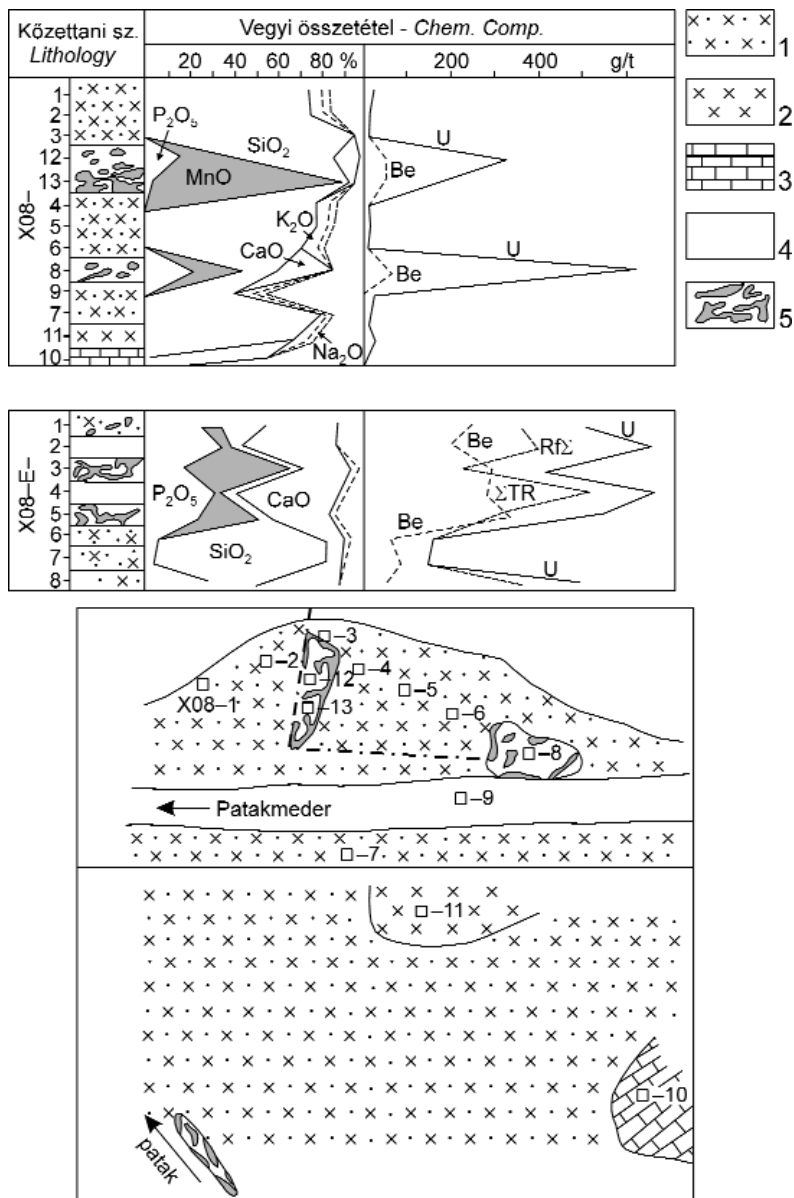
meghatározó, egyrészt a tengeri karbonátos litofáciesek ismétlődő váltakozása (I–V) a közjük települt vulkanogén képződményekkel; másrészt az utóbbiakon belül a bázikus (a, b, c) és a savanyú (1, 2, 3) működés váltakozása, ill. részleges egymásmellettsége (1. a genetikai fejezet). A foszfát-Mn-oxid metasomatit kiválások a savanyú vulkánosság felső övében, annak a „köztes mészkő” alatti szintjében jelennek meg. A savanyú vulkánosság vastag összletének fő tömegét alkotó kvarcporfír (riolit)-tufákba több szintben láva kőzet: kvarcporfír (riolit) települ, esetlegesen kőzettelér (dájk) áttörésekkel(?), települérekkel. A kvarcporfír betelepüléseket szemléltetendő — a földtani térkép-vázlat (1. ábra) közepső, — hosszanti és haránttörésekkel határolt és szabdalt — kvarcporfír (riolit)-tufa összlet mintegy 3 km²-nyi elterjedési területén belül a folt-szerű kőzetkibúváásokat fedetlen térképpé alakítottuk, ily módon a tufaösszletben négy (ÉNy–DK-irányultságú) kvarcporfírpászta rajzolódik ki. A diabázttufa összlet a térképen a blokktól É-ra Ny–K-i irányú vonulatot alkot. A blokk DK-i végén van — a Hősök-forrása völgyét harántolóan — a hidrotermális metasomatózis legerőteljesebb megnyilvánulása: U-Be-RF elemdúsulást hordozó foszfát-Mn-oxid testekkel. A térkép-vázlaton bekeretezett területeken kinagyítva ábrázoltuk a P-Mn-testeket harántoló főbb kutatási létesítményeket. Így a Hősök-forrása völgyében: II. kutatóakna, 40. sz. nagyfeltárás, K–DK-i irányban haladva a Bszk-jelű mélyfúrások tártak fel U-anomális foszfát-Mn-oxid testeket, amelyek közül K–DK-i irányban legtávolabbi — 388 m-ig mélyített — Bszk-55 fúrás vastag, kvarcporfír „telérekkel” átjárt kvarcporfírtufa összletben már csak vörös és fekete Mn-oxidos agyag hordozott (95 és 107 m között) némi U-anomáliát.

A foszfát-Mn-oxid kőzettestek településszerkezete

A foszfátos-Mn-oxidos U-tartalmú kőzetanyag szeszélyes eloszlású és változó vastagságú kiemelkedő lencsákat, szalagokat alkot. A 40. sz. feltárásban két meredek dőlésű, hasonló elhelyezkedésű, Mn-oxidos foszfáttest zúzott zónás törésvonal mentén települ és egyiket maga a törésvonal határolja (3. ábra). A bal oldali test inkább Mn-oxidos, a jobb oldali Mn-oxidban szegényebb, foszfátúsabb. A feltárás mögötti sekélyfúrásorban (az 5. ábrán a–b szelvény) a Hőf-5 jelű urános (kb. 300 γ), keményebb foszfátot tar-

talmaz, amelyet a Hőf-5-3a fúrásokban Mn-oxidos agyag szegélyez; a Hőf-7–14 fúrásokban már csak az utóbbi folytatódik (mint a „távolabbi” Bszk-53 fúrásban), csökkent U-anomáliával (18, ill. 60 γ).

A bonyolult telepalkatokat a 17,5 m mély, x-08-II. kutatóakna szelvényében (4. ábra) szemléltethetjük a 3–16 m közötti mélységközben. A 40. sz. feltárásához hasonló összetételű, szálbanálló, Mn-oxidos foszfátkőzet (foszfátit, foszforit) 5–20 cm vastagságú — a kvarcporfírtufával együtt gyúrt, préselt — ismétlődő sávokat alkot, fedőjében kvarcittá kovásodott kvarcporfírtufa „sapkával”. A foszfátit szalagokat fehéresszürke, Mn-oxid tartalmú agyag burkolja. Az I.

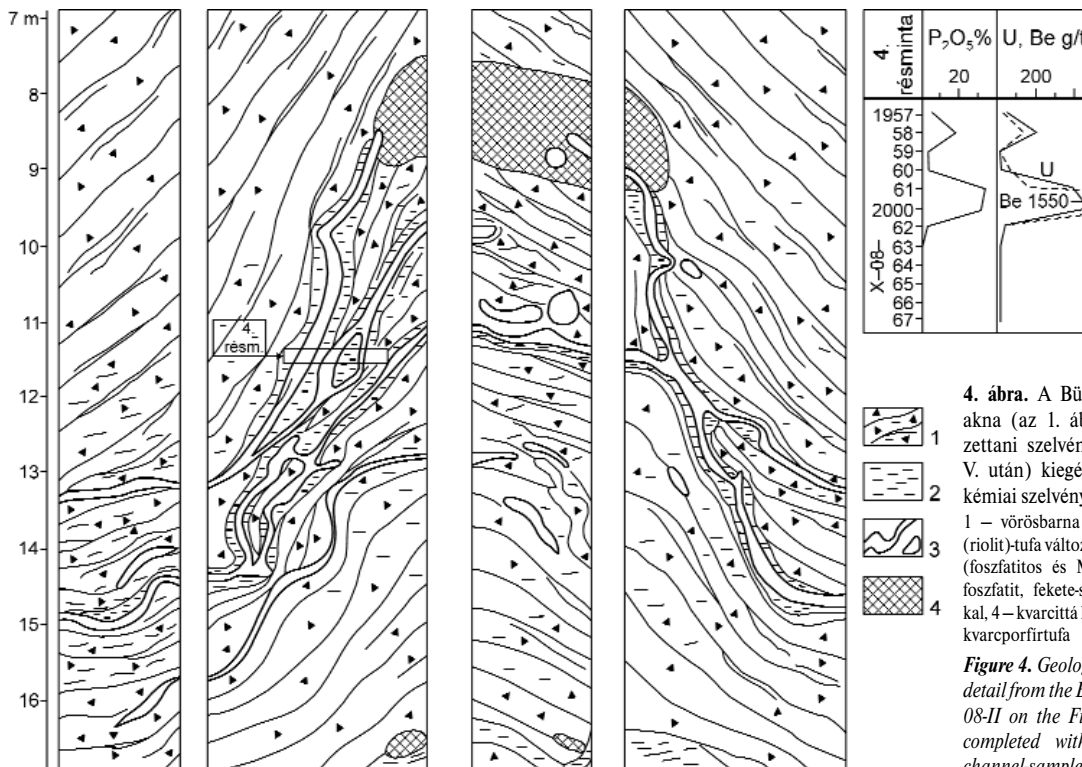


3. ábra. A 40. sz. feltárás és környéke közettani-geokémiai szelvénye (VINCZE 2005) és mintavételi vázlata (CSERNYECOVA 1972)

1 – kvarcporfír (riolit)-tufa, 2 – kvarcporfír (riolit), 3 – mészkő, 4 – foszfátosodott kőzet, 5 – foszfátosodott-mangánércesedett kőzet

Figure 3. Petrographical-geochemical column (by VINCZE 2005) and sampling sketch of the No 40 exposure and its surrounding (by TCHERNYECOVA 1972).

1 – Rhyolite (Quartzporphyry) tuff, 2 – Rhyolite (Quartzporphyry), 3 – Limestone, 4 – Phosphatized rock, 5 – Phosphatized plus Mn-oxide bearing rock



4. ábra. A Bükkszentkereszt II. kutatóakna (az 1. ábrán x-08-II) földtani-kőzettani szelvényének részlete (KERMJÉT V. után) kiegészítve a 4. rész minta geochemiail szelvényével

1 – vörösbarna és zöldesszürke kvarcporfir (riolit)-tufa változatok, 2 – fehéresszürke agyag (foszfátos és Mn-oxidos), 3 – sárgásfehér foszfátit, fekete-sötétbarna Mn-oxidos sávokkal, 4 – kvarcított kovásodott világos vörösbarna kvarcporfirtufa

Figure 4. Geological-petrographical profile detail from the Bükkszentkereszt II shaft (x-08-II on the Figure 1, after V. KERMJÉT), completed with geochemical profile of channel-sample No 4

1 – Red-brown and green-grey rhyolite (quartzporphyry) tuff varieties, 2 – Light-grey clay, containing phosphatite and Mn-oxide, 3 – Yellow-white phosphatite, with black-darkbrown Mn-oxide bands, 4 – Light-red brown rhyolite (quartzporphyry) tuff, silicified to quartzite

kutatóaknában viszont kisebb mértékű a foszfátosodás, de nagyobb mérvű a Mn-oxid ércesedés (I. táblázat).

A Bszk-37–49 mélyfúrási rétegsorokból szerkesztett A–B szelvény (5. ábra) a szerkezeti felépítés bonyolultságát mutatja, amelynek következtében csak a Bszk-52, –44 fúrások (a szelvényen bekeretezett részlet) bizonyultak

produktívnak. A bekeretezett részlet nagyításán (6. ábra) látható a kvarcporfir (riolit) tufában a Bszk-52, –44 fúrások már nagyobb (kb. 30 m) mélységben Mn-oxidban szegény foszfáttestet harántoltak, a foszfátosodás mértékének megfelelő, jelentős γ -karotázis értékekkel. Vastag, kvarcitosodott kvarcporfirtufa itt is jelen van, de a foszfátosodás alatt.

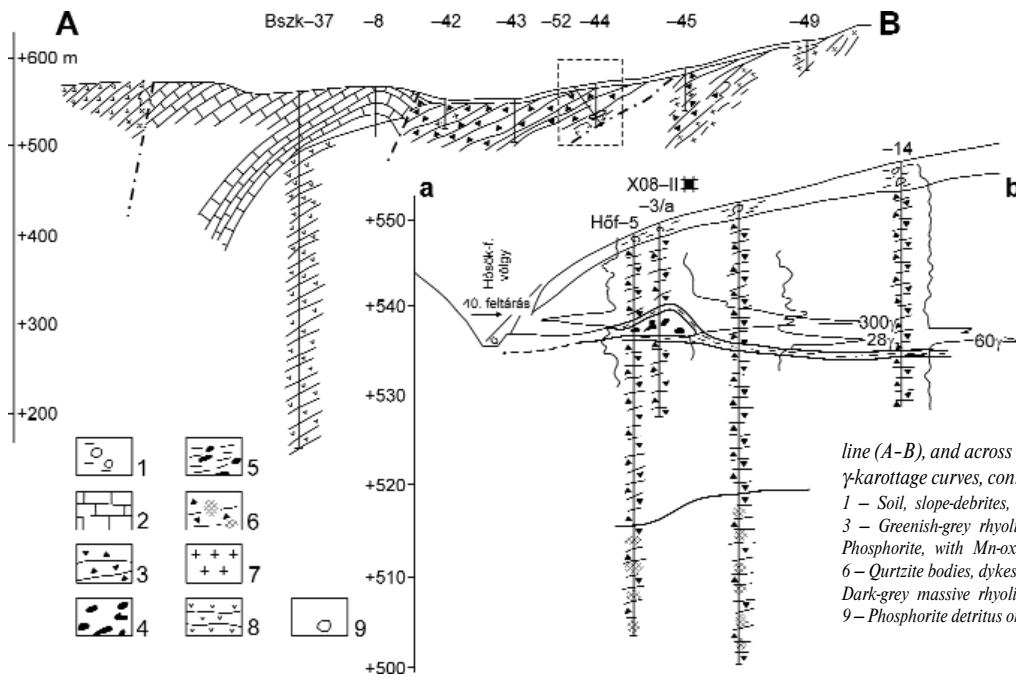
I. táblázat. A bükkszentkereszt P-Mn-metasomatitok főkomponens és U-, Be-, ritkaföldfém (Rf) elemzési adatai

Table I. Analysed data of main components and U-, Be-, REE of P-Mn metasomatites from Bükkszentkereszt

A minta jele / az érték típusa		Elemzések száma	P ₂ O ₅	MnO	SiO ₂	U g/t	Be g/t	Rf g/t	Részleg Fraction
			súly% – weight%						
40. felt.	átlag (average)	13	21,65	8,13	(43,1)	413	193	(203)	>1% P ₂ O ₅
I. akna	átlag (average)	16	4,07	8,16	(51,5)	92	146	143	>1% P ₂ O ₅
	átlag (average)	7	5,2	28,68		183	60		>1% P ₂ O ₅
II. akna	átlag (average)	11	11,03	1,88	(54,5)	302	267		>1% P ₂ O ₅
	átlag (average)	3	11,07	4,93		280	138		>1% P ₂ O ₅
Bszk-44	átlag (average)	7	14,29	0,13	(41,2)	239	(6)	(90)	>1% P ₂ O ₅
Bszk-52	átlag (average)	8	15,8	0,10		255	(100)	(170)	>1% P ₂ O ₅
x-08-É-1-8	átlag (average)	8	21,73	9,53	26,3	438	187	294	
	max.		35,3	44,6	74,6	650	320	(500)	
	átlag (average)	6	21,85	1,40	34,7	428	150	305	foszfátos
Σ foszfátos	átlag (average)	21	12,65	0,83	48,8	279	145	178	
	max.		35,3	3,19	74,6	550	290	(500)	
x-08-2000			31,32	2,50	10,24	998	1550	-	
?Mn-oxidos	átlag (average)	8	9,79	41,6	23,8	258	133	203	
	max.		24,8	89,6	69,2	610	320	(300)	
Kvarcporfir tufák	átlag (average)	10	0,35	0,11	68,8	4	8	63	
	max.		0,80	0,42	82,0	30	30	(100)	

Megjegyzés: MÉV Kémiai Analtikai Labor kémiai elemzése, az x-08-2000 minta kivételével (Uránkutató Intézet, Moszkva).

Note: Chemical Analyses, performed by Chem. Anal. Lab. Mecsek Ore Mining Enterprise, - except No x-08-2000 (U-Research Institute, Moscow).



Osszességében úgy tűnik, hogy a felszíni kibúvástól a mélység felé haladva először a foszfáttest Mn-ércesedése csökken, majd a foszfátosodás is megszűnik és végül csak a Mn-os agyagburok marad, ami továbbra is aktív, aktívabb mint a befogadó kvarcporfir tufa.

Foszfát- és Mn-oxidos ásványosodást hordozó kvarcporfir (riolit)-tufa kőzettani vizsgálata

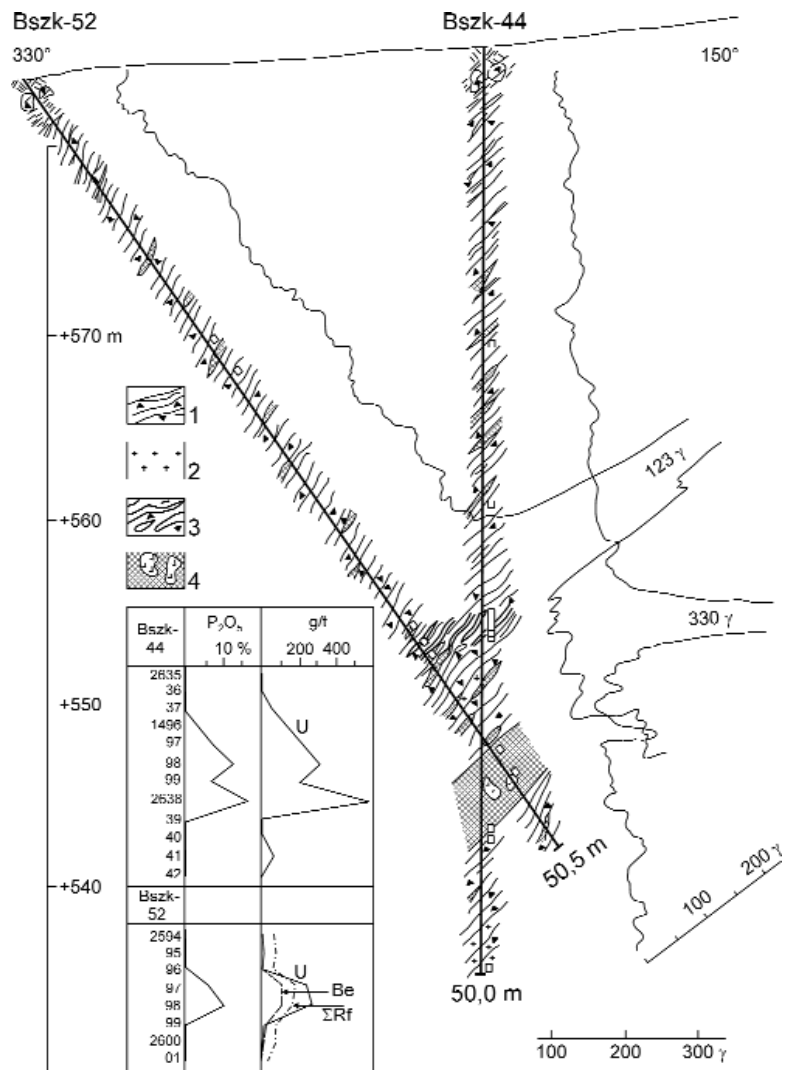
Az előzőekben utaltunk a területtel foglalkozó szerzők nem egységes, ellentmondásos kőzettani minősítésére. Néhányuk (Balogh K., Pantó G., Árkai P.) abban egyetért, hogy a terület piroklasztikumai a metamorfózis során a lávaeredetű tagoknál nagyobb mértékben alakultak át — azonban a metamorf — metasztatikus anyagkicserelődés az eredeti kőzeteket

6. ábra. A Bszk-52 és -44 jelű mélyfúrásokat harántoló földtani-kőzettani szelvény, γ -karotázs görbével (az 5. ábra A-B szelvényén bekeretezett szakasz részletezése CSÁKI F. után) kiegészítve a minták elemzése alapján felépített geokémiai szelvényekkel

1 – zöldesszürke kvarcporfir (riolit)-tufa változatok, 2 – sötétszürke, sávos-préselt kvarcporfir (riolit), 3 – világosszürke szalagos-réteges, gyüredezett foszforit, 4 – turmalinos-földpátos kvarcit-test (telér?) diabáz-tufa(?) zárványokkal

Figure 6. Geological-petrographical profile across the deep boreholes Bszk-52, -44 (by F. CSÁKI), with γ -carotage curves (detailed profile of the framed part on A-B-profile, shown Figure 5), completed with geochemical profiles, built up the sampling

1 – Greenish-grey quartzporphyry (rhyolite) tuff varieties, 2 – dark grey striped quartzporphyry, 3 – light grey bedded folded phosphorite, 4 – Quartzite block with thurmaline and feldspar (dyke?) diabase tuff (?) inclusion



oly mértékben megváltoztatta, hogy területi elkülönítésük a lávaeredetű kőzetektől és terepi felismerésük igen nehéz és bizonytalan. Mikroszkóposan is bizonytalan a kvarcporfirok különválasztása tufaiktól az ásványos összetételben, és szerkezetben utólagosan bekövetkező változások miatt.

Vizsgálataink főképpen a kutatással feltárt foszfátos–Mn-érces testekre és környezetükre irányultak és a piroklastikus vulkáni összetétel valamivel kiterjedtebben és a lávakőzeteket részletesebben az ELTE Kőzettani Tanszéke mintázta és vizsgálta (KUBOVICS et al. 1987). Szöveti bélyegeik alapján a savanyú vulkanogén kőzeteket öt csoportba sorolták:

1. Kovásodott, földpátosodott, aprószemcsés „metakvarcporfír” (metariolit), uralkodóan a vulkáni kőzetekre jellemző bélyegekkel.

2. Katakklázis, aprószemcsés „metakvarcporfír” (metariolit-tufa.) Jellemző a deformáció hatására kialakult kataklázis szövet.

3. Durva porfiroblasztos, kataklázis–fillonitos szövetű aleuritos „metakvarcporfír” (metariolit)-tufa. Jellemző a több mm-es, cm-es porfiroklastok (kvarc, alkáli földpát: pertites ortoklász, antipertites albit), néha átalakult lapilli, a kvarc–fillonitos részleg összefonódása.

4. Középszemű, porfiroblasztos–fillonitos szövetű, aleuritos „metakvarcporfír” (metariolit)-tufa.

5. Finomszemű, fillonitos szövetű, aleuritos „metakvarcporfír” (metariolit)-tufa, -tufás metaaleurit. A 3., 4., 5. csoportra jellemző a deformációs hatás növekedése.

A képződmények fő tömegét alkotó savanyú piroklastit mellett finomtörmelék, aleuritos anyag-hozzájárulásra utaló nyomnak tekintik a megjelenő és felszaporodó cirkont, esetleg turmalint. Aleuritos anyag (finomszemű kvarc, szericit, alkáli földpát) legalább részben szediment eredetű.

A savanyú piroklastitúra utalnak rezorbeált szegélyű kvarc (0,1–1 mm), átalakult lapillik és a színes elegyrészek utáni pszeudomorfózák.

Saját vizsgálataink szerint a foszfátos–Mn-oxidos kőzettesteket befogadó kőzetek világos zöldesszürke színű, pérselt, lemezes, metamorfizált–metaszomatizált „metakvarcporfír” (metariolit)-tufák több-kevesebb porfírbeágyazással, amelyek a foszfátos testek környezetében mikrolyukacsok, kataklázosok és mikrobreccsásak. A „kvarcporfír” (riolit)-tufa — mikroszkópos összképe alapján — fő tömegében, tulajdonképpen porfiroblasztos mikropala. Eredeti fő összetevője savanyú, részben aleuropelites piroklastit lehetett.

A mikropala alapszövege hintetlen apatitot, rutiltü-halmazokat, bontott Ti-ásványokat (leukoxén), turmalint, esetenként anatózt, limonitot, magnetitet, hematitot, goethitet tartalmaz járulékos elegyrészként. A 10–20 µm-es hosszúságú turmalin két változata figyelhető meg: a kék indigolit (?) és a zöld verdelit (?): mindkettő tulajdonképpen Li-tartalmú elbatit. A 10–50 µm-es szemcseméretű, xenomorf apatithintés a foszfátos testek közvetlen közelében felszaporodik. Ugyanitt hirtelen jelentőssé válik a hidrocillám képződése. Utóbbiak mindig színesek és pleokroosak. Összetételük a derivatográfiás felvételek alapján

(Selmezi B.): hidrofengit, vagy zöld hidrocillám (gümbelit), szericit, hidromuszkovit és illit-hidromuszkovit, dioktaédres és trioktaédres szerkezetekkel. Mikroszkóposan halványsárgás, színtelen, zöldessárga pleokroizmusú hidrofengit és halványsárga–világosbarna, zöldessárgán pleokroos vegyes illit-hidromuszkovit. Új ásványosodásként biotit legezű alakú lemezkei és a biotithoz hasonló, de magasabb interferenciaszínű, sárgás-zöldes színű ásvány: cookeit, (Al-Li-klorit) is megjelenhetnek. (I. tábla, 3–7. kép), valamint illit-mezőben, citromsárga csillám lemezekék Li-csillám?, lepidolit?, (I. tábla, 6. kép)

A hidrocillámok az alapanyagban sávosan, a palásság mentén sorakoznak: a porfírblasztok körül szélesebb sávban, ami már közvetlen a káliföldpátoknak egy (meg)előző fázisban végbement albitosodását (Na-metamorfózis) jelzi. A foszfáttestektől távolabbra hidrocillám csak foltokban fordul elő („foltos pala” küllem). A 40. feltárás és az x-08-II. akna környezetében gyakoribb a hidrofengit, az x-08-I. akna és a Bszk–52 fúrás környezetében pedig a kevert illit-hidromuszkovit, a szericit–hidromuszkovit a jellemző. A mikropala porfiroblasztjait (fenokristályait) kvarc, az elbontott „kvarcporfír” (riolit)-tufa maradék káliföldpátja, albit vagy albitosodó káliföldpát képviseli. A káliföldpát és kvarc rendszerint rezorbeált, töredezett, néhol továbbnövekedéses szegéllyel, amely mindig a palásság síkjában található. Az új (metaszomatikus) albitok, albitosodó földpátok és az új képződésű kvarc a palásság síkjára merőlegesek. Az albit többsége „sakktáblás” és mikroklinből képződik: az SiO₂ feleslegből pedig finomszemű kvarc lesz

Az „eredeti” kvarcporfír (riolit)-tufa alapanyaga Si-tartalmú oldatok hatására utólag teljesen átkristályosodott; többnyire granoblasztos, ritkábban egymásba fogazott szerkezetű, mikrokristályos méretű (5–40 µm), hullámos kioltású kvarcból, kevés földpátból és változó mennyiségű színes hidrocillámból áll. Az alapanyag finoman réteges, irányított, a porfiroblasztok körül fluidális szerkezetet alkot. Jól megfigyelhetők — a korai Na-szomatizist tanúsító — albit lécekből álló foltok (I. tábla, 1.)

A foszfátos testek közelében — hidrocillámosodás mellett — „fedő” irányban gyakoriak a másodlagosan kvarcittá alakult lencsék és erek, a „fedő” irányban pedig kvarc-földpátos erek (I. tábla, 2.), a kőzetrétegzéssel megegyezően, vagy azt metszően. A kvarc-földpátos erek összetétele változó: kvarc-ortoklász-albit, kvarc-ortoklász-albit-turmalin-biotit, kvarc-albit-biotit és kvarc-albit.

A 40. feltárás közelében található (szálban álló?) „kvarcporfír” (riolit) összetételében és szerkezetében is különbözik a porfiroblasztos mikropaláktól: az általunk vizsgált ún. „kvarcporfír” minták közül az egyedüli, amely eredetileg is biztosan „kvarcporfír” (riolit) lehetett: folyásos szövetű, kevés rezorbeált kvarc fenokristállal. Alapszövege finom kvarcból, hidrocillámból (szericitből), ill. majdnem teljesen elbontott („szericitesedett”) földpátból áll.

Viszont az alsó-bagoly-hegyi szálban álló „kvarcporfír” az átalakult kvarcporfírtufákhoz hasonló, tehát inkább kvarcporfír (riolit)-tufának minősül.

A „bázikus” vulkanogén sorozatból — általunk vizsgált Bükkzentlászló környéki hólyagos diabáz kifakult, világos zöldesszürke színű, porfíros szövetű, finoman kristályos, mikroüreges lávaközet, — jól megőrzött fluidális (folyásos) szerkezettel, átkristályosodott alapanyaggal.

A P-Mn-metaszomatit testek kőzettani-szerkezeti felépítése

A foszfátos-Mn-oxidos testek a befogadó kőzetektől éles határral, mikrobreccsásodott zónával különülnek el, — gyakran a kőzetrétegzést metsző településsel. Szabálytalanul gyüredezett-sávós szerkezetűek és — összetételüktől függően — különböző színűek.

A külszíni (40.) feltárásban nagyjából szimmetrikus felépítésű. A középső, Mn-oxidban legdúsabb sávból kifelé haladva sötétbarna, világosbarna, ismét sötétbarna, majd krémszínű sáv következik. Összetételük (csökkenő mennyiségi sorrendben): a belső sötétbarna sávban Mn-oxid, foszfát, kovás agyag, a világosbarna sávban foszfát, kovás agyag, Mn-oxid, a külső sötétebb barna sávban Mn-oxid és foszfát egyező arányban, kovás agyag, a krémszínű sávban foszfát, kovás anyag, nagyon kevés Mn-oxid; majd inkább kovásodott, kissé Mn-oxidos sáv következik, ahol már megjelennek a mikrobreccsásodott zóna kőzetzárványai, darabkái.

A mikrobreccsában a kvarc és mikropala zúzalékot intenzív foszfátosodás, részben Mn-oxid cementálja, de megfigyelhető a metasomatikus kvarc-albit-illit képződése is.

A foszfátosodás és Mn-oxid ércesedés kifejlődése, aránya más szelvényekben a vázolt „teljes” felépítéstől eltérő: általában „csonka” inkább csak a foszfátosodás (x-08-I. akna, Bszk-52 és -44 fúrás) vagy a Mn-ércesedés a jellemző (x-08-I. akna, II. táblázat). Az x-08-II. aknában (4. ábra) két foszfátos sáv között foszfát- és Mn-oxid-tartalmú, elváltozott, illit-hidromuszkovitos „kvarcporfir” (riolit)-

tufa települ. Ugyanitt és több szelvényben (a–b szelvény az 5. ábrán, Bszk-55 fúrás I. akna) — a helyszíni (terepi) és makroszkópos dokumentációk lapján észlelt — Mn-oxidos agyagburok, vagy „önálló” réteg tényleges összetétele anyagvizsgálattal nem eléggé tisztázott. Pl. a II. akna x-08-1958. sz. mintájában 10% manganomelán (DT), 15,8% P₂O₅ és 30% SiO₂ tartalomhoz (kémiai elemzés) nem társul az agyagásványokra jellemző K–Na tartalom (2,4% K₂O, 0,45% Na₂O). Az I. aknában a Mn-oxidos sáv (>30–40% MnO!) fedőjéből leírt „képlékeny”, morzsalékos, Mn-oxid-dal szennyezett szürke anyag fő vegyi összetevői: 69,2% SiO₂, 18% MnO, 0,53% P₂O₅, 1,5% K₂O és 0,5% Na₂O.

Metaszomatikus elváltozások kemizmusa

A foszfátos-Mn-oxidos kőzettestek fő vegyi összetevői: 15–35% P₂O₅, 0,1–61% MnO₂, 6–74% SiO₂. A foszfátos-Mn-oxidos kőzetminták és az elváltozott „kvarcporfir” (riolit)-tufa minták fő vegyi összetevőinek összehasonlítását és változékonyságát a I. és II. táblázatok és a 7. ábra szemléltetik. A diagram csúcsain az SiO₂ a metamorfizált-metaszomatizált „kvarcporfir” (riolit)-tufák szilikátos jellegét kifejező komponens: a P₂O₅ és a MnO₂ a foszfátosodás, ill. a mangánosodás mértékét és arányait kifejező összetevők. A diagram alapján megállapítható összefüggések:

— Az SiO₂-csúcsnál a P és a Mn metaszomatizációval nem érintett mikropalaminták tömörülnek.

— A SiO₂-P₂O₅ oldalon az uralkodóan foszfátosodott-mangánosodott-, a SiO₂-MnO₂ oldalon a Mn-ércesedett minták különülnek el és mindkét oldalon a teljes P-, ill. Mn-metaszomatizáció is végbement („tisztá” foszfát kőzet, vagy „Mn-érc”).

— A mező belsejében található a foszfátosodott + mangánosodott minták, bár még mindig uralkodóan foszfátosodtak, vagy mangánosodtak, rávilágítanak a Mn- és P-metaszomatizáció bármely arányának lehetőségére.

II. táblázat. A bükkzentkeresztli kvarcporfir (riolit)-tufák és metasomatitjaik kőzetelemzése (súly%)

Table II. Chemical rock analyses of quartzporphyry (rhyolite) tuffs and their metasomatites from Bükkzentkereszt (weight%)

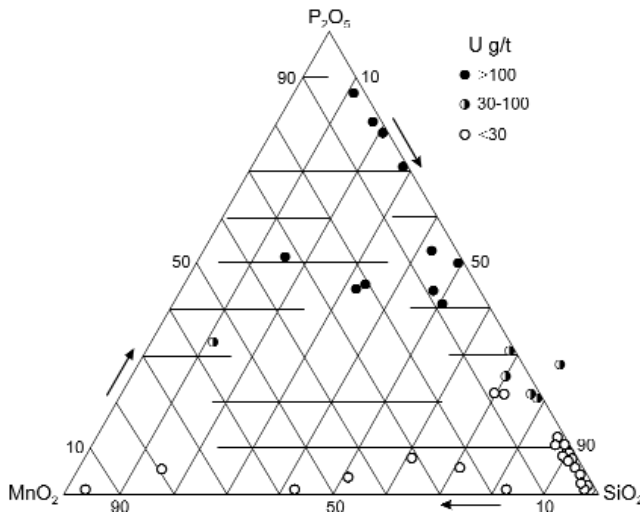
Összetevő	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	x-08-2000	É 1 8	É 2	É 3	É 6	2616 Bagoly-h.	11 (40. felt.)	2. árok Oroszkút	40-42. feltárás	11őf-24 fúrás	Bszk-52, 44 fúrások	II. akna	Kvarcporfir (Zavarickij)
SiO ₂	10,24	26,3	4,2	6,0	74,6	77,2	71,3	88,0	71-95	69-81	78	65-80	72,36
TiO ₂	0,17	0,07	0,05	0,06	0,16	0,03		0,02			0,03	0,03	0,33
Al ₂ O ₃	2,35	2,1	1,3	<1	3,5	3,5		6,1 11		6,7 15,6	6 12	10 12	14,17
Fe ₂ O ₃	0,57					1,5	0,51	0,43-0,72	0,43-1,28	1-1,72	0,57-1,81	1,43-2,72	1,55
öFe		1,5	1,2	2,1	1,2								
FeO	0,09					1,11	0,14	0,26 0,51	0,13 0,51	0,26 1,8	0,26 0,9	0,39 0,64	1,01
MnO	2,50	6,57	0,92	30,8	0,31	1,08				0,01	0,01-0,3	0,02-0,2	0,09
CaO	46,92	27,6	43,0	24,0	8,6	0,71	0,14	0,3 0,5	0,3 1,4	0,2 0,8	0,5 1,1	0,7 0,9	1,38
MgO	0,39	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,11	0,1	0,1 0,6	0,1 0,3	0,1 0,3	0,1 0,5	0,1 0,5	0,52
Na ₂ O	0,44	0,45	0,4	0,3	0,5	2,8	0,75	2-2,8	0,2-4,2	0,4-3,8	0,9-3,1	2,2-2,9	2,85
K ₂ O	0,36	1,03	0,22	1,3	1,7	4,4	6,15	2,6 3,8	0,2 7,5	2,2 9,0	0,15 9,3	2,8 4,2	4,56
P ₂ O ₅	31,32	21,7	35,3	18,0	6,8	0,22	0,03	0,1 0,2	0,1 0,3		0,2 0,6	0,5	0,09

Megjegyzés: MÉV Kémiai Analitikai Labor elemzése, az x-08-2000. minta kivételével (Uránkutató Intézet, Moszkva).

Note: Analysed by Chem. Anal. Lab., Mecsek Ore Mining Enterprise, - except No x-08-2000. (U-Research Institute, Moscow).

1-5. P-Mn metasomatitok, 6-8. „kvarcporfirok” („riolitok”), 9-12. „kvarcporfir” („riolit”)-tufák.

1-5. P-Mn metasomatites, 6-8. „Quartzporphyries” („Rhyolites”), 9-12. „Quartzporphyry” („Rhyolite”)-tuffs.



7. ábra. A bükk-szentkereszti metasomatitok P - Mn - Si háromszög diagramja
 Figure 7. P-Mn-Si triangle diagramme of the metasomatites, at Bükk-szentkereszt

A megismert foszfátos–Mn-oxidos testek — a megkutatott területen — azonos kémiai (és ásványtani) jellegűek; csupán az arányok változnak. A I. és II. táblázatok, valamint a 7. ábra alapján egyértelmű, hogy a P-, Mn-metaszomatózis a kőzet szilikátos komponenseit — azokat kiszorítva — helyettesíti, felemészte a korábbi Si-metaszomatózis Si-többletét is.

A foszfátos–Mn-oxidos testeket bezáró kőzetek viszonylagosan Ca-Al, Mg- és Fe- „szegények” és Si-ban, foszforban egy részük még magában is, kis hányaduk pedig Na-ban és K-ban is „gazdagok”, a normál „kvarcporfirhoz” (riolithoz) és tufáikhoz viszonyítva. A kémiai összetétel változásai enyhe ÉNy–DK-i irányítottságot mutatnak, amely megegyezik a töréss tektonika ugyanilyen irányú öveivel. Így a SiO₂ és Na₂O tartalmak maximális értékei a terület DK-i részéből az ÉNy-i rész felé növekednek, a K₂O és a vas (Fe²⁺+Fe³⁺) csökkennek. Ezt az irányultságot követik az U-Be elem dúszulások is.

A foszfátos és Mn-oxidos testeket tartalmazó „kvarcporfir” (riolit)-tufa Si-os (kovásodás) K-os és/vagy Na-os metaszomatózisa (utóbbi esetben „albitosodása”) mértékét a normál kvarcporfir (II. táblázat: Zavarickij után) összetételétől, K₂O/Na₂O arányától (1,6), ill. Na₂O/K₂O arányától (0,625) való eltérések behatárolják, és választ adnak arra a kérdésre is, hogy milyen mértékben számolhatunk elembehozatalra külső forrásból, vagy csak az összetétel elemzésének átrendeződése történt. A nagymérvű Si-többletek, amelyek erőteljes kovásodásban–kvarcitosodásban nyilvánulnak meg (72–95% SiO₂, 78%-os átlaggal) külső Si-forrást valószínűsítene. A foszfátosodott + Mn-oxidos kőzettestek helyéről kiszorult Si (a 18%-nyi átlagos P₂O₅+MnO tartalomhoz tartozó SiO₂ átlag 53%)

nem fedezi — az eltérő kőzettömeg-arányok miatt sem — a Si-többletet, de a külső forrásból végbement kovásodást utólagosan növelte.

A K₂O tartalmak maximális értékei (6–9,3%) — a K-metaszomatózis megnyilvánulásaként — a hidrocillámos-agyagásványos tartalmú kőzetekben jelennek meg, míg a legkiugróbb Na₂O tartalmak (3,3–3,8%) enyhe albitosodásban nyilvánulnak meg. A K₂O/Na₂O és a Na₂O/K₂O arányok szélső értékei (7,3–20,9 és 3–19,3) és az általánosan előforduló relatív növekedések (K₂O/Na₂O > 1,6 és Na₂O/K₂O > 0,625) nagyobb része nem abszolút K- vagy Na-többletből, hanem valamelyik relatív csökkenésből ered. Összességében az összetétel átlagos K- és Na-tartalma és K/Na aránya kisebb a kőzettípus átlagánál (3,1% K₂O, 2,3% Na₂O, 1,3 K₂O/Na₂O), ami relatív Na-többletet tükröz; tehát nem kell külső K- vagy Na-forrással számolnunk.

A P–Mn metasomatitok kőzetalkotó ásványai (I. tábla 7., 8., II–IV. táblák)

A foszfátosodott kőzettestek kőzetalkotó foszfátásványa a gélserű kollofán, amely izotróp-kriptokristályos (10–35 µm-es szemcseméretű), szferolitos-mikroszferolitos halmazt (aggregátumokat) alkot. A mikrokristályos részleg xenomorf szemcséket és tűs-szálás szferolitokat alkotva, hintetten, vagy a mikrorepedéseket szegélyező, azok falára nőtt egyedi apatitkristályokként is megjelenik. A tömeges kiválású kollofán gyakran mikrolyukacsos-üreges és a lyukacsok falán ugyancsak apatitkristálykák sorakoznak (I. tábla, 7. kép), vagy sárga színű gélserű ásvány szegélyezi; esetleg a lyukacsokat szferolitos apatittal körbenőtt Mn-oxid ásvány tölti ki.

A foszfáttest egészében polifázisos foszfátásványosodás, amely egyetlen határozott ásványos összetételnek sem felel meg. Részben röntgenamorf; a kristályos fázisban leghatározottabban a karbonát-fluorapatit — ásványtanilag frankolit-dahlit — jelentkezik, de nem zárható ki a hidroxilapatit és a Mn-apatit sem.

A nehézásvány részlegek foszfátásványainak fő Rtg-diffrakciós csúcsai (Å) a foszfátos minták nagy CaO-tartalma (III. táblázat) az apatit karbonát összetevőjére utal.

Az egyik legdúsabb foszfátos minta (x-08–2000) apatit dústípmányának infravörös színképgörbéjén (ZEFIROV & POLIKARPOVA 1972) határozottan észlelhető a CO₃²⁻-anion komponense. Az X-08–14 minta foszfátos részlegének DT felvételén (Selmeczi B.) viszont az apatit hidroxil-komponense jellegzetes. A foszfátos mintákban kémiaiilag elemzett F-tartalom 0,32 és 2,8% között változik, továbbá elektron-mikroszondával Gálné Sólymos K. az apatitban 3,6% F-tartalmat mért (KUBOVICS et al. 1987, 1989), ami egyértelműen fluorapatitra utal. A megfigyel-

III. táblázat. A nehézásvány részlegek foszfátásványainak fő Rtg-diffrakciós csúcsai (Å)

Table III. X-ray-diffractions of P-bearing minerals of the heavy metal spectra (Å)

x-08-2000	(8,063)	(4,032)	3,439	3,066	2,792	2,696	2,50	2,471	2,245	1,932	1,745
x-08-É				3,062	2,786	2,693		2,239		1,928	1,843

hető, vagy becsülhető optikai adatok ($N_m \geq 1,6$; egy optikai tengely; optikailag negatív, esetleg anomális; a mikroszferolitos szerkezet) kiemelten nem jellemzőek az apatit sor bármely tagjára.

A foszfátos sávok színe a krémfehértől (szürkésfehértől) a majdnem sötétbarnáig változik. A barnás színt a Mn-oxidos „szennyeződés” okozza, s ez makroszkóposan megtevesztő, mivel jóval több „Mn-oxidos” sáv látható, amelyek valójában foszfátos (kollofános) sávok.

A világosabb árnyalatú mikroszferolitokban megfigyelhetők a tús-szál asapatitkristályok hosszanti élei mentén elhelyezkedő opak Mn-oxid-sávok is, amelyek a szferolitokban egy nikollal nézve csillagalakú rajzolatokat alkotnak. Hasonló, sugaras-szál-s tús kiválásokat alkot a Ca-foszfát szferolitokkal a vas-hidroxil-foszfát: dufenit is (KUBOVICS et al. 1987, 1989).

A világosabb és sötétebb színárnyalatú foszfátos (kollofános) sávok és lencsék — mikroszkóposan is — szabálytalanul, szeszélyesen váltakoznak egymással és a kvarcból-kvarcitból, kevés kalcionból, kvarc-földpátból álló lencsékkel, sávokkal, amelyek tartalmaznak még kevés szericitet, kalcitot, kloritot, turmalint, baritot, zeolitot (mordenit, klinoptilolit) is.

A Mn-oxidok a kollofán-apatit mezőben opak, dendritszerű tús-sugaras szferolitokat, karéjos- vagy szabálytalan gélyszerű foltokat, lencséket és sávokat alkotnak. Kiválásai erőteljesen kiemelik a mikrotektonikai mozgásokat, a zúzott zónákat, a mikrobreccsásodást (II. tábla 4., III. tábla, 1–4. kép). A Mn-oxidos zónák is tartalmaznak erősen préselt mikropala töredékeket. A Mn-oxidok-hidroxidok ásvány megjelenése szintén változó.

Mn-ércesedett kőzetminták dúsítványainak (nem mágneses nehéz részleg) Mn-ásványai Rtg-diffrakciós csúcsaik (Å) alapján mennyiségi sorrendben: pszilomelán (manganomelán)–kriptomelán, ramsdellit, manganit, és piroluzit (IV. táblázat). Más, dúsán ércesedett minták dúsítványai (x–08–13Mn) a piroluzit a fő ércásvány, de litioforit (x–08–12Mn) is megjelenik és jelentős Mn-hordozóvá válik (x–08–14/1) a foszfátásványoknál említett Mn-apatit (Kisházi P.) is. DT-alapján (Selmecei B.) pedig vasszegény bixbit: partridgeit jelenléte is valószínű. Ez az összetétel átvezet a vas-oxid és -hidroxid ásványosodáshoz (pl. goethit) — amely az oxidatív közegben, a pirít eloxidálódásával is járt (pirít utáni Fe-oxid ásvány pszeudomorfózák (KUBOVICS et al. 1987). A Rtg-diffrakciós csúcsok nagysága elmarad az elemzett Mn-tartalom alapján vártnál, ami a Rtg-amorf oxidfázis jelentős részarányára utal (x–08–1044/2). Az átlagosan kis fajsúlyú (2,8–3,0) Mn-oxidos dúsítvány vernadit [$MnO_2(H_2O)$ lehet (ZEFIROV & POLIKARPOVA 1972)].

POLGÁRI et al. (2000) a két kutatóaknából mangán-ércként 4 mintát elemeztek ásványtanilag, Rtg-diffrakto-metriával és az alábbi összetételeket kapták:

II. akna, 250. minta:

kvarc>>kriptomelán>apatit>filloszilikát (10 Å)

II. akna, 251. minta:

kvarc>>filloszilikát(10 Å)>hidroxil-apatit

I. akna, 202. minta:

kriptomelán>todorokit>kvarc>filloszilikát (10 Å)

I. akna, 253. minta:

kriptomelán>hidroxil-apatit>kvarc>filloszilikát(10 Å)

A 10 Å-ös filloszilikát szericit-muszkovit típusú, rendezett szerkezetű. Figyelemre méltó a neutronaktivációval elemzett Zn- és As-tartalom (1400g/t!).

Az U-, Be- és ritkaföldfém (Rf)-tartalmak geokémiai-ásványtani jellege

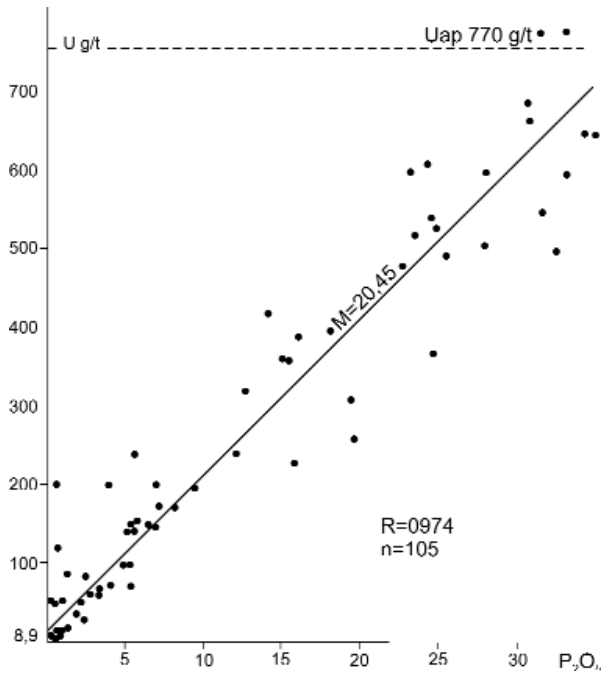
Az U-meddő és az U-anomális minták elhelyezkedése alapján már a P-Mn-Si-háromszög diagram (7. ábra) is rávilágít arra, hogy a kőzetek U-tartalma a foszfát-metaszomatózis függvénye. Ezen összefüggés pontosabb vizsgálatához a P_2O_5 –U értékpárokot korreláció-diagramban vizsgáltuk (8. ábra). A korreláció kis szórású, lineáris összefüggést mutat a regressziós egyenes (M) alapján bármely mintára a P_2O_5 tartalomból előzetesen becsülhető várható U-tartalom és fordítva: a kutatási létesítményekben — in situ — radiometrikusan mért U-tartalomról a P_2O_5 tartalomra következtethetünk (V. táblázat).

A „háttér” („a P_2O_5 -től független”) U-tartalom a regressziós egyenes y-metszéspontja (8,9 g/t U). 1% P_2O_5 növekményhez 20,5 g/t U-növekmény tartozik. Az apatit ásványra számolható U-tartalom (Uap) ~760 g/t. (Ez egyébként egyezik a fertőrákosi csillámpalák apatitjának U-tartalmával: 770 g/t.) Gyakorlatilag az U-dúsultsági szint képviseli itt az apatit rácsába való beépülés felső határát: a 800 g/t-nál nagyobb U-tartalom esetén már valószínű az U-ásványok önálló megjelenése. E megfontolást szemlélteti az U finomdiszperz eloszlása az α -nyomdetektoros (III. tábla) és α -magemulziós (IV. tábla 5, 6) mikroradiográfiákon. Egyedül az x–08–2000 jelű minta U-tartalma közelíti meg a 0,1%-ot (I., II. táblázatok) — aminek megfelelően — radiográfiáján is megfigyelhetjük az α -nyomoknak az önálló U-ásványosodást jelző tömörülést (III. tábla 1., IV. tábla 5.). E minta nem mágneses részlegéből — optikailag — „meghatározott” U-ásványok: uránkorom (fekete, opak, mikrométerű szemcsehalmazok) és uranofán (átlátszó, tús, mikrométerű, narancssárga színű szemcsehalmazok) (ZEFIROV & POLIKARPOVA 1972). A Rtg-

IV. táblázat. Mn-ércesedett kőzetminták dúsítványainak (nem mágneses nehéz részleg) Mn-ásványai Rtg-diffrakciós csúcsaik (Å) alapján

Table IV. X-ray diffraction peaks (Å) of Mn-minerals of Mn-oxide bearing rock samples

x-08-2000	6,875				2,412	2,288	2,217		1,781
x-08-É	6,870	4,043	3,062	2,533	2,404	2,281	2,205	1,834	1,791



8. ábra. A P₂O₅-U-tartalmak korrelációs diagramja
 Figure 8. Correlation diagramme between P₂O₅-U contents

V. táblázat. A P₂O₅-tartalomból előzetesen becsülhető várható U-tartalom

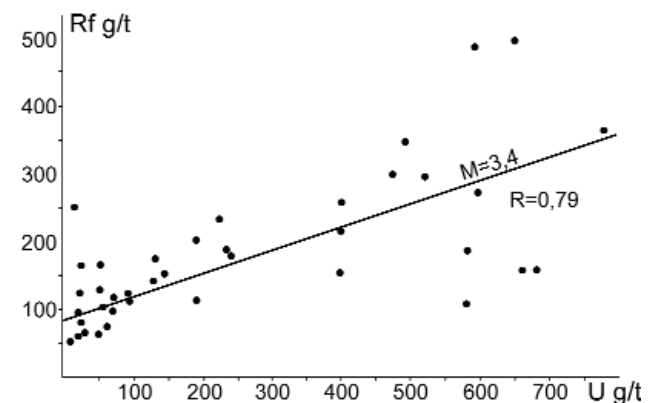
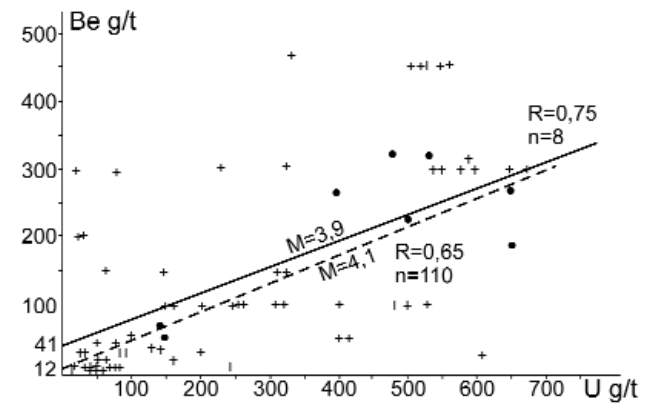
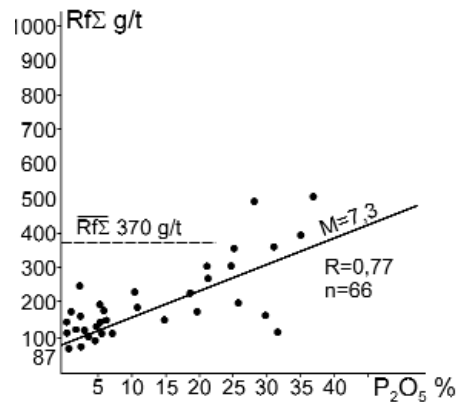
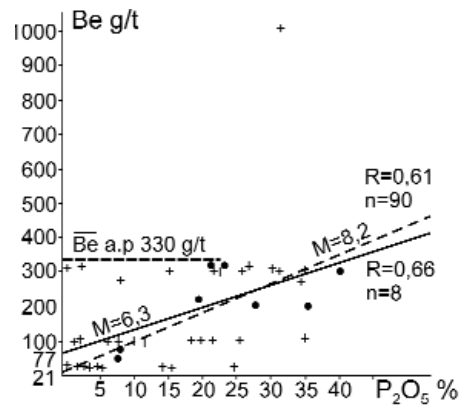
Table V. The P₂O₅ content previously estimated the expected U content

P ₂ O ₅ %	1	5	10	15	20	25	30	35
U g/t	29	111	213	315	418	520	622	724

diffrakciós felvételek alapján Kisházi P. kevés uraninitet jelöl meg — bizonytalan elegyrészként. (E bizonytalanság a csekély mennyiségéből adódik.) A radiográfiákon a Mn-oxidos sávok helyei csak a foszfáttartalmuk mértékében adnak α-nyomokat, önmagukban U-meddők. A MnO₂-U korreláció (72 értékpárból) elhanyagolható (R=0,048).

A stabil apatittrács az erősen oxidatív Mn-oxidos (a Mn 90–95%-a Mn⁺⁺!), magas vas-oxidációs fokú (átl. O_{Fe}=6,55) környezetben gátolta a beépült U⁺⁺ nagyfokú feloxidálódását (U⁺⁺ rel.%: 76–42, átlagosan 61). Az U⁶⁺-tá feloxidálódott U uranofánként (U⁶⁺-szilikát) és „U-koromként” (U⁴-U⁶⁺-oxid) ásványosodhatott.

A P₂O₅-Be tartalom korrelációja lazább, mint a P₂O₅-U korreláció (9. ábra); a Be dúsultságának mértéke kevesebb mint a fele az uránénak. A hasonló U-Be-korrelációt a P-U és a P-Be korrelációk determinálják. A P₂O₅-ΣRf és a z U-ΣRf tartalmak kapcsolatai (9. ábra) — a közös hordozó közegre (foszfát) utalóan — nagyon hasonlóak. A korrelációból az apatit ásványra számolható Be-tartalom: ~320 g/t, a ΣRf tartalom ~360 g/t kiugróan nagy Be-dúsulás — az U-hoz hasonlóan — csak az x-08–2000 mintában van; ahol meghaladja az U dúsultságát is: 0,155% (I–II. táblázat). Hordozó ásványként ZEFIROV & POLIKARPOVA (1972) a



9. ábra. A P₂O₅-Be-Rf, valamint az U-Be-Rf-tartalmak korrelációs diagramjai

Figure 9. Correlation diagrammes between P₂O₅-Be, P₂O₅-REE, U-Be, U-REE contents

berillonitot $[\text{NaBe}(\text{PO}_4)]$ jelöli meg; amely a könnyű és nehéz frakciókban ritkán előforduló, sárgás színű, igen finomszemű (1 μm) szemcsehalmozatot alkot. Törésmutatója közel azonos, vagy valamivel magasabb a kvarcéval, kettőtörése azonos a kvarcéval. Két optikai tengelyű.

SELMECZI B.-né (1972) kőzetmikroszkópiai megfigyelései szerint a tűs apatitál együtt megjelennek a bertrandit $[\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2]$ táblás és prizmás ikerkristályai, amelyek — szintén mikroszferolitokat alkotva — a mikrorepedéseket szegélyezik (I. tábla 8., II. tábla 3.). Kvarc-földpát telérben vezuviánt talált, amely Be-tartalmú is lehet(?) (I. tábla, 3.).

A fluorapatit lézerszínkép mikroelemzése (Nagy B-né) alapján a Be eloszlása közel homogén. Gálné Sóllymos K. elektronmikroszkopos elemzése alapján (KUBOVICS et al. 1989) lehetséges, hogy a Be-(hordozó) ásvány helyeit — a foszfát mezőben — szubmikroszkópos méretű, hintett Si-zárványok (inklúziók) jelzik (bertrandit), de figyelembe véve a P-Be korrelációt is — Be-foszfát (berillonit) előfordulási valószínűsége sem kisebb. Rtg-diffrakció alapján megjelenő halvány csúcsok utalnak berillonitra (3,659, 2,288 Å) és bertranditra (4,215, 2,288) is, de értékelhetőségük — a nagyságrendekkel nagyobb tömegű kőzetalkotó ásványok mellett — bizonytalan.

A foszfátos mezőben önálló ritkaföldfém ásványosodás nem volt elkülöníthető; valószínű, hogy a ritkaföldfémek az uránhoz hasonlóan a kollofán-apatitba épülnek be.

A kvarcporfír (riolit)-tufa összlet jellegzetes nyomelem anomáliái

A radiometriai („4 komponenses”) elemzések alapján az U-meddő kvarcporfír tufa 8,7 g/t uránt, 10,34 g/t Th-ot és 3,9 g/t K-ot tartalmaz. Az anomális kvarcporfírtufa U-tartalma 30–40 g/t, Th-tartalma 10–20 g/t, ami a P-Mn-metaszomatitban növekszik max. 40 g/t-ra; ~400 g/t U mellett. A pontosabb Rtg-spektrometriai elemzés a 30–100 g/t közti U-anomáliákra 52 g/t U-átlagot ad; az átlagos Th-tartalom az U-meddőhöz (U<30 g/t) viszonyítva az U-anomális és „U-érc” mintákban alig nő (7–8 és 12 g/t Th), tehát a sugárzó eleműdúsulás határozottan urános jellegű.

Az U-anomáliákat — az összletben szórta — foltokban megjelenő foszfátásvány-tartalom hordozza (P-U-korreláció: 8. ábra). Hasonlóképpen a csak enyhén anomális Be- és ritkaföldfém tartalom is — a P-Be és P-Rf korrelációknak megfelelően (9. ábra) a kőzet foszfátásványosodásához kötődik.

Az optikai színképadatok alapján a P-Mn-metaszomatitokban az U-meddő háttérhez viszonyítva észrevehetően nőnek a kalkofilelem-tartalmak átlagértékei (g/t): Ag: 0,3–3; Cu: 10–36 (max 100); Zn: 100–300 (max. 1000); As: 160–300; Pb: (Rtg-spektrometriai elemzés) 24–50 (max. 153), de eloszlásuk a kollofánban inhomogén, ami finomszemcsés önálló ásványos megjelenésükre utal (KUBOVICS et al. 1987). Az Sn-tartalom az U-meddőben ~20 g/t, a P-Mn-metaszomatitokban 20–100

g/t, de a nem a foszfátos, hanem a Mn-oxidos részlegekben dúsul, ahova valószínűleg izomorf helyettesítéssel épül be. A P-Mn-metaszomatitokban kifejezetten az U dúsulásához kötődik a Mo előfordulása (1–30 g/t). A P-Mn-metaszomatitokban anomális Li-tartalom: 300–1600 g/t (KUBOVICS et al. 1987) a Mn-ásványosodásban a litioforit megjelenését valószínűsíti.

Az urándúsulás izotópeokémiai értékelése

Az urándúsulás értékelésének egyik izotópeokémiai módszere az elemzett U-tartalom radiogén „ólomfedezetének” vizsgálata. Ehhez az uránban dús foszfáttestekből 23 izotópszínkép és 4 tömegspektrométeres elemzés, a beágyazó kvarcporfírtufákból 46 Pb-izotóp színképelemzés készült. A jelentős számú alapadat — statisztikai alapon — értékes támpontot nyújt a radiometriai korvizsgálatokhoz is (VI. táblázat).

Az U-meddőből (U<10 g/t) a háttér izotóppozíció volt meghatározható: $^{206}\text{Pb}=25,7\%$, $^{207}\text{Pb}=21,2\%$, a $^{206/207}\text{Pb}$ hányados=1,21. Az U-anomális minták (U>100 g/t) $^{206+207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ átlaghányadosa (0,987) nem éri el az „ércesedés” minősítési territóriumot ($\geq 1,0$), de az „ércmintaké” (U>300 g/t) már meghaladja (1,04), jelezve a radiogén összetevők az U-tartalommal arányos növekedését és elkülönülését az enyhén U-anomális (U=30–100 g/t) mintáktól (0,9) és a háttértől ($\ll 0,9$).

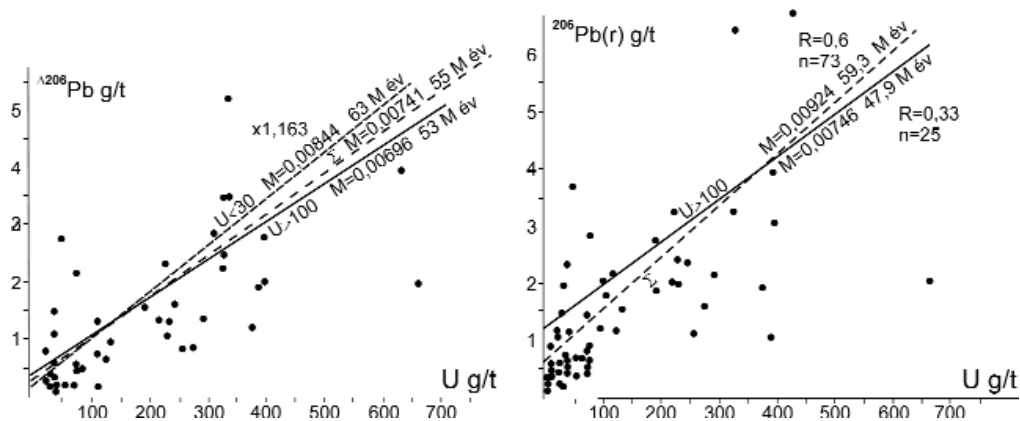
A radiogén ^{206}Pb -nak az U-tartalomtól való függése (^{206}Pb -U korrelációk) regressziós egyenesének meredeksége (10. ábra) az egységnyi U-növekményhez tartozó átlagos radiogén ^{206}Pb növekményt mutatja (66 adatpárból $M=0,00741$); kifejezve az U-dúsulás átlagos korát ($\sim 47 \pm 13$ M év). A meredekség az U-dúsultság mértékétől is függ: a 30–100 g/t U-tartalomnál 0,00844 (55 M év); U>100 g/t-nál 0,00696 (45 M év); — ami azt jelzi, hogy az U-feldúsulása nem köthető egyetlen epizodikus időponthoz, hanem előrehaladó folyamat lehetett. Ha a t_{206} és $t_{\Delta 206}$ időgyakoriságokat diagramban vizsgáljuk (11. ábra), az anomális U-tartalmak megjelenését két fő intervallumra bonthatjuk: 135–90 és 80–30 M év; az utóbbin belül 70 és 90 M év közötti gyakorisági csúccsal. Az U-dús minták t_{206} és t_{207} egyedi koradatai (VI. táblázat) látszólagosak a t_{206} - t_{207} korok nagyfokú diszkordanciája miatt. A konkordia diagram (12. ábra) segítségével e probléma nem oldható meg a szokványos módon: egyetlen — szoros illeszkedésű adatpárokkal leírt — diszkordia egyenesnek a konkordia görbével alkotott metszéspontja idejével; az adatpárok egymással csak korrelációs kapcsolatba hozhatók. E korrelációs kapcsolatban az „U-meddő” és „U-érc” mintákra szerkeszthető diszkordia egyenesek meredeksége élesen eltérő. Míg a meddő minták diszkordia egyenesei közel párhuzamosak (szaggatott vonalak) egymással és kormetszéspontjuk a konkordia görbével az U csökkenésével nő (165, 220 M év); az „érc” és „anomális” mintáké az U-tartalommal növekvő meredekségű, — a konkordia görbével egymáshoz közelálló idő-metszéspontokkal (49–29

VI. táblázat. A bükkszentkereszti foszfát-kőzetek ólomizotóp összetétele, izotóparányai és koradatai az ólomizotóp szinképelemzések alapján

Table VI. Pb-isotopic composition, isotope ratios and age data of the phosphate rock, Bükkszentkereszt – based on lead isotope spectrometry

A minta jele Sign of sample	U g/t	Pb g/t	²⁰⁴ Pb at%	²⁰⁶ Pb at%	²⁰⁷ Pb at%	²⁰⁶ Pb(r) ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb(r) ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb(r) ²⁰⁶ Pb(r)	? ²⁰⁶ Pb U	t ₂₀₆	t ₂₀₇	t _{? 206Pb}
61-R-514*	390	26	1,49	31,18	19,94	0,00265	-	-	0,00366	17	-	37
61-R-514	398	41	(1,2)	30,7	19,3	0,00996	0,075565	0,05505	0,00487	64	74	53
61-R-532*	334	90	1,17	28,56	19,40	0,021125	0,44024	0,1522	0,00613	135	372	79
61-R-532	334	116	(1,3)	29,0	19,3	0,01926	-	-	0,01047	123	-	117
61-R-535*	662	19	1,30	33,56	19,08	0,003107	-	-	0,00225	20	-	23
61-R-535	633	36	(1,2)	33,9	17,5	0,00761	-	-	0,00633	49	-	48
61-R-838*	41	97	1,40	27,07	20,58	0,02743	-	-	0,00633	974	-	325
61-R-838	39	119	(1,3)	25,9	20,0	0,05981	-	-	0,0324	374	-	63
61-R-531	116	60	(1,3)	27,3	19,7	0,01852	-	-	0,00831	118	-	85
61-R-543	368	101	(1,2)	32,2	20,4	0,03130	0,68275	0,15827	0,02426	199	529	181
61-R-549	384	153	(1,2)	30,4	19,8	0,03714	0,60994	0,11916	0,02546	235	484	190
61-R-823	108	67	(1,3)	26,5	20,1	0,01647	-	-	0,00676	105	-	51
61-R-839	126	37	(1,3)	26,9	20,9	0,00915	0,2294	0,18188	0,00475	59	210	36
61-R-840	114	40	(1,3)	26,0	20,6	0,00728	0,1063	0,10591	0,00142	47	103	11
61-É-2972	132	19	(1,2)	29,4	20,0	0,01175	0,2662	0,16440	0,00124	75	240	55
61-É-2973	223	22	(1,2)	30,2	20,2	0,00897	0,2139	0,17312	0,00605	58	197	46
61-É-2974	375	23	(1,2)	29,6	20,5	0,00515	0,1623	0,22877	0,00329	33	153	25
61-É-2975	258	26	(1,3)	28,0	20,3	0,00442	-	-	0,00315	28	-	34
61-É-2982	397	33	(1,2)	30,4	19,2	0,00775	0,0447	0,0447	0,00531	50	47	40
61-É-2983	327	30	(1,2)	31,8	19,6	0,01004	0,11118	0,08037	0,00761	64	107	54
61-É-2984	221	33	(1,2)	30,8	19,5	0,01461	0,15715	0,07805	0,01036	93	148	78
61-É-2985	228	20	(1,2)	32,9	18,7	0,010715	-	-	0,00859	69	-	65
61-É-2986	292	25	(1,2)	29,7	19,8	0,007288	0,13106	0,13050	0,00465	47	125	35
61-É-2987	246	26	(1,2)	30,2	19,0	0,009608	0,02696	0,02036	0,00646	62	27	49
61-É-2988	229	23	(1,2)	29,9	19,4	0,008782	0,08969	0,07411	0,006	56	87	43
61-É-2990	275	21	(1,2)	28,7	18,1	0,005677	-	-	0,00312	36	-	24
61-É-2991	191	36	(1,2)	28,9	20,2	0,014299	0,40876	0,20744	0,00819	92	348	12

* Tömegspektrométeres adatok. – Mass-spectrometric data.



10. ábra. Az U és a radiogén ²⁰⁶Pb korrelációi a bükkszentkereszti kvarcporfir (riolit)-tufák ércindikációiban

Figure 10. Correlation of U and radiogenic ²⁰⁶Pb-contents in the ore-indications of rhyolite (quartzporphyry) tuffs at Bükkszentkereszt

M év). A meddő minták idő-metszéspontjai a savanyú vulkáni működés („kvarcporfir” és tufái) időszakát, az ércmintáké az U feldúsulásának időintervallumát képviselik.

A bagoly-hegyi triász metariolit Rb/Sr kora (98±7 m. év) a metamorfózis idejét (KOVÁCH et al. 1985), hasonlóképpen az illit-muszkovit K/Ar korai (121,6 és 79 M év),

a cirkon „fission track” korai (122,9 és 89,5 M év) az apatit képződést megelőző metamorf, majd metasomatikus (K, Na, Si) felülbélyegzés ásványosodását képviseli (ÁRKAI 1983, DUNKL et al. 1995). Ugyanerre mutat a kor hisztogramon (10. ábra) a t₂₀₆ korok idősebb időintervallum (135–90 M év). Az apatit „fission track” kora: 47,7 (41,3–58,7) M év, — egybevág az apatitban végbement U-

Az öszzlet fedőjében, fekéjében és közbetelepülésként is tengeri mészköveket találunk, amelyek tenger alatti vulkáni működésre (lávaárak, kitörések), ill. tengervízbe hullott piroklasztikus anyagra (törmelék, vulkáni por) utalnak, amely jelentős mértékben keveredett finomtörmelékű tengeri üledékekkel (vulkáni tufit). Az ismétlődő működés időszakossága, váltakozó kemizmus (bázikus, savanyú) a későbbi folyamatokra is hatóan megváltoztatta a tengervíz oldott és az üledékanyag pórusvizének ionkészletét és pH-ját.

Már a vulkanogén szakaszban — a még meg nem szilárdult közetben — a Na- és Ca-tartalom átrendeződése savanyú plagioklász-lécekből álló csomókat, foltokat eredményezett. E folyamat folytatódott az utómagmás szakaszban, kiegészülve (mikro)érhálózatokkal; a Si-behozatal révén pedig kvarcitlencsék, (testek) képződtek és az (tel)érhálózat kvarccal kombinálódott.

A terület epirogén süllyedésével egyidejűleg felújult vulkáni működést tenger alatti exhalációk, hidrotermák követték, amelyekből Si, P, Mn, U, Be, Rf és a hidrotermákra jellemző egyéb elembehozatal történt. (Ilyen folyamatok jelenkori valóságát a mélytengeri kutatások is igazolják.)

A terület süllyedése — az utómagmás hatásoktól függetlenül is — a közet hőmérsékletet a hidrotermális tartományba emelte, továbbá enyhe regionális metamorfózist is eredményezett. Mindez — az eredeti közetösszetételétől is függő — agyagásvány paragenéziseket (klorit, illit-szericit-hidrocsillám) és a hidrotermákra jellemző (pl. kalkofil) ásványosodás nyomait hozta létre.

A következő ásványosodási fázis — az irányított nyomásból eredő, deformációs – töréses tektonikai folyamatok hatására létrejött — mikrobrecsásodott kataklázos zónákban lokalizálódott. Itt a hidrotermás oldatok filtrációja a mészkövekből kalciumot szabadított fel és a szilikátközetek felemésztésével azokat U-, Be-, Rf-tartalmú Ca-foszfát, valamint Mn-oxid metasomatitokkal helyettesítette, amely folyamat foszfátos és/vagy Mn-oxidos közettesteket és foszfáttal–Mn-oxiddal cementált kataklázitokat eredmé-

nyezett. A deformációs mozgások újabb fázisai fillonitosodást, a korábbi metasomatit testek, telérek elvoncsolódását, gyüredezését, elnyíródását hozták. A közeli régióban további Mn–Fe ércindikációkat ismerünk GAÁL 1946 és MOLNÁR 1955 leírásából, a fenti vulkanizmussal kapcsolatosan, ezek radiológiai vizsgálata elmaradt.

Gazdaságföldtani értékelés

A P–Mn-metasomatitban az U–Be–Rf–P–Mn együttes dúsulása — az elvégzett technológiai kísérletek alapján (CSÖVÁRI 1982, 1983) — gazdaságos feldolgozhatóságot („ipari minőséget”) képvisel. Kidolgozták a hidrometallurgiai törzsfát: a közetörleményt először flotálással foszfátos-, Mn-oxidos és szilikátos-meddő részlegekre bontották. A Mn-oxidos részleg további feldolgozása a hazai Mn-ércekre alkalmazott eljárással végezhető. A foszfátos részleget intenzív feltárással feloldották és az oldatból ioncserélő gyantával U–Be és Rf-re mentesítették és az oldatból „szuperfoszfátot” állítottak elő. Az ioncserélő gyantáról a fémionokat eluálták és az eluáló oldatból — szelektíven — V-, Be- és Rf szilárd fázisokat állítottak elő. A bányászat gazdaságossága viszont — a megkutatottság elégtelensége (készletszámításra való alkalmatlansága) miatt — nem volt értékelhető.

Jelenleg — az uránbányászat és az Ércdúsító Üzem lebontása után — az ipari hasznosíthatóság kérdése már csak kutatástörténeti emlék.

Köszönetnyilvánítás

A cikk megjelenését, a Wildhorse Energy Hungary Kft. és a Mecsekérc Zrt. támogatta, amiért köszönetünket fejezzük ki.

Hálásan köszönjük POLGÁRI Márta és PELIKÁN Pál lektorainknak kritikai megjegyzéseiket és segítőkészségüket.

Irodalom —References

- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **17/1–3**, 67–83.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpin metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic Formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26/1–2**, 83–101.
- ÁRKAI, P., BALOGH, KAD. & DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* **84**, 334–344.
- ÁRVÁNE SÓS E., BALOGH KAD., RAVASZNE BARANYAI L. & RAVASZ CS. 1987: Mezozoos magmás közetek K/Ar kora Magyarország egyes területein (K/Ar dates of Mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1985. évről*, 295–307.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48/2**, 719 p.
- BARABÁS A. 1957: Jelentés a Bükk hegységben 1956. évben végzett radiológiai kutatásokról. — *Kézirat*, MÉV. J-0446
- BARABÁS A. 1997: A hazai uránkutatás, uránbányászat és geológia. — *Földtani Kutatás* **34/3**, 4–11.

- BARABÁS A. & KONRÁD Gy. (szerk.) 2000: Zárójelentés a magyarországi uránérc-kutatásról és a nyugat-mecseki uránérc-bányászatról. — *Kézirat*, Mecsekérc Adattár, 457 p.
- CSÁKI F. 1970: Fúrási tervjavaslat a bükk-szentkereszti kutatási terület mélységi kutatására. — *Kézirat*, MÉV Adattár 0333.
- CSÁKI F. 1971: Anomália bejelentés: Bükk-szentkereszt, Hősök forrása. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0450.
- CSÁKI F. 1971: Javlat a Hősök forrása völgyében a felderítő kutatás folytatására. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0334.
- CSÁKI F. & CSÁKI F.-né TARCSAY C. 1973: Összefoglaló jelentés a bükk-szentkereszti kutatásból. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0434. 180 p. 180.
- CSERNYECOVA, K. N. 1972: Informacionnuij otset po mineralogii radioaktivnuih anomalij Sopronszkih gor i Bükk-szentkereszta. — *Kézirat*, MÉV Irattár 1913.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése (Stratigraphic reevaluation of the Bükk Mts (N. Hungary)). — *Földtani Közlöny* **130/1**, 95–131.
- CSÓVÁRI M. 1982–1983: Foszforitok és apatitok ritkafém tartalmának kimérésére irányuló kísérletek. — In: *Műszaki fejlesztési és kísérleti témák éves zárójelentései* (A MÉV Kutatási Fejlesztő Üzeme Évkönyvei), 1982, 1983. II. köt. 199–206 és 230–250. MÉV Irattár.
- DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH KAD., CSONTOS L. & NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával — A Bükk hegység kiemelkedéstörténete (Thermal modelling based on apatite fission track dating: the uplift history of the Bükk Mts. Inner Western Carpathians, Hungary). — *Földtani Közlöny* **124/1**, 1–24.
- GAÁL I. 1946: Mangányomok a Bükkhegységben. — *Természettudomány* I. 146–149.
- HAAS J. (szerk.) 1995: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász.* — Magyar Állami Földtani Intézet Kiadása, Budapest, 1993, 278 p.
- KERESZTES L. 1973: Előzetes jelentés a bükk-szentkereszti kutatási területen 1972-ben végzett terepi radiometrikus mérésekről. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0676.
- KOCH S. 1985: *Magyarország ásványai.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 2. átdolg. kiad., 75–78., 361–374., 454–456., 516–523.
- KONRÁD Gy. & BARABÁS A. 2001: A magyarországi uránérc-kutatásról és a nyugat-mecseki uránérc-bányászatról szóló zárójelentés. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **134/4**, 212–219.
- KOVÁCH, Á., SVINGOR, É. & ÁRKAI, P. 1985: Early Alpine resetting of Rb–Sr ages in the Upper Triassic quartzporphyres of the Bükk Mountains, northeastern Hungary. — *Proc. Rep. XIIIth Congr. OfCBGA, Kraków, Part I.*, 385–386.
- KUBOVICS I., NAGY B., NAGY-BALOGH J., PUSKÁS Z. & GÁI-SÓLYMOS K. 1987: A magyarországi savanyú vulkanitok (tufák) és metamorfitek berillium és néhány egyéb ritkafém tartalmának tanulmányozása. (25-3-39J. OTKA téma). — *Kutatási jelentés*, MTA.
- KUBOVICS, I., NAGY, B., NAGY-BALOGH, J. & PUSKÁS, Z. 1989: Beryllium and some other rare element contents of acid volcanics (tuffs) and metamorphites in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **21/1–2**, 219–231.
- MAJOROS Gy. 1970: Bükk-szentkereszt környéki U-anomália felderítő kutatások (08 téma). — *Kézirat*, MÉV Adattár J-612.
- MAJOROS Gy. 1997: A mecseki lelőhelyen kívüli uránkutatás Magyarországon (Uranium exploration in Hungary beyond the Mecsek provenance). — *Földtani Kutatás* **34/3**, 15–18.
- MALÜSEV, N. J. 1981: *Radioaktivnui e radiogennui izotopii pri poizskah mesztorozszenij urana. (Radioactive and radiogenic isotopes for the explorations of the U deposits.)* — Energoiz let, Moszkva.
- MOLNÁR J. 1955: Jelentés a létrás-tetői hematitkutatásról. — *Kézirat*, MÉV Adattár.
- NYÁRI P. 1971: Földtani leírás a Bükk hegység K-i részéről. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0284
- PANTÓ G. 1951: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükk-szentkereszt között (Geology of the Southern Igneous Belt in the Eastern Part of Bükk Mts.). — *Földtani Közlöny* **81/4–6**, 137–145.
- PANTÓ G. 1961: Mezozoos magmatizmus Magyarországon. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49**, 785–799.
- PELIKÁN P. 1993: Óhutai Diabáz Formáció. — In: HAAS J. (szerk.) *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász.* — Magyar Állami Földtani Intézet Kiadása, Budapest, p. 123.
- POLGÁRI M., SZABÓ Z. & SZEDERKÉNYI T. (szerk.) 2000: *Mangánérc Magyarországon (Manganese ores in Hungary).* — MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága, Juhász Nyomda, Szeged, 652 p.
- SELMECZI B.-né 1972: A bükk-szentkereszti kutatási minták 1972. évi anyagvizsgálati eredményei. — *Kézirat*, MÉV Irattár 1570.
- SELMECZI B.-né & ANTAL P. 1974a: Bükk-szentkereszti kvarcporfirtufák anyagvizsgálatának eredményei. — *Kézirat*, MÉV Irattár 915.
- SELMECZI B.-né & ANTAL P. 1974b: A bükk-szentkereszti kutatási terület mintáinak anyagvizsgálati eredményei (összefoglaló dokumentáció T-005). — *Kézirat*, MÉV Adattár 1535.
- SELMECZI B.-né & VINCZE J. 1968–1974: A lelőhelyen kívüli (távlati kutatási) minták ásvány-kőzettani vizsgálata. — In: *Műszaki-fejlesztési-kutatási és kísérleti témák éves zárójelentései* (MÉV), 1968: 195–198, (A Bükk-szentkereszt környéki vulkanitok: kvarcporfir, diabáz és tufák.) 1972: 264–269, (Bükk-szentkereszt környéki kutatási terület), 1973: 239–243., 1974: 272–278.
- STAAZ, M. H. & GRIFFITS, W. R. 1961: Beryllium bearing turf in the Thomas Range, Juab County, Utah. — *Economic Geology* **56/5**, 940–950.
- SUTOVA, L., TERPIGOREVA, Z. & ZSURAVLEVA, I. 1977: Rezultati mineralogicseskoga analiza (Mecsek, É-Bükk, Balaton-felvidék). — Jelentés a MÉV részére, Nyevszkaja Expedicija, Leningrad. — *Kézirat*, MÉV Irattár J-2900.
- SZABÓ I. 1972: Csoportos sekélyfúrási tervjavaslat az Oroszkút környéki terület rész kutatására. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0337
- SZABÓ I. 1974: Jelentés 1973. évről a Bükk hegységi k.-f.-triász üledékes-vulkáni képződmények földtani-geofizikai kutatásáról. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-1478.
- SZABÓ I. 1974: Az észak-magyarországi sugárzóanyag kutatási perspektívák az V. 5 éves terv időszakára. Kutatási jelentés. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-2259
- SZABÓ I. 2002: A Upponyi- és a Bükk hegységi sugárzóanyag-kutatások története. — *Közlemények a magyarországi ásványi nyersanyagok történetéből. XIII. Érkutatások Magyarországon a 20. században.* 217–234.
- SZENTPÉTERY Zs. 1932: A Bagolyhegy kvarzporphyra, Lillafürednél (Quarzporphyr des Bagolyberges bei Lillafüred). — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica. A m. kir. Ferencz József-Tudományegyetem Tudományos Közleményei* **11**, 81–150.

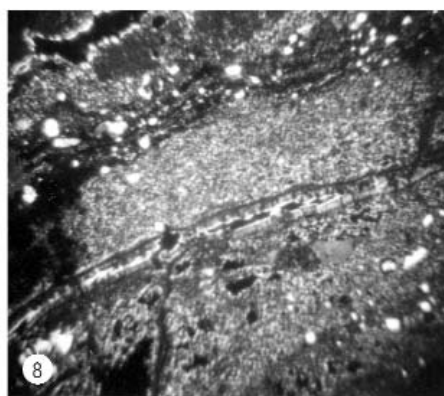
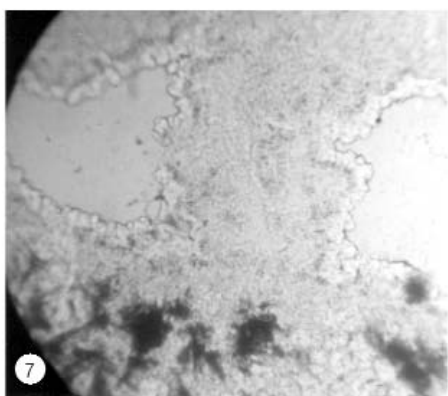
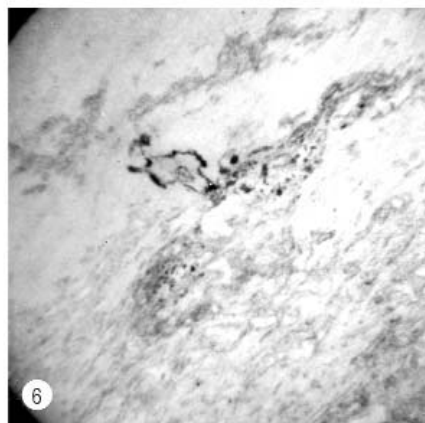
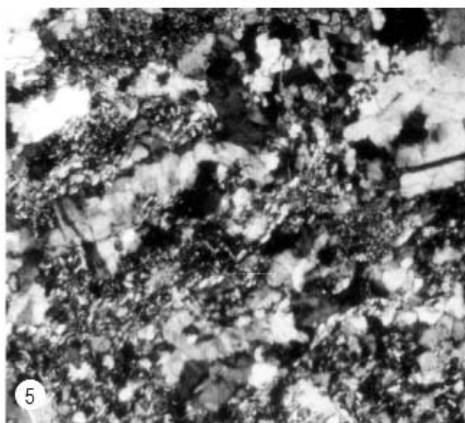
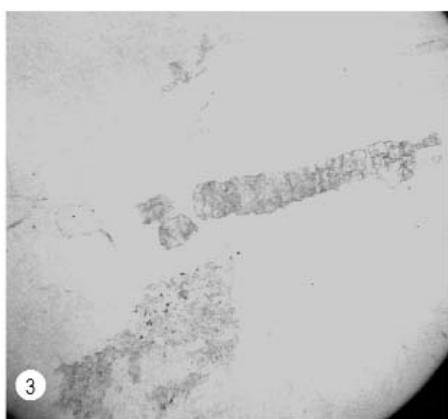
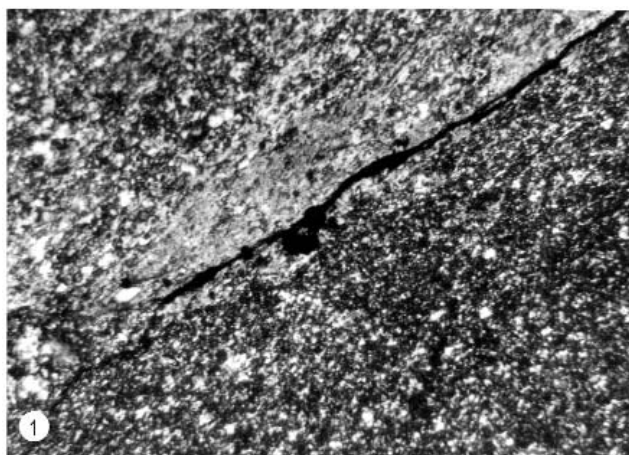
- SZENTPÉTERY Zs. 1947: Bükkhegységi Kerekhegy eruptívumai (Eruptivgesteine des Kerekberges im Bükkgebirge). — *Földtani Közlöny* **73**, 11–21.
- SZENTPÉTERY Zs. 1950: Az újhuta Lőrinc-hegy diabázsfajtái (Diabasarten des Lőrincberges bei Újhuta im Bükkgebirge). — *Földtani Közlöny* **80/7–9**, 316–323.
- SZOLDÁN, Zs. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **31**, 25–42.
- VINCZE J. 1997. A hazai uránércutatók ásvány-közetani-geokémiai laboratóriumi háttere. — *Földtani Kutatás* **34/3**, 36–39.
- VINCZE J., ELEK I., SEBESSY L., BÁLINT Gy., SZABÓ L. & VIRÁGH K. 1982–1989: *Izotópgeokémiai uránércutatók*. In: 1982: II kötet 255–270, 1980: 325–328, 1984: 298–302, 1985: 257–266, 1986: 205–269, 1987: 297–302, 1988: 216–222, 1989: 161.
- WÉBER B. 1967: Jelentés a 193 és 195–196 a. (Bükkszentkereszt) légi anomáliák földi azonosításáról. — *Kézirat*, MÉV Adattár J-0240.
- WÉBER B. 1968: A Bükkszentkereszt környéki anomáliák kutatása. — *Kézirat*, MÉV Irattár.
- WÉBER B. 1975: Az urán és a tórium eloszlása az Északi-középhegység földtani képződményeiben a légi-gammaspektrofotometriai mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **105/3**, 309–319.
- WÉBER B. & CSÁKI F. 1971: Éves jelentés a Bükkszentkereszt környéki kutatásokról. — *Kézirat*, MÉV Irattár.
- ZEFIROV, A. P. & POLIKARPOVA, V. A. 1972: Hét darab minta ásvány-közetani vizsgálata a „Bauxit” vállalatától. (Mineralogopetrograficseszkoe izucsenyiji szemi prob sz predpiatyija “Bokszit”). — *Kézirat*, A SZU Tud. Akad. 2. sz. Tud. Kut. Int. Jel., MÉV Irattár 1555.

Kézirat beérkezett: 2006. 03. 01.

I. tábla — Plate I

1. Savanyú plagioklász lécekből álló csomó a riolit (kvarcporfír) tufában, mint a korai Na- (és Ca) metasomatózis eredménye. +Nic, N=80×
 2. Szerteágazó, metasomatikus kvarc-földpát telér riolitban (kvarcporfírban). +Nic, N=80×
 3. Kvarc-földpátos telérben Be-tart.(?) vezuvián. 1 Nic, N=80×
 4. Kvarc-földpátos telérben Be-tart.(?) vezuvián. +Nic
 5. Kvarc-földpátos telérben Al-Li-klorit (cookeit) szferolitos halmazai. +Nic, N=80×
 6. Az előző telér (környezetében) mellett sárgászöld illitben élénk citromsárga csillámlemezek (Li-csillám ?) szegélyükön opak (Mn?) ásvánnyal. 1 Nic, N=80×
 7. A mikroszferolitos apatit (kollofán) mezőben kialakult lyukacsokat nagyobb szemcseméretű, fennőtt apatit kristályok szegélyezik. Az apatit mezőben tűs-szferolitos mangánomelán hintések (fekete). 1 Nic, N=200×
 8. Mikroszferolitos kollofánsáv (világosszürke) mangánoxidos sávval (sötétszürke). A mikrorepedések mentén apatit és bertrandit(?) fenn-nőtt kristályai. +Nic, N=60×
-
1. Node, built up acidic plagioclase lates in rhyolite (quartzporphyry) tuff, as a result of the early Na (and Ca) metasomatism, +N, 120×
 2. Ramified metasomatic quartz-feldspar microdyke in rhyolite (quartzporphyry), +N, N=80×
 3. Vesuvian (Be containing?) in quartz-feldspar microdyke, single Nic, N=80×
 4. Vesuvian (Be containing?) in quartz-feldspar microdyke, +N
 4. Spherulitic aggregates of Al-Li-chlorite (cookeite) in quartz-feldspar microdyke +N, N=80×
 5. Bright lemon-yellow mica-lamellas (Li-mica?), edged by opaque (Mn) mineral in yellow-green illite near the above mentioned dyke, single Nic, N=80×
 6. Pores, formed in the spherulitic-apatite (kollophane)-field, edged by coarsed apatite phenocrysts. The apatite field contains needled-spherulitic manganomelane disseminations (black), single Nic, N=200×
 7. Microspherulitic kollophane bands (light grey) alternate with Mn-oxide ores (dark-grey). Along the micrographs, apatite and bertrandite(?) phenocrysts are lined up, +N, N=60×

I. tábla — Plate I

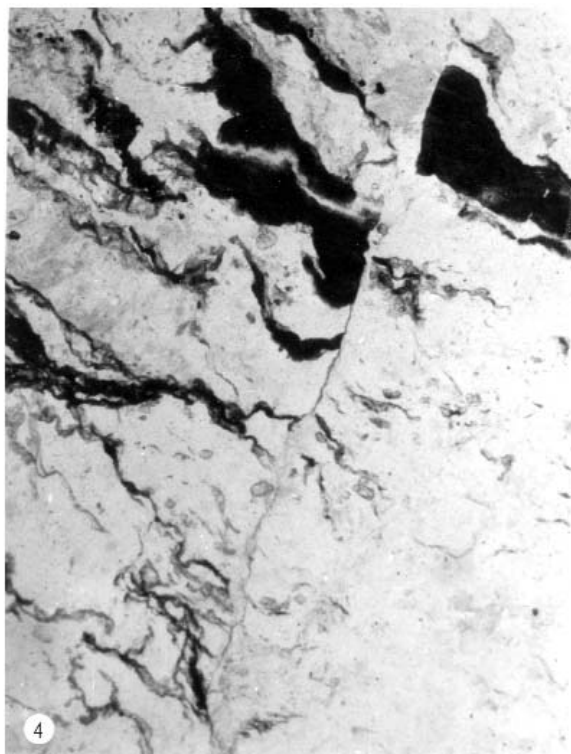
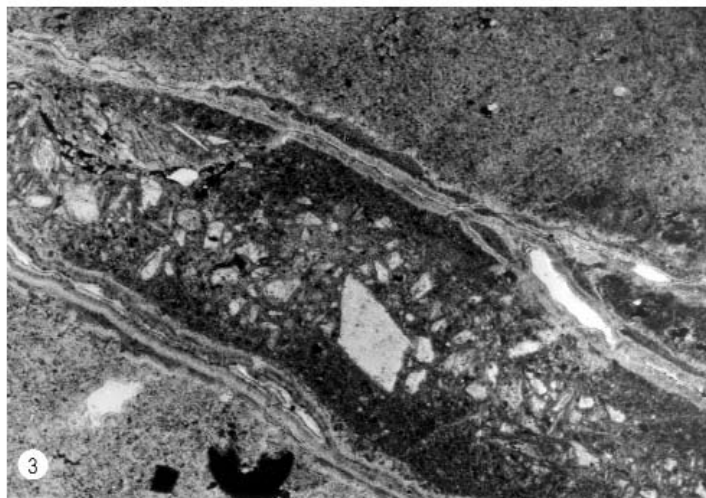
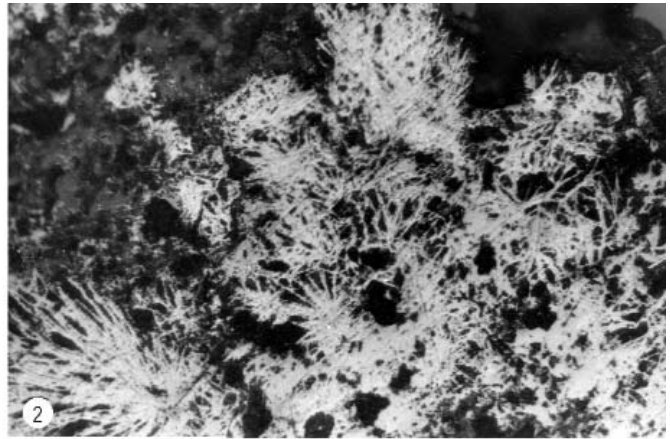
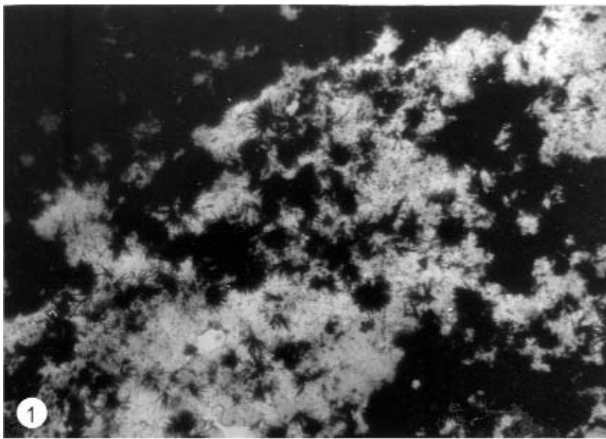


II. tábla — Plate II

1. Ramsdellit (fekete) tűs szferolitjai kollofánban. 1 Nic, N=200×
2. Manganelán tűs-szferolitos kiválásai. Ércmikroszkópos felvétel, 1 Nic, N=200×
3. Krémszínű foszfátos sávban kollofánnal cementált mikrobrecsa (sötétszürke). A mikrorepedések falán apatit és bertrandit(?). az opak ásvány manganelán. 1 Nic, N=120×
4. Mikrovető mentén poszttectonikusan elnyíródott (elvoncsolódott) pszilomelán sávok kollofán mezőben. 1 Nic, N=60×

1. *Needled-spherulites of ramsdellite (black) in kollophane. Single N, N=200×*
2. *Needled-spherulitic precipitations of manganomelane. Ore-microscopic photo, single Nic, N=200×*
3. *Mikrobrecchia, cemented by kollophane (dark grey) in the cream-colored phosphatic band. The wall of the micrographs covered by apatite and bertrandite(?). The opaque mineral is manganomelane. Single Nic. N=120×*
4. *Post-tectonically shared psilomelane bands in the kollophane field. Single Nic. N=60×*

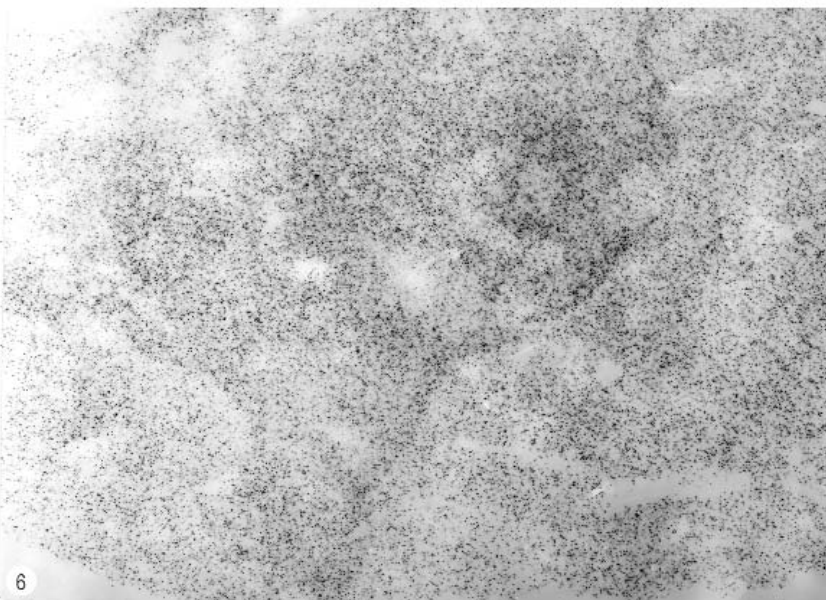
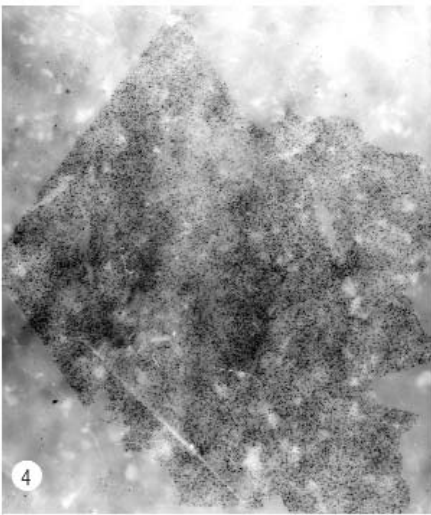
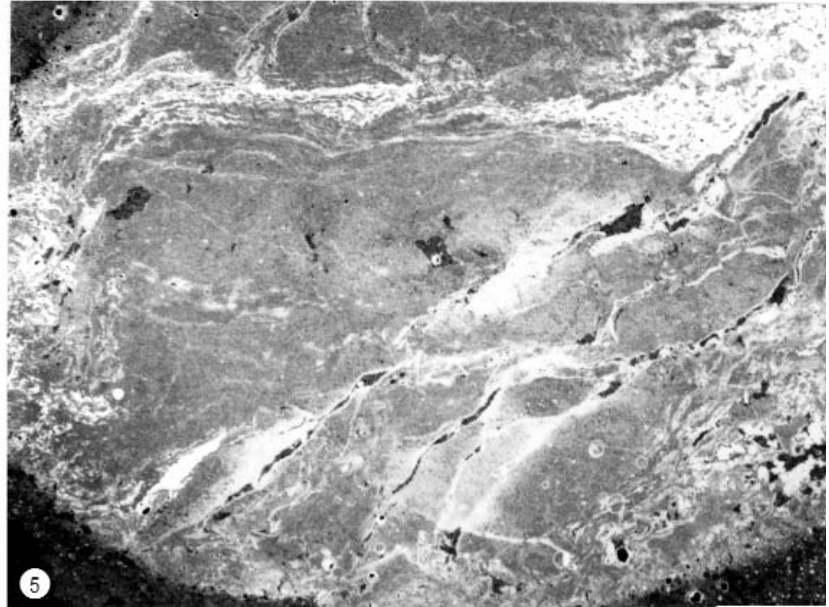
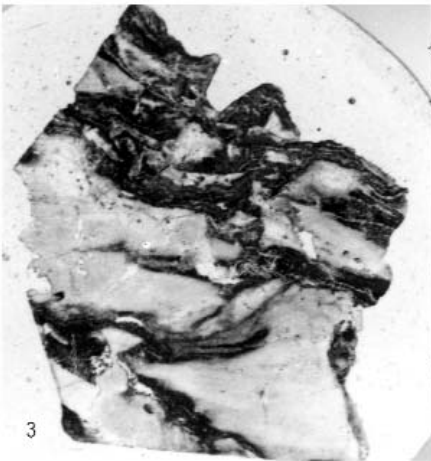
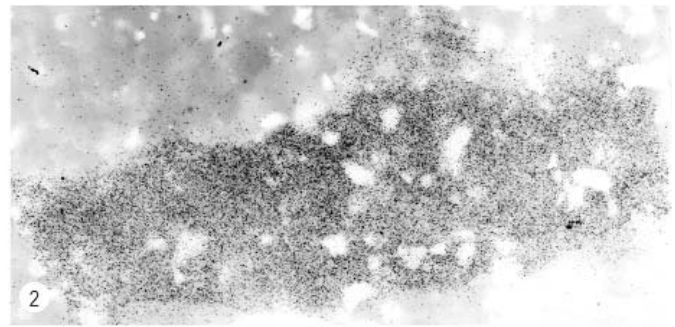
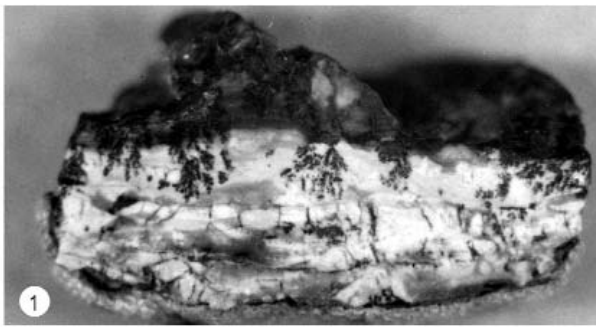
II. tábla — Plate II



III. tábla — Plate III

1. „Tiszta” P-Mn metasomatit, Mn-oxid dendriteket és beszüremkedéseket tartalmazó, krémszínű kollofánnal és sötétbarna Mn-oxidos (pszilomelános) sávval, benne kollofántartalmú foltokkal (világosabb foltok). Felületi csiszolat makrofelvétele. N=3×
 2. A csiszolat α -nyomdetektoros radiográfiája. Az egyenlőtlenül szórt nagy nyomsűrűség a foszfátos mező szórt-finomdiszperz U-tartalmát jelzi. A nyíllal jelzett, pontszerű nyomsűrűsödések U-oxid szemcséket jeleznek. A Mn-oxidos sáv csak a kollofán tartalmú helyeken tartalmaz α -nyomokat, ill. uránt, N=5×
 3. Breccsásodott, sávos kollofán-pszilomelán metasomatit. A Mn-oxidos sávok kollofánt tartalmaznak. Felületi csiszolat makrofelvétele, N=2×
 4. Az α -nyomdetektoros radiográfia foltos megoszlássűrűsége a foszfát tartalomnak megfelelő U-eloszlást jelzi.
 5. Vékonycsiszolat áteső fényben készült negatív fényképének részlete. (A Mn-oxidos részleg (sávok) fehérek, a foszfátosak szürkék-feketék.) N=5×
 6. A csiszolat α -nyomdetektoros radiográfiájának nyomsűrűsége és U-tartalma megfelel a foszfátásványosodás mértékének, a foltos-sávos eloszlásnak.
-
1. "Pure" P-Mn-metasomatite, with cream-colored kollophane-band, containing Mn-oxide dendrites, and dark-brown Mn-oxide (psilomelane) ore, containing kollophane spots (light spots). Macrophoto of polished section. N=3×
 2. Alpha-track radiograph of the section above. The unequally scattered and powerful density of tracks signs a fine-dispersed U-contents of the phosphate-field. The point-like concentrations of tracks sign U-oxide (?) grains (shown by arrow). The Mn-oxide band extensively contains α -tracks (U) on the phosphate-contaminated places. Macrophoto, N=5×
 3. Striped kollophane-psilomelane metasomatite. The Mn-oxide strips contain kollophane.
 4. The α -track radiograph with its dense, but spotty-dispersion corresponds to phosphate- and U-contents. Macrophoto of polished section, N=2×
 5. Detail of thin section in transmitted light. Negative photo: the Mn-oxide parts (stripes) are white, the phosphatic ones are grey-black, N=5×
 6. The α -track density (U-content) corresponds to degree of phosphate mineralization and its spotty dispersion.

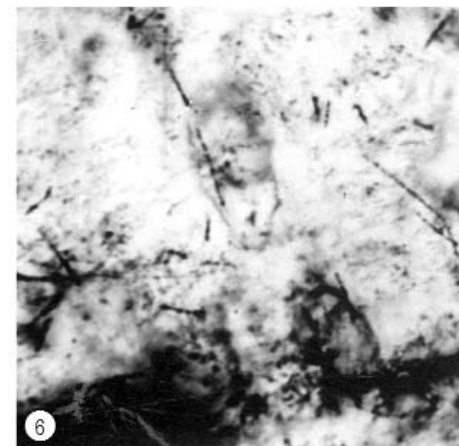
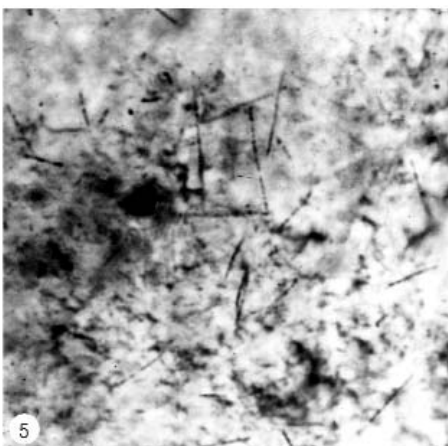
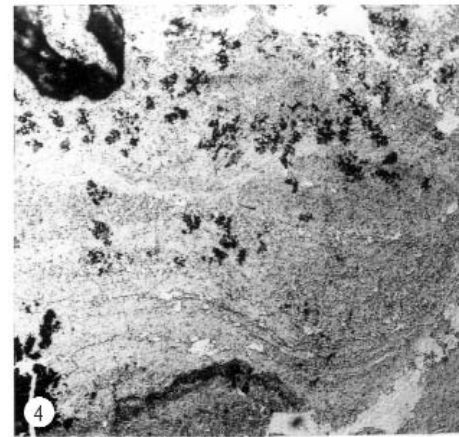
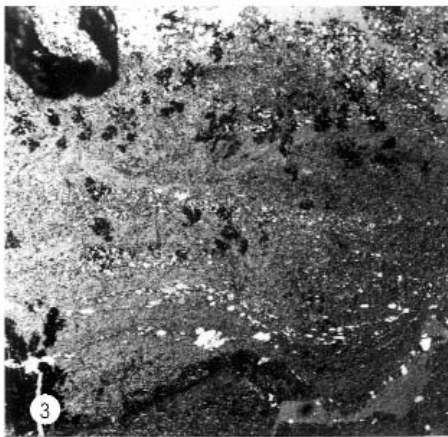
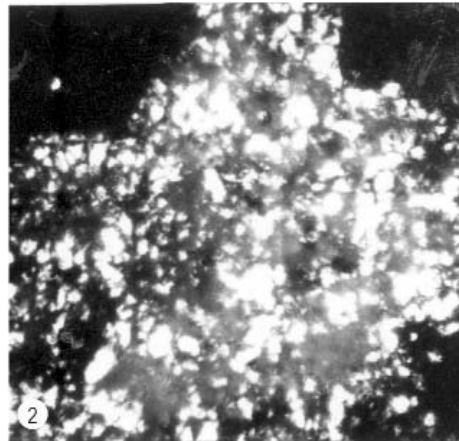
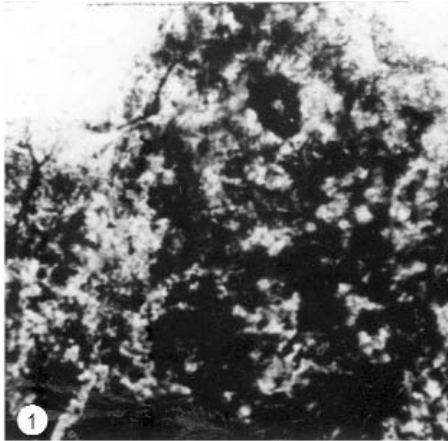
III. tábla — Plate III



IV. tábla — Plate IV

1. Kriptokristályos, sugaras frankolit kiválások (világosszürke-fehér) összenövésben pszilomelánnal (fekete), áteső fényben. N=100×
 2. +Nic.
 3. A riolit (kvarcporfír) tufa finomszemű kvarcból és földpátból (fehér), foszfátból (szürke), pszilomelán kiválásokból, erekből és dendritekből álló alapszövege. 1 Nic, N=40×
 4. +Nic.
 5. U-tartalmú frankolit és magemulziós mikroautoradiográfiája szórt és sűrűbb α -nyomokkal a fekete, pontszerű uránoxid kiválások körül, N=100×
 6. U-tartalmú frankolit és magemulziós mikroautoradiográfiája szórt- és sűrűbb α -nyomokkal és pszilomelánnal (α -nyomok nélkül), N=100×
-
1. *Cryptocrystalline radial francolite (light grey) intergrowth psilomelane (black), in transmitted light. N=100×*
 2. *Cryptocrystalline radial francolite (light grey) intergrowth psilomelane (black), in transmitted light, +N*
 3. *Rhyolite (quartzporphyry) tuff matrix, built up by fine-grained quartz (white), phosphate (grey), psilomelane precipitations: veins and dendrites (black). Single N, N=40×*
 4. *Rhyolite (quartzporphyry) tuff matrix, built up by fine-grained quartz (white), phosphate (grey), psilomelane precipitations: veins and dendrites (black). +N*
 5. *U-bearing francolite and its nuclear-emulsion alpha radiograph, with scattered more dense α -tracks; around the black point-shaped U-oxide precipitations. N=100×*
 6. *U-bearing francolite (and its nuclear-emulsion alpha radiograph with scattered and more dense α -tracks) and psilomelane (without α -tracks). N=100×*

IV. tábla — Plate IV



Felső-triász Conodonták a recsk–darnói terület mélyfúrásaiból: új adatok a prekainozoos aljzat földtani felépítéséhez

†KOVÁCS Sándor, GECSE Zsuzsanna¹, PELIKÁN Pál¹, ZELENKA Tibor¹, SZEBÉNYI Géza², SZABÓ Imre³

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

²Kömlödi Korrekt Kft. H-2853 Kömlöd, Perczel Mór utca 26.

³1113 Budapest Villányi út 56.

Upper Triassic conodonts from deep boreholes of the Recsk–Darnó area: new data on the geology of its pre-Cenozoic basement

Extended abstract

This study evaluates and summarizes the Triassic conodont data gained from the pre-Cenozoic basement of the Recsk Palaeogene volcanic complex (representing the NE-most occurrence of the Periadriatic–Balaton magmatic range) and from the Mesozoic of the adjacent Darnó Hill area. Evidence is given to show the Carnian, Norian and Rhaetian age of the studied formations.

More than 100 deep drillings (each of them 1000–1200m deep, with continuous coring) were used to explore the basement of the Recsk ore-field in connection with extensive ore exploration and mine construction works which took place during the 1960s and 1970s. Syntheses of the knowledge accumulated about the pre-Cenozoic basement around about the time of the exploration and construction were presented by FÖLDESSY 1975; FÖLDESSY & JÁRÁNYI 1975; BALLA et al. 1980, 1981 and ZELENKA et al. 1983a, b. Unfortunately, when these syntheses were formulated, application of modern sedimentological and biostratigraphic methods in Hungary was still at an elementary stage.

After the closure of the Recsk ore mine in the middle of the 1980s, most of the drill cores were selected for elimination. However, about 25 of them were redeposited in the core depository of the Hungarian Geological Institute at Rákóczi bányá, and they are still available there for modern studies. New, detailed investigations of dome-key drill cores began in the middle of the 1990s (DOSZTÁLY 1994, JÓZSA et al. 1996, JÓZSA 1999). These investigations indicated that the tectonostratigraphic units distinguished in the western part of the Bükk Mts (see CSONTOS 1999 and PELIKÁN 2005 for the latest reviews) could also be recognized in the pre-Cenozoic basement of the Recsk–Darnó area (HAAS & KOVÁCS 2001, DOSZTÁLY et al. 2002, KOVÁCS et al. 2011).

At its highest position the *Darnó Unit/Complex* (s.s.) consists of basic extrusive (basalts) and intrusive (gabbros, in a smaller amount) rocks; these are associated with Triassic and Jurassic abyssal sediments (pelagic mudstones/shales, siliceous shales, radiolarites). The Complex occurs on the surface in the Darnó Hill area, but to the NW of the Darnó Fault it is missing in the basement of the Palaeogene volcanic complex. (This is probably because it had been eroded prior to the Late Eocene, before the beginning of volcanic activity.)

The *Mónosbél Unit/Complex*, in its median position, represents a redeposited sedimentary complex of Jurassic age; its sedimentary setting is mostly of a 'toe-of-slope'-type. Dark grey shale and bluish grey siliceous shale constitutes the "normal" or "autochthonous" sediment (frequently showing, however, a distal turbiditic character as well). This sediment alternates with limestone turbidites. Manifestations of repeated sediment-gravity movements (e.g. slumps, debris flows/"micro-olistostromes") are common. Furthermore, some sandstone clasts show evidence of enrichment in some of the debris flow horizons. Another characteristic is the several metres- to tens of metres-sized slide blocks (olistothrymmata) of Triassic red, siliceous, cherty limestone (Bódvalenke Limestone). This is associated with amygdaloidal basalt and Hallstatt-type limestone.

The *Bükk Parautochthonous Unit* ("Bükk Complex s.s."), in its lowest position, consists of formations which correspond to the Bükk "normal" succession; these formations occur from beneath the Mónosbél Unit/Complex in the Recsk ore-field. (This unit was not reached by the Darnó Hill boreholes.)

Conodonts recovered from different drill cores which penetrate these units (their setting is shown on Figure 2,) were as follows:

(a) *Darnó Unit s.s.*: some Lower to Middle Carnian conodonts (listed in the Hungarian text) were found in grey, micritic limestones of the drill core Rm-136 (see Figure 6). Unfortunately, samples from red micritic limestones intermixed with basalts (peperitic facies) in the investigated interval (352.32 to 380.70m) were barren of conodonts. On the other hand, DOSZTÁLY (in JÓZSA et al. 1996) reported Ladinian radiolarians from the top part of the block (354.8m).

(b) *Mónosbél Unit*: the borehole Rm-118 (see Figure 5) penetrated between 883.7–969.5m (according to the original documentation). Here, a large Triassic slide block (olistothrymma) was observed, with a virtual thickness of 85.8m. It

comprises Carnian red, cherty siliceous limestone (Bódvalenke Limestone) and Lower/Middle Norian red Hallstatt Limestone (a list of the conodonts can be found in the Hungarian text). Such blocks, entirely 'exotic' to the Bükk PA Unit — but (partly) resembling features of the Bódva Unit of the Rudabánya Mts — are common in the drill cores of Darnó Hill (DOSZTÁLY et al. 2002, DIMITRIJEVA et al. 2003, KOVÁCS et al. 2011). Their easternmost representative can be seen in the middle part of the Southern Bükk Mts (locality: Kavicsos-kilátó; PELIKÁN 2005).

(c) Bükk PA Unit: grey, cherty limestones were investigated in drill cores Rm–58, Rm–79 and in the shaft Recsk–II (see Figures 3, 4). Conodonts (see in the Hungarian text) indicate a (minimum) Late Carnian to Early Rhaetian age of the sequence; this corresponds to the Felsőtárkány Limestone Fm of the Bükk Mts (PELIKÁN 2005). The presence of deformed conodonts of a ductile character (see Plate I) also suggests the continuation of the Bükk structural units in the pre-Cenozoic basement of the Recsk ore field. In the drill core section Rm–58 (Figure 3), a tectonic repetition (either due to folding or thrusting) could be recognized.

The conodonts are either dark grey (CAI=<4 or <6) or — especially in the lowermost unit corresponding to the Bükk PA —, light grey (CAI=3, but more likely 6.5), or even totally white (CAI=7). Thus in the latter case, the effects of the long duration (several million years) of heating due to the Palaeogene volcanic activity and its related hydrothermal mineralization are clearly indicated (CSILLAG 1975). These effects are also demonstrated by the small apatite plates and crystals which have grown on the conodont elements (Plate II, Figures 2, 6). (The latter will be the subject of a forthcoming study.)

However, deformed conodonts of a ductile nature (Plate I, figures 1a–d) bear witness to an earlier regional dynamothermal metamorphic event, probably similar to that recorded in the Bükk Mts (ÁRKAI et al. 1995, SUDAR & KOVÁCS 2006).

Keywords: Upper Triassic, Conodonta, Recsk ore-field, Darnó Hill, North Hungary

Összefoglalás

Dolgozatunkban egyes recski mélyszinti fúrások, valamint a Recsk–II. akna anyagán elvégzett Conodonta-biosztratigráfiai vizsgálatok eredményeit foglaljuk össze. Az előkerült Conodonták a tanulmányozott képződmények karni, nori és rhaeti korát bizonyítják.

A Recsk Rm–58 és az Rm–79 jelű fúrások, valamint a Recsk–II. akna, szürke, tűzkövesmész-kő-összlete az ismertté vált adatok alapján min. késő-karni–kora-rhaeti korú és megfelel a Bükki parautochton egység Felsőtárkányi Mész-kő Formációjának. Az Rm–58 fúrásból deformált Conodonták is előkerültek; ez a tény szintén a Bükk hegység egységeinek a recski aljzatabeli folytatását erősíti meg. Ugyanezen fúrás szelvényében tektonikus ismétlődés volt bizonyítható.

A legészakabbra mélyült Rm–118 fúrás a Mónosbéli-egység/-komplexumon belül egy nagyméretű, karni–nori korú Bódvalenkei–Hallstatti Mész-kő-blokkot (olisztotrimmát) harántolt, 85,8 m fúrású vastagságban. Ilyen típusú, mind a bükki, mind a dunántúli-középhegységi triászhoz képest egzotikus blokkokat a darnó-hegyi fúrások is feltártak; felszínén a legkeletebbi képviselőjük a Déli-Bükk középső részén (Kavicsos-kilátói alapszelvény) ismeretes.

Járulékos adatként megemlítendő, hogy a Darnói-egységből az Rm–136 fúrásban szürke mészkőből karni Conodonták kerültek elő; sajnos ugyanitt a bazalttal keveredő vörös, mikrites mészkő (peperites fácies) negatívnak bizonyult.

Az itt részletezett rétegtani adatok alapján is megerősíthető, hogy a recski paleogén vulkáni komplexum prekainozoos aljzataban a Bükk hegység egységei folytatódnak és hogy a Darnói-törés a prekainozoos aljzataban nem képez valódi nagyszerkezeti határt.

Tárgyszavak: felső-triász, Conodonta, Recsk mélyszint, Darnó-hegy Észak-Magyarország

Bevezetés

A recski paleogén ércmező részletes kutatása során az 1960-as 70-es években több mint száz (általában 1000–1200 m mélységű) mélyfúrás tárta fel a prekainozoos aljzatot (FÖLDESSY 1970, FÖLDESSY-NÉ JÁRÁNYI 1975, SZEBÉNYI 1992). A feltárt képződményeket a kutatók általánosságban „triász” korúnak tartották, de ez a besorolás biosztratigráfiai adatok híján csak korábbi bükki analógiákon (SCHRÉTER 1952, BALOGH 1964) alapult. Kivételt csak a KISS (1958) által felismert Galambos-tanya közeli ősmaradványos felső-perm mészkő jelentett. A kormegítélésben döntő áttörést a Radiolária-vizsgálatok eredményezték, amelyek mind triász, mind jura korú képződmények meglétét igazolták (DOSZTÁLY 1989, 1994; DE WEVER 1984; KOZUR 1991; DOSZTÁLY in JÓZSA et al. 1996; DOSZTÁLY & JÓZSA, 1992). Az első triász Conodonták 1980 táján az Rm–136 fúrásból (KOVÁCS S. gyűjtése, SZABÓ Imrével közösen), majd az 1980-as évek második felében a recski magraktár felszámolásakor a ZELENKÁ T. által gyűjtött mintákból (Rm–58 fúrás, Recsk–II. akna) kerültek elő. Az 1990-es években a rákóczi telepi magraktárba átkerült fúrások közül az Rm–79 és Rm–118 jelűekből végeztünk Conodontavizsgálatokat. Az eddig publikálatlan adatokat GECSE (2006) foglalta össze.



1. ábra. A recski terület (*R) helyzete a Cirkum-Pannon régióban (alaptérkép: HAAS et al. 2006)

1 – A mezozoikum során a Neotethys északi (európai) szegélyéhez kapcsolódó egységek, 2 – Neotethyális ofiolit komplexumok (felszíni előfordulások sötét árnyalattal kiemelve), 3 – Penninai és kapcsolódó (Csalhói–Szörényi) ofiolitkomplexumok 4 – Pieniny-szirtőv, 5 – Alp-kárpáti-fliszónák, 6 – A mezozoikum során a Neotethys „déli” (adriai-apuliai) szegélyéhez kapcsolódó egységek, 7 – Intraocéáni helyzetű egységek (Drina–Ivanjica)

Figure 1. Setting of Recsk area (*R) in the Circum-Pannonian region (base map: HAAS et al. 2006)

1 – Units related to the northern (European) margin of Neotethys during the Mesozoic, 2 – Neotethyan ophiolite complexes (surface occurrences marked in darker grey), 3 – Penninic and related (Ceahlau-Severin) ophiolite complexes, 4 – Pieniny Klippen Belt, 5 – Alpine-Carpathian flysch zones, 6 – Units related to the “southern” (Adriatic-Apulian) margin of Neotethys during the Mesozoic, 7 – Units of intraoceanic setting (Drina-Ivanjica)

Földtani helyzet

A Rákóczi telepre került recski fúrások újradokumentálása és újrafeldolgozása (JÓZSA et al. 1996) során kialakult kép szerint a recsk-mélyszerkezeti–darnó-hegyi terület prekainozoos aljzatában három tektonosztratigráfiai egység különül el (vö. HAAS & KOVÁCS 2001; DOSZTÁLY et al. 1998, 2002):

- Bükki parautochton egység (CSONTOS 1988, 1999 értelmében) legalul;
- Mónosbéli-egység (CSONTOS, op. cit. értelmében) vagy Mónosbéli-komplexum/formációcsoport (PELIKÁN 2005 értelmében) középtű;
- Darnói-egység (JÓZSA et al. 1996, HAAS & KOVÁCS 2001 és DOSZTÁLY et al. 2002 értelmében) legfelül. A három — kétségtelenül szorosan egymáshoz kapcsolódó — egység szerkezeti értelmezéséről megoszlanak a vélemények: taka-

rós (CSONTOS 1999, GULÁCSI szóbeli közlés); takarós, de nem feltétlenül nagy amplitúdójú áttolódásokkal (KOVÁCS et al. 2011); alapvetően autochton (PELIKÁN 2005). A különböző szerkezeti felfogások részletesebb ismertetése túlnő a jelen dolgozat keretein, ezért az alábbiakban a vizsgálati eredmények ismertetésénél csak általánosságban, mint (tektonosztratigráfiai) „egységekkel” foglalkozunk. Szükséges azonban a három elkülönített egység rövid jellemzése:

— *Bükki parautochton egység*: a Bükk hegység főtömegét képező, az allochton felfogásban „legelső helyzetű” egység, amelyet a változó mértékben (diagenetikustól az epizónáig) metamorfizált, erősen deformált, közismert felső-karbon–felső-jura rétegsor épít fel.

— *Mónosbéli-egység*: lejtő- és lejtőalji fáciesű üledékes összlet, amelyben agyagpala, kovapala és néha radiolarit „normál”/autochton üledékekbe (melyek maguk is gyakran disztális turbidit jelleget mutatnak) a gravitációs átülepítés különböző formáit (turbidit, olisztosztróma, olisztotrimma) mutató kőzetek (mészkkő, ritkábban homokkő, radiolarit, vulkanit) települnek. PELIKÁN P. felfogása szerint a Bükki parautochton legfiatalabb, késő-jura disztális turbidit jellegű Lökvolgyi Palából kifejlődő, felfelé durvuló (“*coarsening upward*”) összletként értelmezhető.

— *Darnói-egység*: bázisos magmatitok nagyobb méretű blokkjaival társuló, alárendeltebb mennyiségű abyszális üledékek (agyagpala, kovapala, radiolarit), amelyek a Radiolária-adatok szerint (DOSZTÁLY & JÓZSA 1992, DOSZTÁLY 1994) mind triász, mind jura korúak lehetnek.

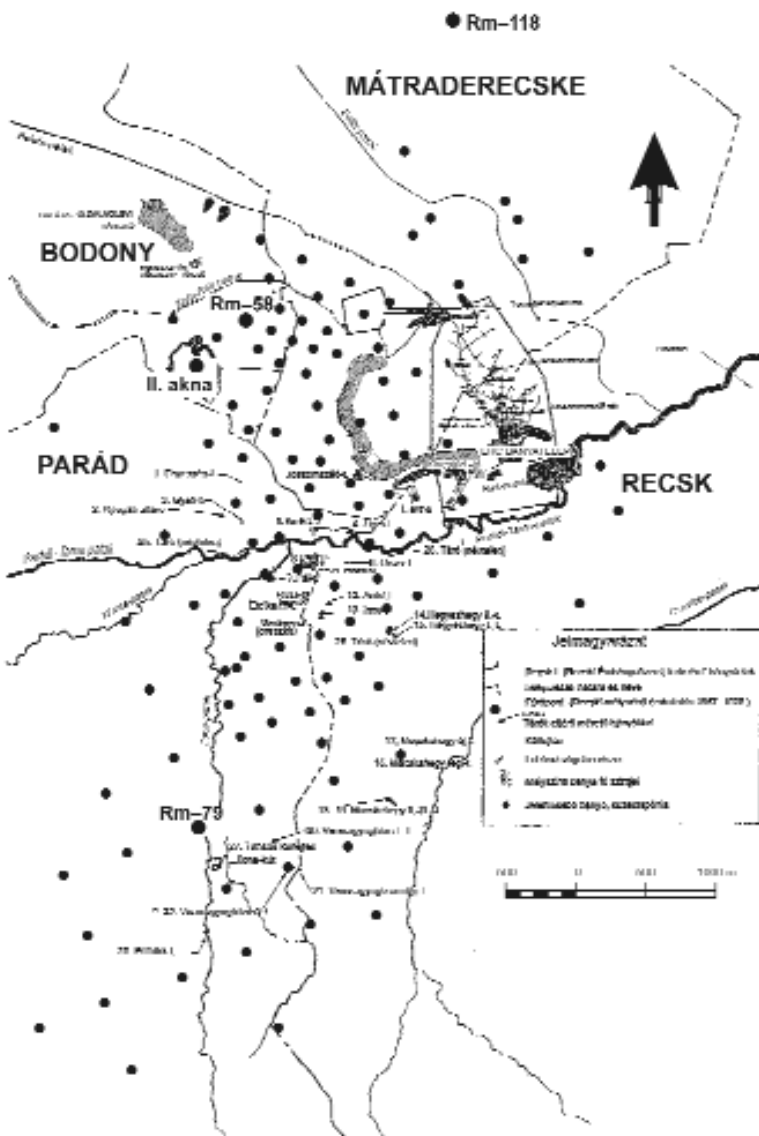
A Conodonta-biosztratigráfiai adatokat eredményező fúrások rétegsorai, ill. azok releváns szakaszai ezeken belül az alábbi egységekhez tartoznak:

— *Bükki PA*: Rm–58 és Rm–79 jelű fúrások, valamint a Recsk–II. akna;

Mónosbéli-egység: Rm–118 fúrás;

Darnói-egység: Rm–136 fúrás.

A vizsgált fúrások helyzetét a recsk–darnói területen belül a 2. ábra mutatja.



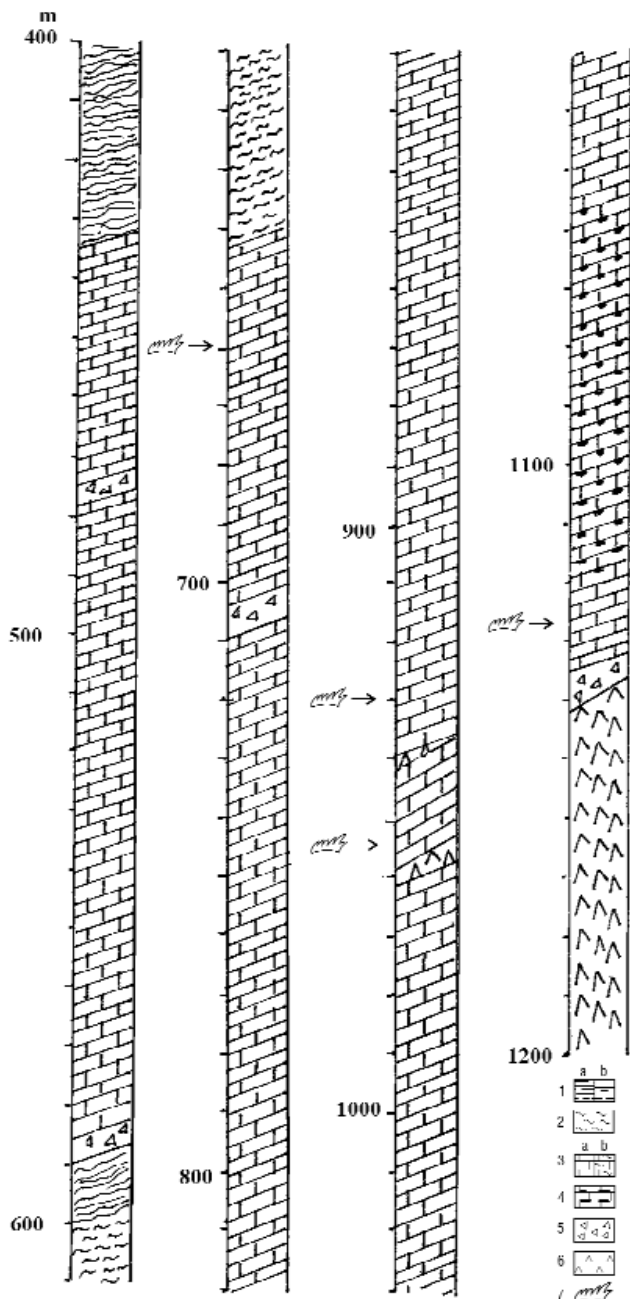
2. ábra. A vizsgált fúrások, ill. a Recsk–II. akna (vastagon kiemelve) elhelyezkedése a recski ércmezőben (alaptérkép: SZEBÉNYI 1992 után)

Figure 2. Location of the investigated boreholes, as well as of the Recsk–II shaft in the Recsk ore-field (base map: after SZEBÉNYI 1992)

Vizsgálati eredmények

Bükki parautochton egység

A Rm–58 jelű fúrás (3. ábra) — melynek maganyagát sajnos teljes egészében kiselejtezték — az eredeti dokumentáció szerint 387,9 m-ben érte el a prekainozoos aljzatot. 48,7 m fúrasi vastagságú, feltehetően jura időszerű, uralkodóan agyagpala kőzetanyagú összlet átharántolása után 436,6 m-ben érte el a szürke, részben tűzköves mészkőösszletet, amelyből 1141,2 m-ben jutott ki. Innét 1230,5



3. ábra. Az Rm-58 fúrás szelvénye (GECSE 2006, az eredeti dokumentáció felhasználásával) a Conodontára pozitív minták helyzetével

1 – agyapala, a: domináns, b: közbetelepülés; 2 – márga, márgapala; 3 – mikrites (3a), ill. agyagos (3b) mészkő; 4 – tűzköves mészkő; 5 – töréses, breccsás zóna; 6 – paleogén andezit, 7 – pozitív Conodonta minták helye

Figure 3. Section of the drill core Rm-58 (GECSE 2006, using the original documentation), with position of the samples positive for conodonts

1 – shale, a: dominant, b: intercalation; 2 – marl, marly shale; 3 – micritic limestone (3a), marly limestone (3b); 4 – cherty limestone; 5 – strongly fractured/brecciated zone; 6 – Palaeogene andesite, 7 – samples positive for conodonts

m-ig biztosan andezitben (paleogén?), haladt, majd 1321,0 m-ben andezites vulkáni üledékes összetételben állt le. A mészkőösszleten belül 590,0–641,0 m között szintén agyapala–márgapala (jura?) rétegsort fűrt. A Conodontakorok alapján (lásd alább) 953,0 m és 1125,0 m között a mészkőösszleten belül valahol tektonikus ismétlődésnek kell lennie.

657,0 m:

Gondolella steinbergensis MOSHER 2 pld
Neospathodus hernsteini MOSTLER 2 pld
Neospathodus posthernsteini (KOZUR & MOCK) 2 pld
 Kor: kora-rhaeti

928,0 m:

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF. 10 pld
Gondolella nodosa (HAYASHI) 2 pld
 Kor: késő-karni (tuvali-2b–3b; *G. nodosa* intervallum-zóna).

953,0 m:

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF. 12 pld
Gondolella nodosa (HAYASHI) 2 pld
 Kor: késő-karni (tuvali-2b–3b; *G. nodosa* intervallum-zóna).

1125,0 m:

Metapolygnathus abneptis abneptis (HAYASHI) 3 pld
Metapolygnathus abneptis triangularis (BUDUROV) 7 pld
 Kor: kora-nori (laci-2, *M. abneptis* intervallum-zóna)

Az Rm-79 jelű fúrás (4. ábra): eocén mészkő és bázis-breccsa alatt 435,0 m-ben érte el a prekainozoos aljzatot és 476,0 m-ig feltehetően jura időszaki agyapala–márgapala rétegsort fűrt. Ez alatt 744,0 m-ig szürke, tűzköves, mikrites mészkő összetételben haladt, amelyet több andezittelér szel át. Itt egy kb. 70°-os dőlésű vetővel elválasztva ugyanennek a mészkőnek termális metamorfózis hatására márvánnyá átalakult, szkarnos ércesedési jelenségekben gazdag változatába jutott, amelyben 1101,8 m-ben állt le. Ezen belül valahol 928,5 m és ?1013 m között (Rákóczitelepre sajnos csak a 944,0 m-től ?998 m-ig terjedő szakasz került át) ugyancsak szkarnos jelenségeket mutató kovapala-/kvarciszint különül el. A vizsgált 13 minta közül 3 volt Conodontára pozitív. A Conodonta-korok alapján a rétegsorban tektonikus ismétlődés tételezhető fel.

665,0–665,8 m:

Metapolygnathus abneptis abneptis (HAYASHI) 3 pld
Metapolygnathus abneptis triangularis (BUDUROV) 2 pld
 Kor: kora-nori (laci-2?, *M. abneptis* intervallum-zóna?).

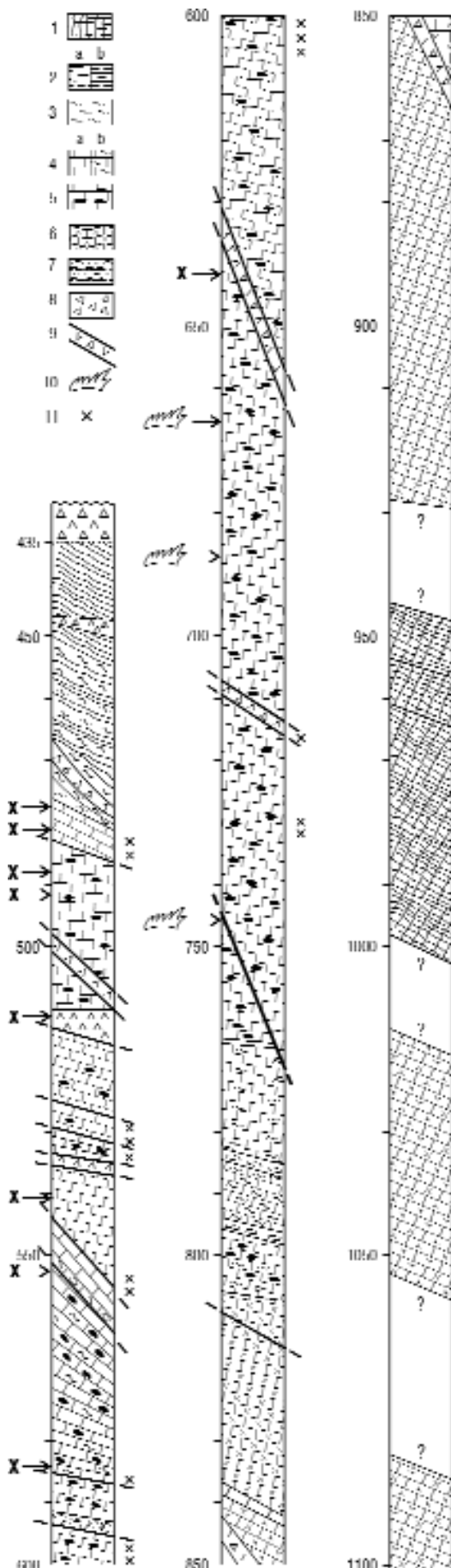
687,00–687,40 m:

Metapolygnathus abneptis abneptis (HAYASHI) 6 pld
Metapolygnathus abneptis triangularis (BUDUROV) 2 pld
Metapolygnathus posterus (KOZUR) 1 pld
 Kor: kora-nori (laci-3, *G. posterus* intervallum-zóna).

745,0–745,5 m:

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF. 5 pld
Gondolella nodosa (HAYASHI) 4 pld
 Kor: késő-karni (tuvali 2b–3a, *G. nodosa* intervallum-zóna).

A Recsk-II. akna mélyítése során szürke, részben tűzköves mészkőösszletet tártak fel. Az ebből a kőzetből vett minták közül kettőből került elő Conodonta.



4. ábra. Az Rm-79 fúrás szelvénye (KOVÁCS, publikálatlan újradokumentáció) a vizsgált minták elhelyezkedésével

1 – kovapala (főként kékeszürke); 2 – agyapala, a: domináns, b: közbetelepülés; 3 – márga, márgapala; 4 – mikritis (4a), ill. agyagos (4b) mészkő; 5 – tűzköves mészkő; 6 – kristályos mészkő; 7 – debrit („mikroolisztostroma”); 8 – töréses, breccsás zóna; 9 – paleogén andezittelér, 10 – pozitív Conodonta minták helye; 11 – negatív Conodonta minták helye

Figure 4. Section of the drill core Rm-79 (KOVÁCS, unpublished new documentation), with position of the investigated samples

1 – siliceous shale (mainly bluish grey); 2 – shale, a: dominant, b: intercalation; 3 – marl, marly shale; 4 – micritic limestone (4a), marly limestone (4b); 5 – cherty limestone; 6 – recrystallized limestone; 7 – debris flow deposit („microolisztostrome”); 8 – strongly fractured/brecciated zone; 9 – Palaeogene andesite dyke, 10 – samples positive for conodonts; 11 – samples negative for conodonts

1071,0–1071,4 m, K-i fal, 261. fogás

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV 1 pld
Kor: karni általában.

1039,0–1043,0 m, D-i fal, 253. fogás

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV 8 pld
Gondolella nodosa (HAYASHI) 11 pld
Kor: felső-karni, tuvali-3a zóna.

Mónosbéli-egység

Az Rm-118 jelű fúrás (5. ábra) az eredeti dokumentáció alapján 314,2 m-ben érte el a prekainozoos aljzatot, de Rákóczi telepen csak a 388,5 m-től kezdődő szakasza található meg. Sajnos, 848,4 m-től lefelé ugyancsak hézagosan került át. 883,7–969,5 m között az eredeti dokumentáció szerint egy nagyméretű Bódvalenkei és Hallstatti Mészkő olisztotrimmát harántolt a jura agyapala–kovapala–karbonát–turbidit összetételben. Ebből a 936,1–965,1 m közötti szakasz található meg a Rákóczi telepi magraktárban. Az eredeti leírás szerint az 1102,1 m-es talpmélységig szintén a turbidites(?) agyapala–kovapala–mészkő összetételben haladt, ez a rész azonban teljes egészében hiányzik.

954,2–954,6 m:

Gondolella tadpole HAYASHI 2 pld
Gladigondolella-fogsorelemek +
Kor: kora-középső-karni

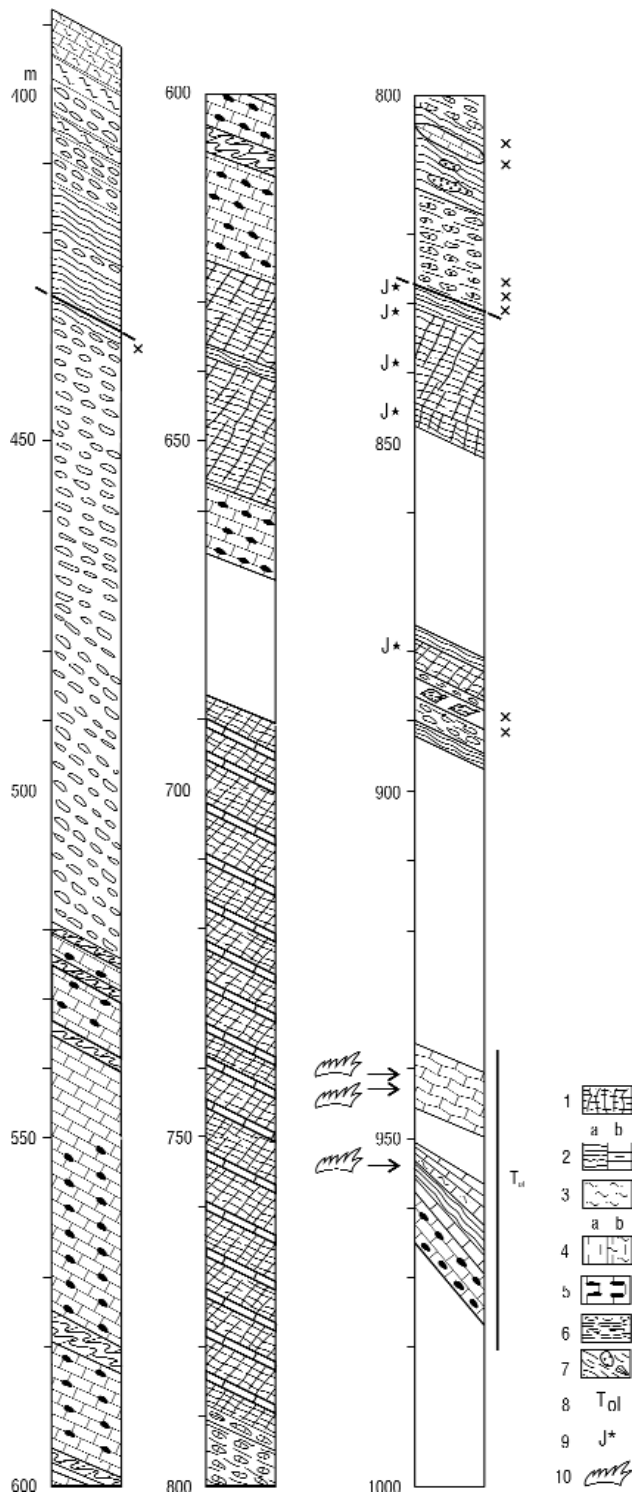
942,8–943,3 m:

Gondolella hallstattensis MOSHER 2 pld
Gondolella navicula HUCKRIEDE 6 pld
Gondolella steinbergensis MOSHER 6 pld
Metapolygnathus abneptis abneptis (HUCKRIEDE) 13 pld
Metapolygnathus abneptis triangularis (BUDUROV) 3 pld
Metapolygnathus posterus (KOZUR) 5 pld

Kor: kora-középső-nori (laci-3b–alaun-1) határintervallum, (a keveredést valószínűleg a 0,5 m hosszúságú mintavétel magyarázhatja).

941,8–942,0 m:

Gondolella navicula HUCKRIEDE 21 pld
Gondolella steinbergensis MOSHER 53 pld
Metapolygnathus abneptis abneptis (HUCKRIEDE) 3 pld
Metapolygnathus abneptis triangularis (BUDUROV) 4 pld



5. ábra. Az Rm-118 fúrás szelvénye a conodontára pozitív minták helyzetével. (KOVÁCS, publikálatlan újradokumentáció)

1 – kovapala (főként kékesszürke); 2 – agyapala, a: domináns, b: közbetepülés; 3 – márga, márgapala; 4 – mikrites (4a), ill. agyagos (4b) mészkő; 5 – tűzköves mészkő; 6 – debrit („mikroolistosztroma”); 7 – erősen nyírt zóna, 8 – triász olistolit; 9 – jura radiolaria adat 10 – pozitív conodonta minták helye

Figure 5. Section of the drill core Rm-118 (KOVÁCS, unpublished new documentation), with position of the samples positive for conodonts

1 – siliceous shale (mainly bluish grey); 2 – shale, a: dominant, b: intercalation; 3 – marl, marly shale; 4 – micritic limestone (4a), marly limestone (4b); 5 – cherty limestone; 6 – debris flow deposit (“microolistostrome”); 7 – strongly sheared zone (“tectonite”), 8 – Triassic olistolith; 9 – Jurassic radiolarian data; 10 – samples positive for conodonts

Metapolygnathus posterus (KOZUR) 19 pld

Kor: középső-nori (alaun-1)

Darnói-egység

Az Rm-136 jelű. fúrásból (6. ábra) még 1980-ban öt mintát vizsgáltunk a 352,35 m-től a 380,70 m-ig terjedő szakaszból. Sajnos, a bazalttal keveredett vörös, mikrites mészkőből vett mindhárom minta — melyek lényegesen lettek volna a vulkanizmus korának datálásához — Conodontára negatívnak bizonyult.

378,0–378,4 m (szürke, márgás mészkő):

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV

Gondolella foliata foliata (BUDUROV)

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)

Kor: kora-középső-karni (cordevolei–juli)

380,5–380,7 m (szürke, márgás mészkő intraformációs breccsa):

Gondolella cf. *auriformis* KOVÁCS

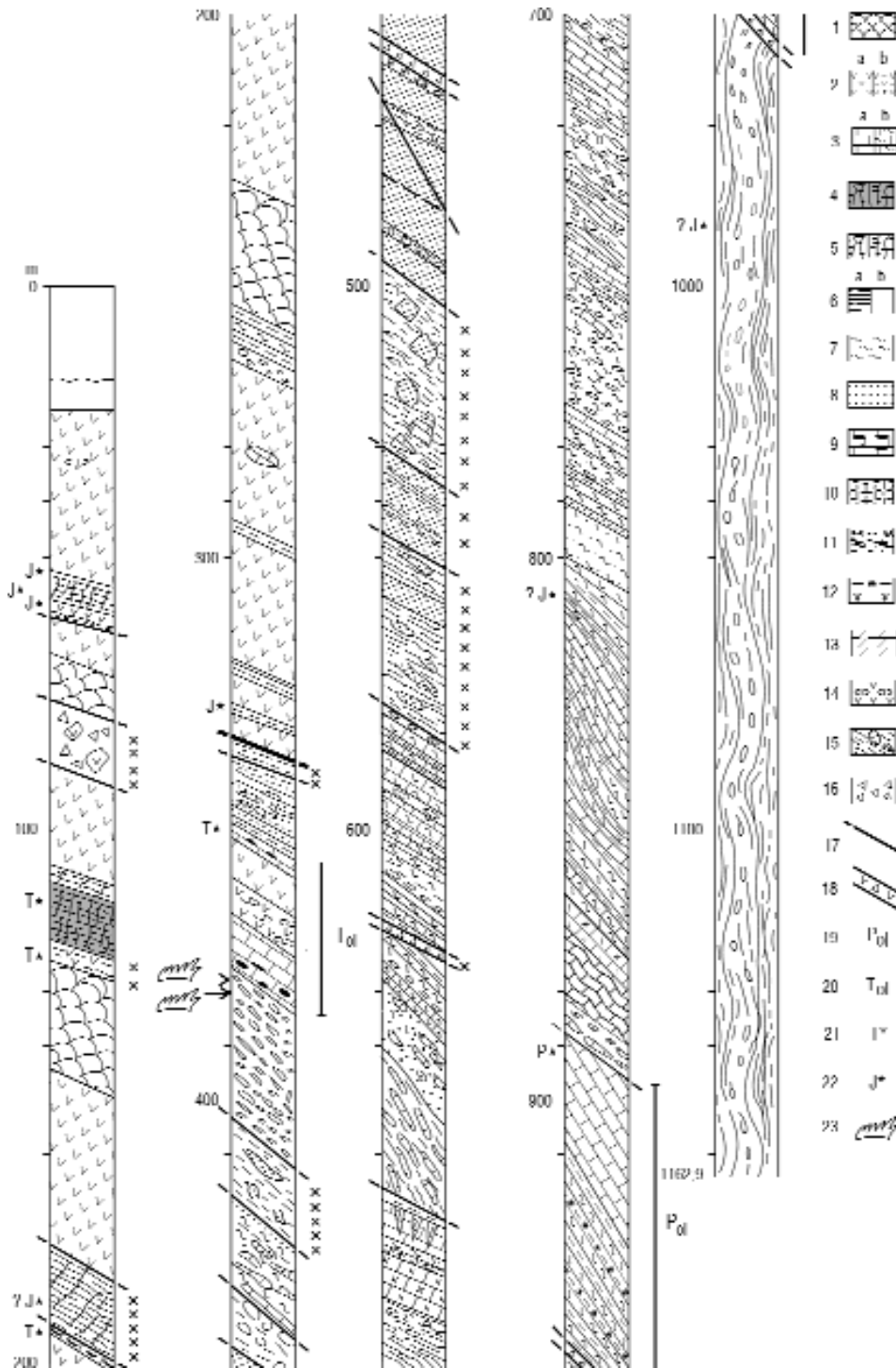
Kor: középső-karni (juli)?

Saját vizsgálataink mellett megemlítendő, hogy KOZUR (1991, p. 116–117, 1. tábla) is közölt triász Conodontákat a Darnó-hegyről, a Dallapusztától felfelé ÉK-felé irányuló Szőlőköz-völgyből (név: a helyi lakosok közlése szerint; az idézett publikációban mint „Kovapala-völgy” szerepel): ?felső-anisusi–ladin *Gondolella excelsa* (= *G. fueloepi*?) és *Gladigondolella tethydis* „hólyagos bazalt betelepüléseket tartalmazó vörös mészkőből”, valamint felső-karni *Gondolella polygnathiformis* és *G. „carpathica”* vörös radiolaritból.

Következtetések

A Conodonta-adatok alapján is levonható az a következtetés, hogy a recski ércmező prekainozoos aljzatában a Bükki parautochton és a Mónosbéli-egység folytatódnak (függetlenül az utóbbi takaró vagy nem takaró voltától). A karni–raeti Felsőtárkányi Mészkő Formáció mellett elvileg ugyan számításba jöhetne a Dunántúli-középhegységi-egység K-i végének hasonló korú, szintén szürke, tűzköves Csővári Mészkő Formációja is, azonban az Rm-58 fúrásból előkerült deformált Conodonták (I. tábla, 1a–d, 2., 3. és 4. kép) egyértelműen a metamorf Bükki-egységre utalnak. Ugyanezen fúrás rétegsorában ismétlődés volt megállapítható: a karni rétegek alatti helyzetben nori rétegek található (lásd fentebb és a 3. ábrán). A Recsk–II. akna mélyítése során ZELENKA T. megfigyelése szerint, a –700 m-es szinten egy közel vízszintes áttolódási zónát harántoltak, melynek frontja a szubvulkáni test felé, azaz DK felé, emelkedett a vágat hosszában.

Az Rm-118 fúrás Bódvalenkei–Hallstatti Mészkő-blokkja is teljesen idegen a Dunántúli-középhegységi-egységtől. Az Rm-18 fúrás által feltárt vörös mészkő (lásd



6. ábra. Az Rm-136 fúrás szelvénye (KOVÁCS & JÓZSA, in JÓZSA et al. 1996) a conodontára pozitív minták helyzetével
 1 – párnaláva; a: nem hólyagüreges, b: hólyagüreges; 2 – tömeges bazaltláva, a: nem hólyagüreges, b: hólyagüreges; 3 – mikritis (a), ill. agyagos (b) mészkő, 4 – vörös, pelágikus agyagkő (agyagpala) és vörös radiolarit; 5 – kovapala (főként kékesszürke); 6 – agyagpala, a: domináns, b: közbetelepülés; 7 – márga, márgapala; 8 – homokkő; 9 – tűzköves mészkő; 10 – kristályos mészkő; 11 – debrit („mikroolisztosztróma”); 12 – evaporit; 13 – tűzköves mészkő vagy radiolarit zárvány bazaltban; 14 – erősen nyírt zóna; 15 – törésszerű, breccsás zóna; 16 – törés; 17 – andezit telér; 18 – perm-olisztolit; 19 – triász olisztolit; 20 – triász Radiolaria adat; 21 – jura Radiolaria adat; 22 – pozitív Conodonta minták helye; 23 – negatív Conodonta minták helye

Figure 6. Section of the drill core Rm-136 (KOVÁCS & JÓZSA, in JÓZSA et al. 1996), with position of the samples positive for conodonts

1 – pillow lava, a: without amygdals, b: with amygdals; 2 – massive basalt, b: without amygdals, b: with amygdals; 3 – micritic limestone (a), marly limestone (b); 4 – red, pelagic mudstone (“shale”) and radiolarite; 5 – siliceous shale (mainly bluish grey); 6 – shale, a: dominant, b: intercalation; 7 – marl, marly shale; 8 – sandstone; 9 – cherty limestone; 10 – recrystallized limestone; 11 – debris flow deposit (“microolistostrome”); 12 – evaporite; 13 – cherty limestone or radiolarite inclusion in basalt; 14 – strongly sheared zone (“tectonite”); 15 – strongly fractured/brecciated zone; 16 – fault; 17 – Palaeogene andesite dyke in Mesozoic sediments; 18 – Permian olistolith; 19 – Triassic olistolith; 20 – Triassic radiolarian data; 21 – Jurassic radiolarian data; 22 – samples positive for conodonts; 23 – samples negative for conodonts

ZELENKA et al. 1983a, b) is hasonlóan triász Hallstatti Mész-kő-blokkot képviselhet a Mónosbéli-egységen belül, azonban a fúrást kiselejtezték, így már nem vizsgálható. Ilyen blokkok (olisztotrimmák) általában jellemzőek a Mónosbéli-egységre, mint azt a darnó-hegyi fúrások is feltárták (DIMITRIJEVIĆ et al. 2003, KOVÁCS et al. 2011). K-felé legtovábbi előfordulásuk a Déli-Bükkben a Kavicsoskilátói alapszelvényben található (DIMITRIJEVIĆ et al. 2003, p. 18, II/4. ábra; PELIKÁN 2005, p. 265, XIII/6. ábra).

Teljes mértékben megerősíthető tehát ZELENKA et al. (1983a, b) megállapítása, miszerint a Darnó-vonal a prekainozoos aljzatban nem képez nagyszerkezeti határt. Megjegyzendő viszont, hogy a Darnó-hegy felső egysége, a Darnói-egység magmás képződményei nem terjednek át a

Darnó-vonal ÉNy-i oldalára, viszont a vörös mészkövek és radiolaritok igen (lásd Rm–118 fúrás).

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat a T 47127, a T 37581 és K 61872 sz. OTKA-pályázatok támogatásával készült. Köszönetünk illeti KÁKAY-SZABÓ Orsolyát az elektronmikroszkópos felvételek, SIMONYI Dezsőt a fotótáblák és SZOLDÁN Károlyt a fúrási szelvények elkészítéséért. Köszönet illeti HÍVESNÉ VELLEDETS Felicitást és LESS Györgyöt az alapos lektori észrevételekért.

Irodalom — References

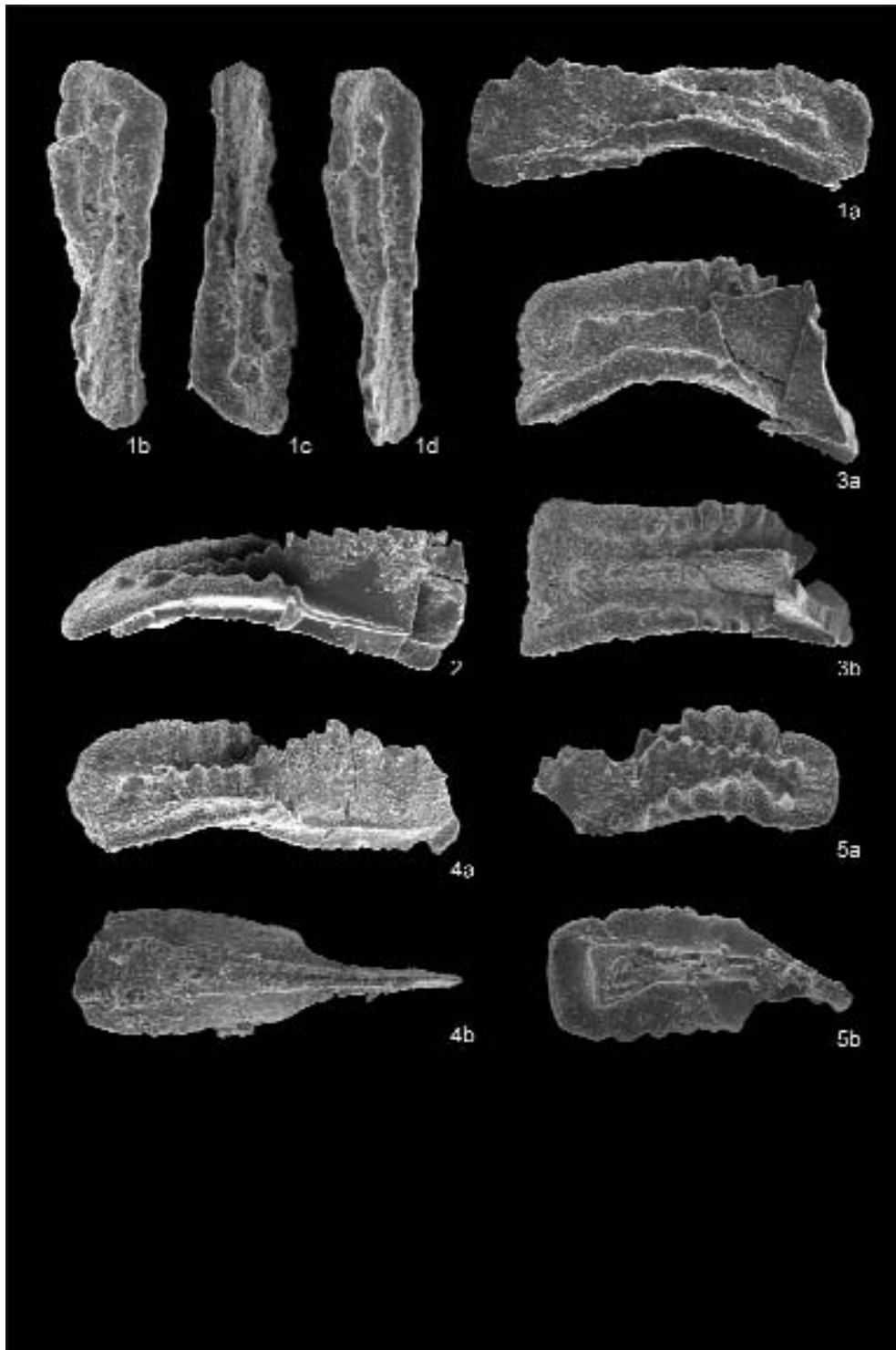
- ÁRKAI, P., BALOGH, KAD. & DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* **84**, 334–344.
- BALLA, Z., BAKSA, CS., FÖLDESSY, J., HAVAS, L. & SZABÓ, I. 1980: The tectonic setting of ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). — *Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica* **31/4**, 465–493.
- BALLA Z., BAKSA CS., FÖLDESSY J., HAVAS L. & SZABÓ, I. 1981: Mezozoós óceáni litoszféra maradványok a Bükk-hegység délnyugati részén. — *Általános Földtani Szemle* **16**, 35–88.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48/2**, 719 p.
- CSILLAG J. 1975: A recski terület magmás hatásra átalakult képződményei. — *Földtani Közlöny* **105/Suppl.**, 646–671.
- CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes: le massif du Bükk (Nord-est de la Hongrie). — *Thèse de Doctorat*, Université de Lille, No. 250, 327 p.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. — *Földtani Közlöny* **129/4**, 611–651.
- DE WEVER, P. 1984: Triassic radiolarians from the Darnó area. (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 295–306.
- DIMITRIJEVIĆ, M. N., DIMITRIJEVIĆ, M. D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., LESS, GY. & PELIKÁN, P. 2003: Olistostrome/mélanges — an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and NE Hungary. — *Slovak Geological Magazine* **9/1**, 3–21.
- DOSZTÁLY, L. 1989: Triassic radiolarians from Dallapuszta (Mount Darnó, N Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról*, **II**, 193–201.
- DOSZTÁLY L. 1994: Mezozoós Radiolária vizsgálatok Észak-Magyarországon. — *Kézirat, Egyetemi doktori értekezés* 88 p., 3 tábla.
- DOSZTÁLY, L. & JÓZSA, S. 1992: Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar data. — *Acta Geologica Hungarica* **35/4**, 371–393.
- DOSZTÁLY L., GULÁCSI Z. & KOVÁCS S. 1998: Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol Rt. & MÁFI Kiadvány, Budapest, 309–318.
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P. & PÉRO, CS. 2002: North-East Hungary. 1st Day Programme, Post-Congress Excursion C. — In: VOZÁR, J., VOJTKO, R. & SLIVA, L. (eds.): *Guide to Geological Excursions, XVIIth Carpathian-Balkan Geological Association* Bratislava, Slovak Republic, 104–117.
- FÖLDESSY J. 1970: A Darnó-hegyi bázisos magmás kőzetek ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE.
- FÖLDESSY, J. 1975: Petrological study of a diabase-spilite magmatic rock suite, Darnó-hegy, (Sirok, Hungary). — *Proceedings of Xth Congress of Carpatho-Balkan Geological Association*, GÜDS Bratislava, 55–64.
- FÖLDESSY J. 1975: A recsk mélyszinti alaphegységi üledékes képződmények. — *Földtani Közlöny* **105/Suppl.**, 598–611.
- GECSE Zs. 2006: A Darnó-hegy mezozoós képződményei és környékének triász conodontái. — Szakdolgozat, Eszterházy Károly Tanárképző Főiskola, Földrajz-Tanszék, 58 p.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I. & PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/2**, 125–163.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. 2001: The Dinaridic-Alpine connection — as seen from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 345–362.
- JÓZSA S. 1999: A Darnó-hegyi óceánaljzati magmás kőzetek petrológiai-geokémiai vizsgálata. — *Egyetemi Doktori Értekezés*, ELTE, TTK, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 172 p.
- JÓZSA, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z. & KOVÁCS, S. 1996: Ophiolites of Szarvaskő, Darnó Hill and Bódva Valley. — *Excursion guide IGCP [International Geological Correlation Programme] 369. Workshop of rift magmatism, Budapest*, p. 16.
- JÓZSA S. & KOVÁCS S. 2004: Darnói és Szarvaskői Komplexumok. — In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország geológiája. Triász*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 184–190.

- KISS J. 1958: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnó-hegyen. — *Földtani Közlemény* **88/1**, 27–41.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., OZSVÁRT, P., PALINKAŠ, L. A., KISS, G., MOLNÁR, F., JÓZSA, S. & KÖVÉR, SZ. 2011: Re-evaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparisons with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides — preliminary data. — *Central European Geology* **53/2–3**, 205–231.
- KOZUR, H. 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **87/1–4**, 109–135.
- PELIKÁN P. (szerk.) 2005: *A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
- SUDAR, M. & KOVÁCS, S. 2006: Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated beneath ophiolite complexes: Kopaonik Mountain (Serbia) and Bükk Mountains (NE Hungary) — a preliminary comparison. — *Geologica Carpathica Clays Abstract* **57/3**, 157–176.
- SCHRÉTER Z. 1952: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1948-ról*, 111–119, 2 térképmelléklet.
- SZEBÉNYI G. 1992: Ércbányászati eredetű környezetföldtani tényezők és veszélyforrások Recsk–Parádfürdő térségében. — *Földtani Kutatás* **39/2**, 28–34.
- ZELENKA, T., BAKSA, CS., BALLA, Z., FÖLDESSY, J. & FÖLDESSY-JÁRÁNYI, K. 1983a: The role of the Darnó Line in the basement structure of Northeastern Hungary. — *Geologický Zborník — Geologica Carpathica* **34/1**, 53–69.
- ZELENKA T., BAKSA CS., BALLA Z., FÖLDESSY J. & FÖLDESSY-NÉ JÁRÁNYI K. 1983b: Mezozoós ősföldrajzi határ-e a Darnó-vonal? — *Földtani Közlemény* **113**, 27–37.
- Kézirat beérkezett: 2011. 08. 23.

I. tábla — Plate I

- 1a–d kép — *Figure 1a–d. Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV
Rm–58fúrás, 928,0 m — *Borehole Rm–58, 928.0m*
Képlékenyen deformált példány: a platform és a carina ellentétes irányba csavarodtak.—*Ductilely deformed specimen: the platform and the carina are rotated in opposite direction.*
1a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
1b–d. A deformációt különböző szögből mutató felülnézetek. — *All upper view, showing the deformation at different angles*. N: 66×.
2. ábra — *Figure 2. Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, „*carpathica*” stádium — „*carpathica*” stage
Rm–79 fúrás, 745,0–745,5 m — *Borehole Rm–79, 745.0–745.5m.*
Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
A carina eleje repedezett, de a deformáció után egybecementálva maradt. — *Anterior part of the carina is fractured, but remained together due to cementation after deformation.*
3. ábra — *Figure 3. Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, „*carpathica*” stádium — „*carpathica*” stage
Rm–58 fúrás, 928,0 m — *Borehole Rm–58, 928.0m.*
Törésesen deformált példány; darabjai egyben maradtak a deformáció utáni cementáció révén. — *Brittle deformed, fractured specimen; pieces remained cemented together after deformation.*
3a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
3b. Felülnézet — *Upper view*, N: 66×.
4. ábra — *Figure 4. Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV
Rm–58 fúrás, 928,0 m — *Borehole Rm–58, 928.0m.*
A carina repedezett, de a deformáció után összecementálva maradt. — *The carina is fractured, but remained together after deformation due to cementation.*
4a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
4b. Alulnézet — *Lower view*, N: 66×.
5. ábra — *Figure 5. Gondolella nodosa* (HAYASHI)
Rm–79 fúrás, 745,0–745,5 m — *Borehole Rm–79, 745.0–745.5m.*
5a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
5b. Alulnézet — *Lower view*, N: 66×.

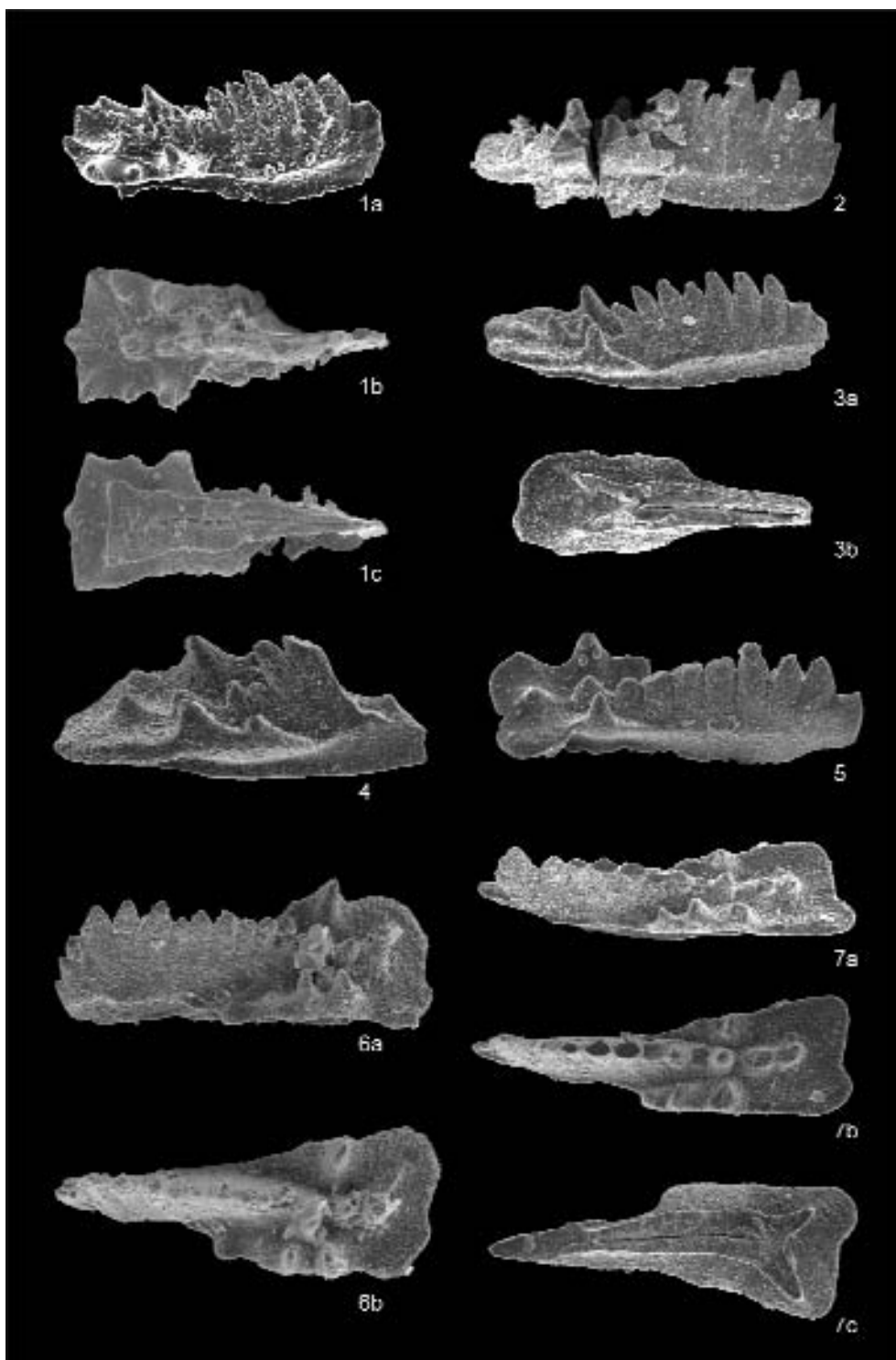
I. tábla — Plate I



II. tábla — Plate II

1. ábra — *Figure 1. Metapolygnathus abneptis triangularis* (BUDUROV)
Rm–79 fúrás, 687,0–687,4 m — *Borehole Rm–79, 687.0–687.4 m.*
1a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
1b. Felülnézet — *Upper view*, N: 66×.
1c. Alulnézet — *Lower view*, N: 66×.
2. ábra — *Figure 2. Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
Rm–79 fúrás, 687,0–687,4 m — *Borehole Rm–79, 687.0–687.4m.*
Repedezett, a platformrészen szétvált példány, termális hatásra keletkezett fennőtt apatitkristályokkal. — *Fractured, in the platform part broken specimen, overgrown by apatite crystals formed due to thermal effect.*
Felül-oldalnézet — *Upper-lateral view*, N: 60×.
3. ábra — *Figure 3. Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
Rm–79 fúrás, 687,0–687,4 m — *Borehole Rm–79, 687.0–687.4m.*
3a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
3b. Alulnézet — *Lower view*, N: 66×.
(Carina eleje letörött átragasztás közben. — *Anterior part of carina was broken during re-positioning.*)
4. ábra — *Figure 4. Metapolygnathus posterus* (KOZUR)
Rm. 79 fúrás 687,0–687,4 m — *Borehole Rm–79, 687.0–687.4m.*
A carina eleje letört. — *Anterior part of carina is broken.*
Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 100×.
5. ábra — *Figure 5. Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
Rm–118 fúrás, 942,8–943,3 m — *Borehole Rm–118, 942.8–943.3m.*
Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 86×.
6. ábra — *Figure 6. Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
Rm–79 fúrás, 687,0–687,4m — *Borehole Rm–79, 687.0–687.4m.*
A carina hátulsó részén termális hatásra keletkezett apatit-lemezek látszanak. — *In the posterior part of carina apatite plates formed due to thermal effect can be seen.*
6a. Oldal-felülnézet — *Lateral upper view*, N: 66×.
6b. Felülnézet — *Upper view*, N: 66×.
7. ábra — *Figure 7. Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE)
Rm–118 fúrás, 942,8–943,3 m — *Borehole Rm–118, 942.8–943.3m.*
7a. Felül-oldalnézet — *Upper lateral view*, N: 66×.
7b. Felülnézet — *Upper view*, N: 66×.
7c. Alulnézet — *Lower view*, N: 66×.

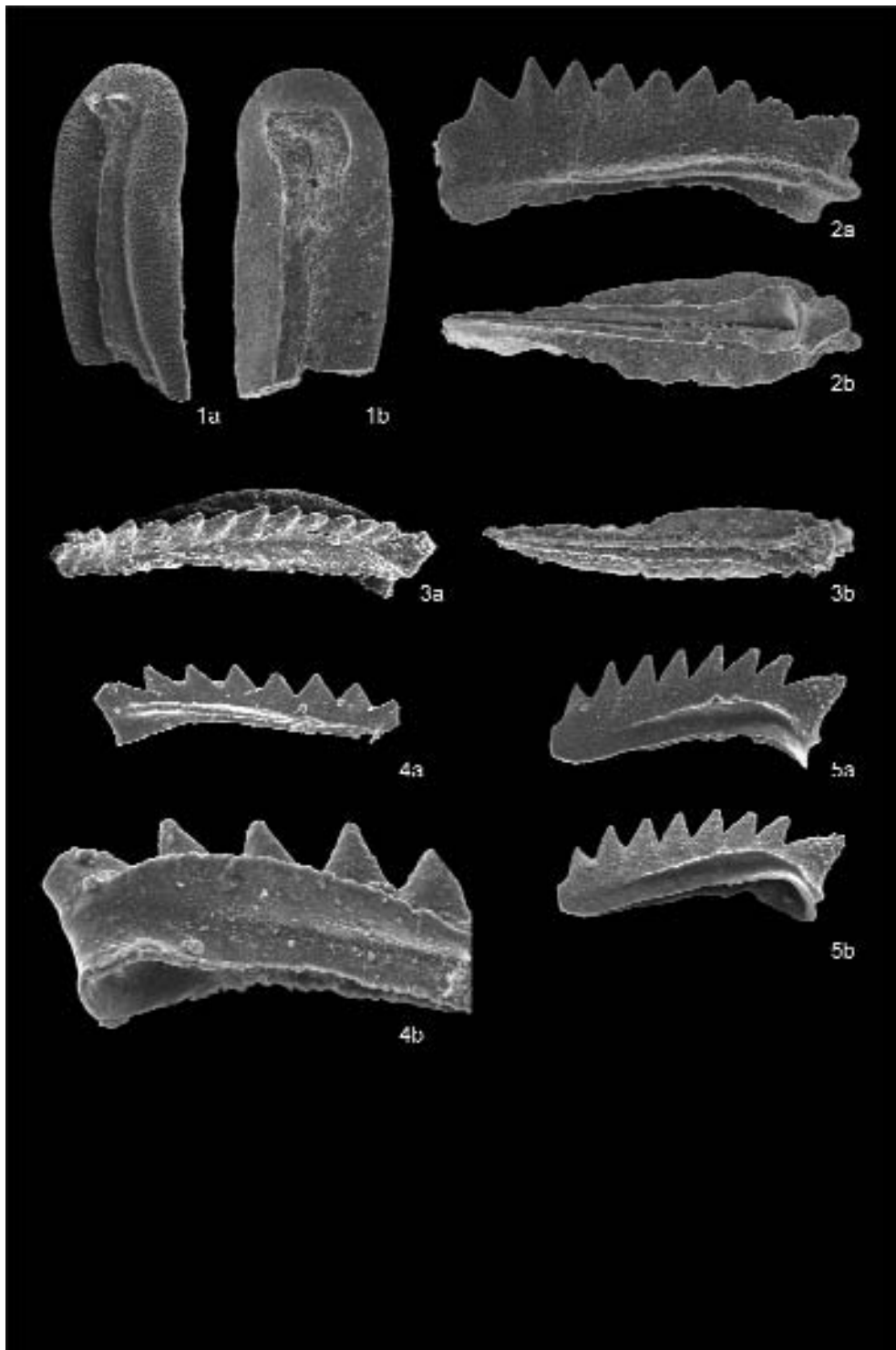
II. tábla — Plate II



III. tábla — Plate III

1. ábra — *Figure 1. Gondolella navicula* HUCKRIEDE
Rm–118 fúrás, 942,8–943,3 m — Borehole Rm–118, 942.8–943.3 m.
Töredék, csak a példány hátulsó része őrződött meg. — *Fragment, only the posterior half is preserved.*
1a. Oldal-felülnézet — *Lateral upper view*, N: 66×.
1b. Alulnézet — *Lower view*, N: 66×.
2. ábra — *Figure 2. Gondolella hallstattensis* (MOSHER)
Rm–118 fúrás, 942,8–943,3 m — Borehole Rm–118, 942.8–943.3 m.
2a. Oldalnézet — *Lateral view*, N: ~66×.
2b. Alulnézet — *Lower view*, N: ~66×.
3. ábra — *Figure 3. Gondolella steinbergensis* (MOSHER)
Rm–58 fúrás, 657,0 m — Borehole Rm–58, 657.0 m.
3a. Oldal-felülnézet — *Lateral upper view*, N: ~66×.
3b. Alulnézet — *Lower view*, N: ~66×.
4. ábra — *Figure 4. Gondolella steinbergensis* (MOSHER) juv.
Rm–118 fúrás, 942,8–943,3 m — Borehole Rm–118, 942.8–943.3 m.
4a. Oldalnézet — *Lateral view*, N: ~66×.
4b. Platformvég, alul-oldalnézet — *Posterior end, lower-lateral view*, N: ~66×.
5. ábra — *Figure 5. Gondolella hallstattensis* (MOSHER) juv.
Rm–118 fúrás, 942,8–943,3 m — Borehole Rm–118, 942.8–943.3 m.
5a. Oldalnézet — *Lateral view*, N: ~66×.
5b. Alul-oldalnézet — *Lower lateral view*, N: ~66×.

III. tábla — Plate III

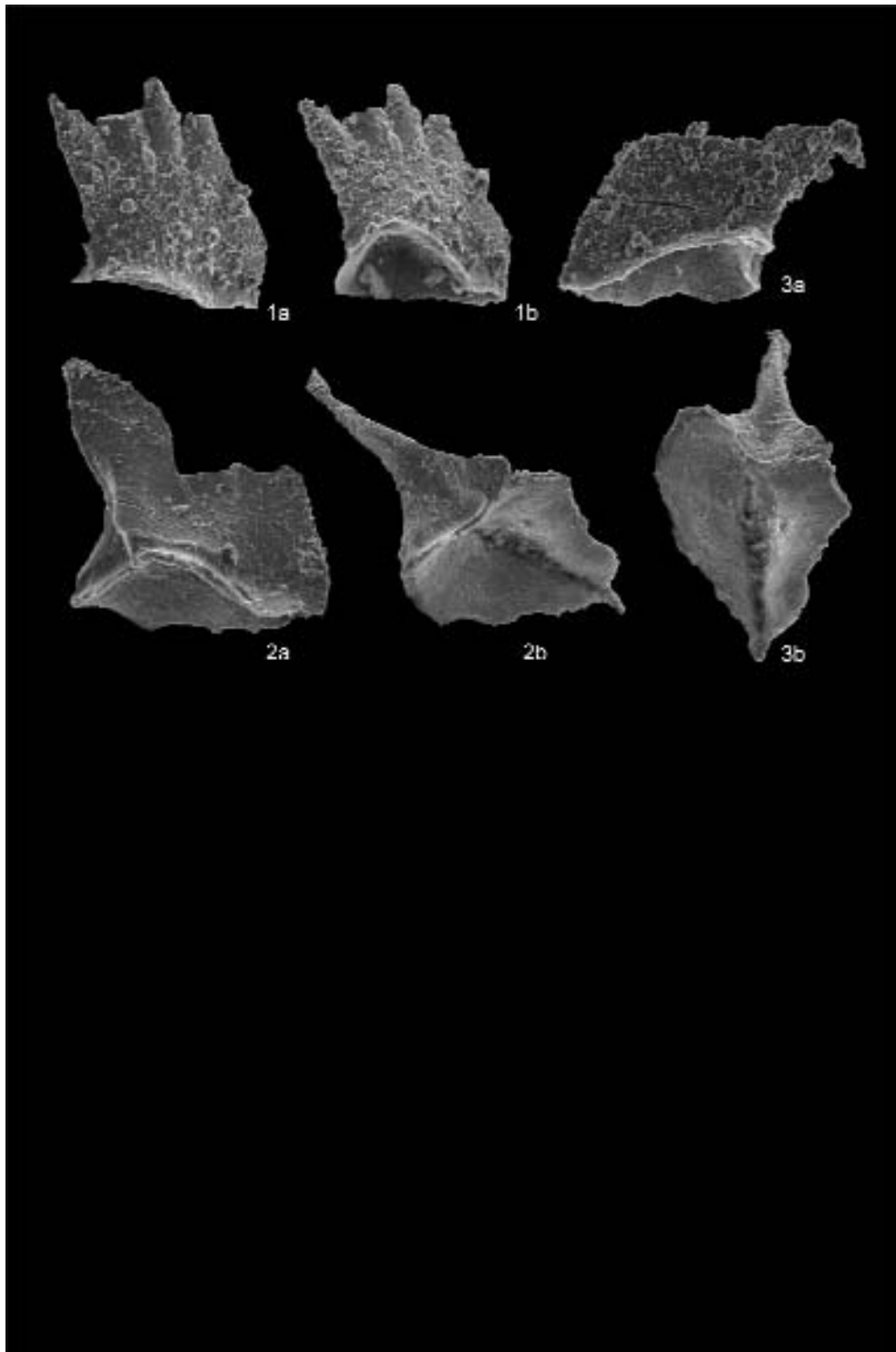


IV. tábla — Plate IV

1. ábra — Figure 1. *Neospathodus hernsteini* (MOSTLER)
Rm–58 fúrás, 657,0 m — Borehole Rm–58, 657.0m.
1a. Oldalnézet — Lateral view, N: ~66x.
1b. Alul-oldalnézet — Lower lateral view, N: ~66x.
2. ábra — Figure 2. *Neospathodus posthernsteini* (KOZUR et MOCK)
Rm–58 fúrás, 657,0 m — Borehole Rm–58, 657.0m.
2a. Alul-oldalnézet — Lower lateral view, N: ~66x.
2b. Alulnézet — Lower view, N: ~66x.
3. ábra — Figure 3. *Neospathodus posthernsteini* (KOZUR et MOCK)
Rm–58 fúrás, 657,0 m — Borehole Rm–58, 657.0m.
3a. Alul-oldalnézet — Lower lateral view, N: ~66x.
3b. Alulnézet — Lower view, N: ~66x.

Megjegyzés a 2–3. ábrához: Ezen jellegzetesen szív alakú bazális gödörrel rendelkező faj fellépése jelzi a rhaeti emelet kezdetét. —
Comment on Figures 2 and 3: The first occurrence of this species having a characteristically heart-shaped basal pit marks the beginning of Rhaetian stage.

IV. tábla — Plate IV



A magyarországi bentonitok keletkezési lehetőségeinek áttekintése

(A vonatkozó irodalmi és kéziratoss adatok, valamint saját megfigyeléseink alapján)

JÁMBOR Áron, KOVÁCS-PÁLFFY Péter, KÓNYA Péter

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14,
e-mail: kovacs.palfy.peter@gmail.com, konya.peter@mfgi.hu

Review of the genetic possibilities of Hungarian bentonites

(Based on the data of existing literature and manuscripts, and on observations gathered for the paper presented below)

Abstract

This paper presents details about the known bentonite occurrences in Hungary. The definition of bentonite is determined, as well as its main laboratory and industrial characteristics. The earlier known forms of the processes involved with bentonitization and their main base elements are also mentioned.

The genetic types of Hungarian bentonite occurrences are presented in detail and these are illustrated with examples. According to the investigations carried out for this study, 171 bentonite occurrences can be found in Hungary and these belong to thirteen genetic types.

Keywords: Hungary, bentonite, genetic types, pyroclastite, volcanism, geological ages

Összefoglalás

Dolgozatunkban a Magyarországon eddig megismert bentonit-előfordulásokat mutatjuk be. Meghatároztuk a bentonit fogalmát, annak laboratóriumi és ipari jellemzőit. Bemutattuk a bentonitosodás szakirodalomban eddig használt modelljeit és fontosabb alapelemeit.

Részletesen bemutatjuk a magyarországi bentonit-előfordulások általunk kialakított genetikai típusait, példákkal illusztrálva. Ennek megfelelően térképen és táblázatban tüntetjük fel a 171 lelőhely fontosabb adatait.

Kulcsszavak: Magyarország, bentonit, genetikai típusok, piroklasztit, vulkanizmus, földtani kor

Bevezetés

A bentonit elnevezés KNIGHT-tól származik (1898), aki a Wisconsin állambeli Fort Benton mellett a kréta üledékek közé települő különleges agyagkőzetet nevezte el így. Ez aztán a 20. század elején sok országban lassanként kiszorította az ösztönös geológia által már több mint két évezred óta meghonosított helyi neveket.

Hazánkban is régóta ismerték már ezt a kőzetet „fullerföld”, kallóföld, ványolóföld, derítőföld, csapóföld, szappanosföld, kővelő, esztonit stb néven.

A bentonit különleges, többnyire üledékes, ritkábban hidrotermális környezetben megjelenő kőzet, amelyet *terepen*, szabad szemmel, illetve kézi nagyítóval nagy (az 50%-ot

általában meghaladó) agyagfrakció (0,005 mm átmérőjűnél kisebb szemcse)-tartalma (és a bezáró összlet kőzeteitől eltérő színe) alapján lehet többé-kevésbé biztosan felismerni és megkülönböztetni a közönséges pelites kőzetektől, amelyek (majdnem mindig) durvább szemcseösszetételűek.

Ugyan a kaolinnak és a bauxitnak is hasonlóan nagy az agyagfrakció-tartalma, de előbbi fehér, utóbbi vörös színe, továbbá eltérő megjelenési környezetük segítségével szabad szemmel is többnyire elég megbízhatóan különíthetők el, mert a bentonitok általában halvány zöldesszürke színűek.

Sok esetben azonban a bentonit megbízható meghatározását csak röntgendiffrakciós, illetve termoanalitikai vizsgálat teszi lehetővé (NAGY 1954, FÖLDVÁRINÉ 1958, NEMECZ 1973).

Ipari szempontból bentonitnak az olyan agyagkőzetet nevezzük, amely egyrészt sok és nagyon kis szemcseeloszlású montmorillonit vagy rokon agyagásványt tartalmaz, és ennek következtében általában különleges tulajdonságokkal, mint derítőképesség, duzzadóképeség, kationcserélő képesség, nagy viszkozitás, kis vízleadás, jó peptizáció, nagy fajlagos felület, nagy nyerskötőképesség, ragasztóképesség, tixotróposság stb. rendelkezik. Ezek a sajátosságok azonban az esetek többségében (Ca- és Mg-bentonitok esetében) csak szódás vagy savas kezelés, aktiválás után teljesednek ki.

Láthatjuk tehát, hogy a bentonit kőzet terepi meghatározása a bányászat számára nem ad olyan megbízható alapot, mint a fekete kőszén, vagy a tömeges ércek. Csak laboratóriumi, vagy ipari minősítő vizsgálatok alapján lehet biztosan megállapítani, mi minősül bentonit nyersanyagnak, és mi meddőnek.

Hazai kutatástörténet

Magyarország gazdag bentonit-előfordulásokban, szinte az ország egész területén, a pleisztocén képződményektől egészen a triászig.

Hazánkban először SZABÓ (1879) a budatétényi szarmata, cerithiumos mészkőrétegek közé települő vékony „biotit-trachit tufa” rétegen figyelte meg, hogy az nagyrészt „zöldes agyaggá mállott”. Megfigyelését HOFMANN (1871) a budai-hegységi eocén tufa hasonló elagyagosodásának észlelése alapján megerősítette. Bár nyilvánvalóan felismerték, hogy különleges képződményekről van szó, külön közzétani nevet nem adtak nekik.

Ithon a bentonit kőzetelnevezést először SCHMIDT írta le 1933–1935-ben Csepel-szigeti fúrások szarmata képződményeiben (de csak 1939-ben publikálta!), majd VENDL M. 1937-ben deklarálta annak a fullerfölddel vagy a derítőfölddel azonos voltát, amelyet Budatétényben ezt megelőzően már hosszú ideje használhattak, hiszen Klein Elemér vállalkozó 1933-ban már foglalkozott a nagytétényi bentonit felkutatásával-bányászatával, majd itt 1937-ben derítőföld gyárat létesített a szarmata mészkőrétegek közötti bentonitbetelepülés felhasználására.

VENDL M. (1938a) egyidejűleg a fertőrákosi Lajta Mész-kőben is azonosított vékony bentonitbetelepüléseket.

VITÁLIS S. (1938f) az egyik salgótarjáni vízkutató fúrásban az alsó riolittufa agyagos elváltozását észlelte, de annak bentonitos voltát még nem állapította meg.

A Tokaji-hegységben először 1936-ban, a pirit- és kaolinkutatás közben ismerték fel a fullerföldet, majd 1937-ben feltárták egy komlóskai kutató vágatban (Máriatáró), aminek termelését mélyfúrás-, szappangyártási- és öntödei felhasználásra indították be (FRITS 1949, BARNA 1952a).

Pár évvel később Mádton feltárták a rátkai és később a koldui bentonit-előfordulásokat. Ez utóbbi bányákból az első bentonitszállítványok 1941-ben öntödei, 1942-ben, pedig szappantöltő anyag céljaira szolgáltak.

1938-ban a salgótarjáni Kőszénbánya Rt. kutatót a bándi Farkasóli-dűlőben (GEDEON 1949), majd 1939–1940-ban a Terrachemia vállalat több fúrást mélyített a bándi-medencebeli bentonit megkutatása céljából (BARNA 1952b).

Az istenmezei telep már 1922-ben is ismeretes volt, azonban szállítási problémák miatt elhanyagolták. Majd 1937–1938-ban Szentes Ferenc térképezte ezt a területet, és részletesen jellemezte (SZENTES (1943, 1947, 1956) az akkor még felső-oligocénnek tartott alsó-miocén (SZTANÓ & TARI 1993) bentonit-előfordulást.

A későbbiekben ez a telep Magyarország szükségletének és exportjának nagy részét (BARNA 1952a).

SZÉKYNÉ FUX (1948) Budapest-Kőbányán ismerte fel a budatétényivel azonos szintbeli szarmata bentonitot.

Az egész ország érdemi nyersanyagait bemutató számos tanulmány közül először SCHMIDT (1947) említette meg a bentonit budatétényi és a tokaji-hegységi lelőhelyeit.

Barna János kezdeményezésére 1949-ben megalakult a Bentonit Bizottság a hazai bentonitkutatás megtervezésére és ellenőrzésére.

A hazai bentonitok a múlt század ötvenes éveinek elején kerültek előtérbe. A szocialista nehézipar építéséhez erre a nyersanyagra is egyre nagyobb szükség lett. Annál is inkább, mivel a hazai felhasználók ezt megelőzően az USA-ból vásárolták azt, de az 1945–1990 közötti hidegháború időszakában gyakorlatilag lehetetlenné vált a beszerzése.

Az ekkoriban intenzívebbé váló földtani kutatások során, több helyen találtak bentonit-előfordulást hazánkban. DANK (1953) a Herend–Szentgáli-medence torton szentlepes összletéből ismertetett több szintben megjelenő bentonitbetelepüléseket. Ezzel egyidejűleg BEM (1953) a tokaji-hegységbeli komlóskai bentonit-előfordulásról számolt be, melyet aztán SZÉKYNÉ FUX (1957b) és KULCSÁR (1957) tovább vizsgáltak. Tolcsva környékén VARJÚ (1957) térképezett bentonitot.

BARNA (1956b) és BARTKÓ (1961–1962) megtalálták a Salgótarján környéki eggenburgi–ottnangi alsó-riolittufából képződött Na-bentonitot, továbbá BARNA (1956a) felismerte a felső-pannóniai összletben az első bazaltbentonitlencsákat a Bakony-hegységi Monostorapáti mellett, majd VÉGH (1961) a bándi, ódörögdi, várpalotai és herendi miocén lelőhelyekről adott rövid áttekintést. KÓKAY (1966) a bándi bentonit pontos (késő-badeni) korát határozta meg.

A mád–koldui (BARNA 1952a, b), végardói (FRITS 1959) és a komlóskai előfordulások jobb ismertségi foka eredményeképpen felfejlődött a bentonit bányászata és ipari feldolgozása is megindult.

A komlósi helvétai andezit hasadékaiból TOKODY 1955-ben hidrotermális genetikájú bentonitot írt le. Ez Magyarországon újdonságnak számított, elsősorban az irodalmi ismeretek hiányában. Ezideig hazánkban a bentonitok keletkezésére a halmirolízis elméletét fogadták el (VENDL 1937, 1938a, b; VITÁLIS I. 1937; SZÉKYNÉ FUX 1948).

SZÁDECZKY KARDOSS (1958) a korábbi irodalmi adatok alapján áttekintette a vulkáni kőzetek elváltozási folyamatát és rögzítette, hogy a bentonitok egyrészt halmirolitikusan,

másrészt posztvulkáni hidrotermális folyamatok hatására a vulkanitokból képződnek.

A halmirofizis (HUMMEL 1922) fogalmával kapcsolatban azonban megjegyzendő, hogy ez az elnevezés pontatlan, mert jelentése szerint csak a tengeri képződményeket foglalja magában. Sokkal átfogóbb NEMECZ (1973) hidrogenetikus fogalma, mert az egyaránt magában foglalja a vulkáni tufákból folyóvízi, tavi, csökkent sós vízi, normál sós vízi és hiperszalin körülmények között képződött bentonitokat.

Az alginít kutatások melléktermékeként fedezték fel a kemenesháti bazaltbentonit-telepeket (BENCE et al. 1979; SOLTI 1988, 1989), majd a Sajó-medencei (Sajóabony) szarmata bentonitok kőzetek kutatása is megkezdődött (PÜSPÖKI et al. 2005, 2008).

Kisebbségi előfordulásokat találtak Dél-Zalában (DANK 1962), a Keleti-Mecsekben (RAVASZNÉ BARANYAI 1962, 1964; FÖLDI 1966), a Mátyás-Zsámbéki-medencében (JÁMBOR 1977), a Nyugati-Mecsekben (CHIKÁN 1991, HORVÁTH et al. 1998), a Keleti-Mecsekben, a hidasi torton kőszéntelepes összetételben (HÁMOR G. 1970), Szirákon (HÁMOR T. 1992), a Borsodi-medencében (RADÓCZ 1969, PÜSPÖKI 2003), a budapesti Metró előkészítő fúrásaiban (BUBICS 1978, SZLABÓCZKY 1989, HALMAI 1974), a Mátrában (BÁRDOSY & HAJÓS 1963), Cinkotán (SZATMÁRI 1962).

A következő 25–30 év alatt a bentonit-perspektívák meghatározása érdekében bizonyos területeken, mint Erdőbénye–Sima és Pétervárasza környékén, új külfertéses művelésre alkalmas bentonittelep került megismerésre. Hasonlóképpen Egyházaskeszőn és Várkeszőn egy-egy maar kráterekhez kapcsolódó felső-pannóniai bentonit-előfordulást kutattak meg. A későbbiekben a fejlesztések eredményeképpen Rátka–Herceggövesen kvarcit- és bentonitbánya létesült (ZELENKA 1998, 2011).

A bentonitok kutatásának másik iránya a laboratóriumokban folyt. NAGY 1954-ben, először a Magyar Állami Földtani Intézetben, majd CSAJÁGHY et al. 1957-ben határozták meg több előfordulás (Istenmezeje, Bánd, Komlóska, Mád–Koldu) bentonitjainak montmorillonit-tartalmát röntgendiffrakciós, termoanalitikai és mikroszkópos módszerek együttes alkalmazásával, majd NEMECZ (1973) számos új kémiai és fizikai jellemzőit ismertette.

BARNA (1952a, b, 1956a, b, 1957, 1965–1966) a Bányászati Kutató Intézetben fontosabb bentonit-előfordulásaink sokoldalú rendszeres vizsgálatát végezte, hogy ezek felhasználhatósága minél többféleképpen váljon lehetővé. JUHÁSZ (1989) a kemenesháti bentonitok ipari alkalmazhatóságáról számolt be. ZELENKA & JUHÁSZ (1998) a magyarországi nemfémes ásványi nyersanyagok földtani és ásványelőkészítésének kutatásairól készített összefoglaló anyagot.

A sokféle vizsgálat eredményeként magas színvonalú terepi földtani összefoglalások születtek (MÁTYÁS 1966a, b, 1970, 1973, 1975; CSILLAG & ZELENKA 1989; ZELENKA 1994; SOLTI 1996 stb.) és az agyagásványok tulajdonságait és genetikáját összefoglaló művek láttak napvilágot (NEMECZ 1973, VICZIÁN 2010).

Az egész Kárpát-medence legfontosabb bentonit-előfordulásait KOVÁCS-PÁLFFY (1998) mutatta be, egyelőre még kéziratban lévő, a terepi és a laboratóriumi vizsgálataira egyaránt széleskörűen támaszkodó munkájában. A hazai előfordulások általános ásványtani, geokémiai, rétegtani és tektonikai helyzetét PÜSPÖKI et al. (2005, 2008) mutatták be.

A gazdasági szükségszerűség és a hazai bentonitok gazdag felhasználási lehetőségeinek felismerése nyomán több magyar szakember foglalkozott a bentonitok, sőt a kapcsolódó egyéb agyagásvány-telepek (kaolin, illit, beidellit, rectorit) keletkezésének kérdésével is (NEMECZ 1973; NEMECZ & VARJÚ 1963; VARJÚ 1964–66, 1966; MÁTYÁS 1966a, b, 1975; BENCE et al. 1979; SOLTI 1988; ZELENKA 1994).

Ami a bentonitok felhasználását illeti, hazánkban valószínűleg csak a 19. század második felében alkalmazták az ipari üzemek kis mennyiségben „fullerföldet” (bentonitot), elsősorban a textil- és az élelmiszeriparban. Az ipar fejlődésével és egyre sokrétűbbé válásával mind több területen fedezték fel ennek a különleges kőzetnek a sokoldalúságát.

A bentonit hasznos tulajdonságai lelőhelyenként eltérőek a szerkezeti felépítés, töltéseloszlás, a kationok milyensége, szemcseméret stb. különbözősége és változatossága folytán. A mindenkori alkalmazásnak legmegfelelőbb tulajdonság elérése érdekében a bentonitokat fizikai és vegyi feldolgozásnak vethetik alá. Ez az osztályozástól, szárítástól és őrléstől kezdve a savakkal, alkáli elemekkel és szerves anyagokkal történő aktiválásig terjedhet.

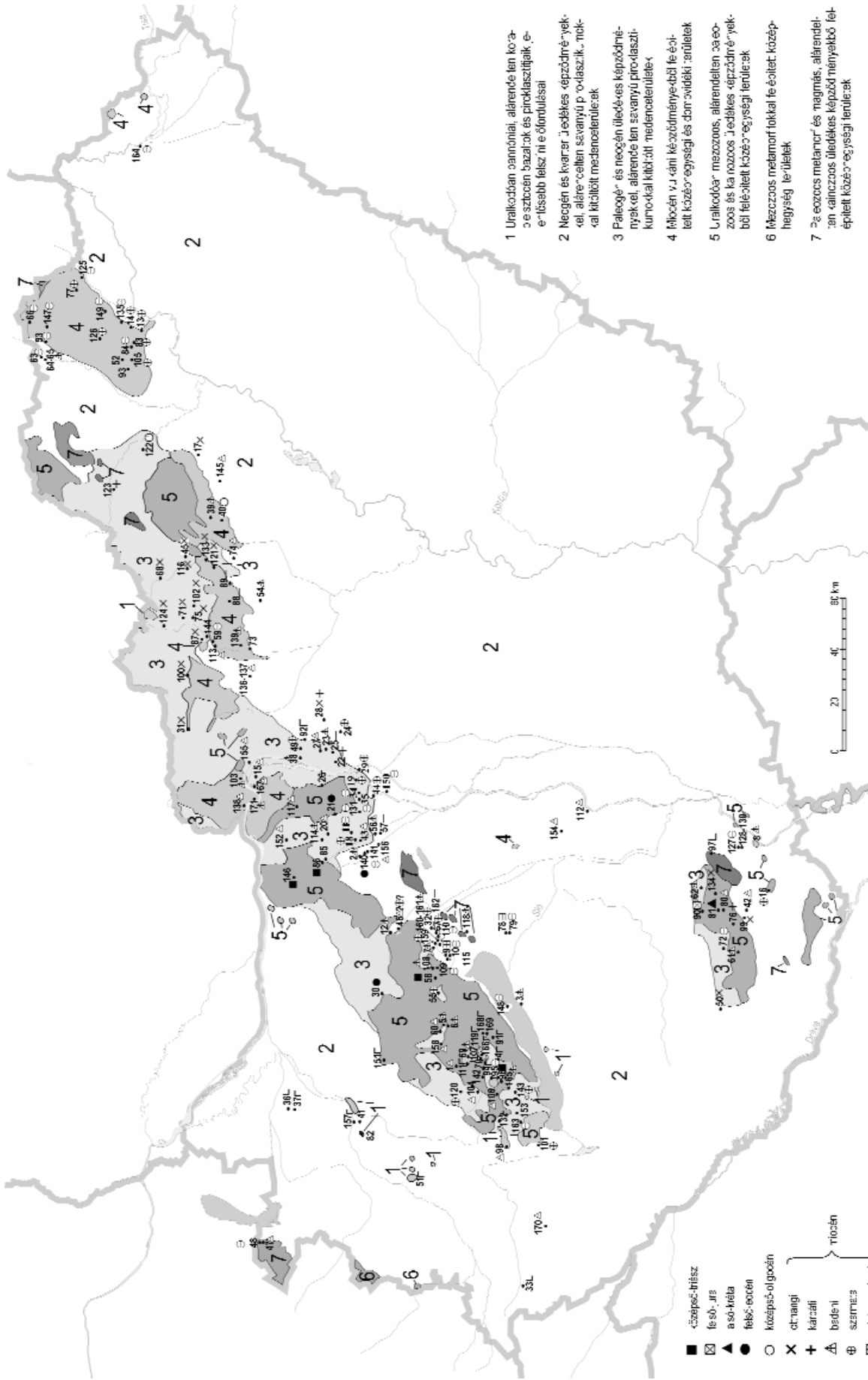
Az itthon termelt bentonitok fő felhasználási területei: öntődei, derítőföld, fúrási, vízépítési, talajjavítási, organofil és gyógyászati bentonit voltak (VARJÚ 1964b, 1966). Magyarországon a kitermelt bentonit mennyiség 90%-át három fontos területen alkalmazták: derítőföld, mélyfúrás és öntődei ipar (SOLTI 1983), kisebb mértékben a műtrágyaiparban.

A bentonitok fontosabb felhasználása a következő területeken valósul(hat) meg: mezőgazdaság, talajjavítás, környezetvédelem, építőipar, élelmiszeripar, takarmányipar, hobbi és kisállat alom, öntészet-öntőde, festékipar, kerámia ipar, műanyagipari töltőanyag, heterogén katalizátor-hordozók.

A kérdéskör hazai földtani, bányászati és technológiai helyzetképét 1986-ban tíz szakember részvételével a Magyarhoni Földtani Társulat alkalmi bizottsága állította össze (DORMÁN et al. 1987). Mindezek a dolgozatok elsősorban a tokaji-hegységi savanyú-intermedier és a dunántúli bazaltos vulkanizmusához közvetlenül kapcsolódó bentonit-előfordulásokkal foglalkoztak, mivel gyakorlati szempontból ezek voltak a legnagyobb jelentőségűek.

Jelen munkánkban igyekeztünk a többi hazai előfordulás alapadatait is összegyűjteni és ezek körülményeinek együttes értékelésével áttekinteni a bentonitok keletkezési lehetőségeit.

Adatgyűjtő munkánk a korábbi évek terepi megfigyeléseire, földtani, térképezési és ipari kutatásokra, továbbá természetesen a tárgykorban született adattári jelentésekre és a publikációkra támaszkodott. Ezekből állítottuk össze az



1. ábra. Magyarország bentonit előfordulásai (az előfordulások sorszámai azonosak az I. mellékletben szereplőkkel)

Figure 1. Bentonite occurrences in Hungary (the number of occurrences is equal to those in Enclosure I.)

1 – Basins filled with Neogene and Quaternary sedimentary formations and subordinately with acidic pyroclastic rocks, 2 – Basins filled with Neogene and Quaternary sedimentary formations and subordinately with acidic pyroclastic rocks, 3 – Basins filled with Paleogene and Neogene sedimentary formations and subordinately with acidic pyroclastic rocks, 4 – Hilly and mountain regions with dominantly Mesozoic, subordinately Palaeozoic or Cenozoic sedimentary formations, 5 – Mountains with Palaeozoic igneous and metamorphic formations subordinately with Cenozoic sedimentary sequences

1. mellékletet és a hozzátartozó térképet (1. ábra), amelyek a hazai előfordulások főbb adatait tartalmazzák (földtani kor, kiindulási kőzet, genetikai típus, települési mélység, gazdasági jelentőség). Ezek — kiegészítve a néhány leglényegesebb erdélyi adattal (KOVÁCS-PÁLFFY 1998) — értékelése alapján alakítottuk ki a hazai bentonitok keletkezési rendszerét. A táblázatban a bentonitelfordulásokat elsőként publikáló szerzők neveit szerepeltetjük.

Bár viszonylag sok időt fordítottunk az irodalmi, továbbá az adattári kéziratos anyagok feldolgozására természetesen nem állíthatjuk, hogy táblázatunk teljes. A sok ezernyi, túlnyomórészt teljesszelvényű módszerrel mélyített víz- és szénhidrogénkutató fúrás dokumentációját több év munkájával sem lehetne tételesen áttekinteni. A szilárdásványi nyersanyagkutató fúrások ezreiből kénytelenek voltunk csak a publikációkban fellelhető adatokat és az interpretációs lehetőségeket felhasználni. Mégis tekintettel a bentonitelfordulásokról készült eddigi összefoglalások óta eltelt időre (VARJÚ 1964–1966, 1966; VÉGHNÉ 1967; GRIM & GÜVEN 1978; DORMÁN et al. 1987; ZELENKA 1994) és táblázatunknak az előbbieknél lényegesen nagyobb területet felölelő voltára, indokoltnak látjuk az alábbi genetikai elképzeléseink felvázolását.

Dolgozatunkban nem foglalkozunk a bentonitok ásványtani-kőzettani, geokémiai, teleptani és alkalmazhatósági jellemzőivel, ezeket reményeink szerint majd későbbi közleményekben mutatjuk be.

A bentonitok keletkezésének alapelemei

A bentonitok eddigi ismereteink szerint mindig másodlagos képződmények, amelyek különböző kőzetek arra hajlamos ásványainak (kőzetüveg, földpát, piroxének, amfibolok stb.) agyagásványosodásával keletkeznek üledékes, vagy hidrotermális környezetben. A bentonit képződéséhez elsősorban tehát megfelelő kőzet szükséges. A montmorillonit és a többi rokon agyagásvány (nontronit, beidellit stb.) főként vulkáni kőzetek, azokon belül is a nagy üveg tartalmú vulkáni tufák, másodsorban különböző eredetű, földpátokban gazdag kőzetek — magmatitok, metamorfitek — víz hatására történő elagyagásványosodása (átalakulása) következtében keletkeznek.

Az 1950-es évekig ezt a nyersanyagot Magyarországon „fullerföld”-nek nevezték, az azonban attapulgitot tartalmazó kőzet (ÁRKOSI & BARNA 1952), míg a hazai előfordulásaink montmorillonitot tartalmaznak.

Ha a fentiek szerint képződött új kőzetben a montmorillonit mennyisége számottevő (25–90%), akkor bentonitról beszélünk. Némely kőzet már 25%-nyi montmorillonittartalomnál is mutathat olyan különleges tulajdonságokat, amelyek a kőzetet (aktiválása után) derítőföldként, öntödei formák készítésénél, fúróiszap stabilizálásánál stb. felhasználhatóvá teszik.

A hazai gyakorlatban ipari bentonitnak tekintették az olyan agyagos üledékes kőzetet, amelynek montmorillonittartalma meghaladta a 20–25%-ot, de a bentonitoknak

legalább 50% montmorillonit tartalma kell, hogy legyen [VARJÚ 1964–1966, VARJÚ 1966 in JANTSKY (szerk), VICZIÁN 2010]. Más vélemények szerint az adott kőzet montmorillonit-tartalmának el kell érnie a 75%-ot (ÁRKOSI & BARNA 1952, BARNA 1952a), ahhoz hogy bentonitnak nevezhessük. A magyar szabványok 50% montmorillonittartalmat követelnek meg (SOLTI 1983).

Áttekintve az I. melléklet adatait megállapíthatjuk, hogy bentonitelfordulásaink 77%-a riódácitos vulkanitokhoz, ezen belül egy kivétellel a piroklasztitokhoz kötődik. Gyakoriság szerinti sorrendben a bazaltos vulkanitok (14%) következnek, s az andezitekhez kötődők részaránya a legkisebb (9%).

Kor szerinti megoszlásuk szerint a miocén korú bentonitelfordulások részaránya 79%. Ezen belül a kora-miocén (ottnangi–kárpáti) 14%, a középső-miocén (badeni) 35%, a késő-miocén (szarmata, kora-pannóniai) 30% képviseli. A mezozoikumban (középső-triász, késő-jura és kréta) 4%, a paleogénben (késő-eocén, középső-oligocén) 3%, a késő-pannóniai–pleisztocénben 14%-uk alakult ki.

A bentonitok túlnyomó részének anyagokzetét adó piroklasztitok földtani helyzete alapvetően háromféle lehet (BALLA et al. 1977), ami az agyagásványosodás szempontjából is meghatározó:

1. A rétegvulkáni felépítményt alkotó, a kitérés központtól csak kis távolságra (0,1–5 km) eljutott andezites, bazaltos összetételű általában durvaszemű tufák.

2. A vulkáni kitérés során általában közepes távolságra (5–50 km) gördülő felhőkben (pirokalasztárként) eljutó, s azokból lerakódott savanyú (riolitos, dácitos) kemizmusú, nem összesült közepes szemcseméretű tufák.

3. A kitérés során az atmoszférába került és a szelek szárnyán nagy távolságra (10–300 km) elszállított, majd onnan lerakódott, többségében finom–aprószemű, uralkodóan ugyancsak riolitos–dácitos összetételű tufák. Ezek négy rétegtani szintben jelentkeznek: az eggenburgi-ottnangi, a kárpáti–badeni határon, valamint a szarmatában (CSILLAG & ZELENKA 1989), és az alsó-pannóniaiban (RADÓCZ 1969, ill. JÁMBOR 1977).

Az első csoport piroklasztitjai a fluidumforgalom szempontjából sok esetben kapcsolatban maradnak a kitérés csatornák magas hőmérsékletű vizeivel, gőzeivel, amelyek ezekbe beszivárogva megeremtik az agyagásványosodás lehetőségét.

A vulkáni kitérés központok körül felépülő kiemelkedések lepusztulása jószereivel bármilyen éghajlati körülmények között azonnal megkezdődik. A lehordott, áthalmazott vulkanittörmelékek a síkságokra érve különböző (folyóvízi, tavi, tengeri) vizes környezetben rakódnak le.

A második csoport gördülő felhőből lerakódott tufa rétegei messze eljuthatnak a kitérés központoktól. Annak közelében nagyrésztük összesül, a távolabbi területekre eljutott és ott lerakódtak laza, viszonylag jó vízvezető képességű üledékréteget alkotnak. Ezek vastagsága a morfológiai süllyedésekben szárazföldön, vagy vízi környezetben is nagyobb lesz, mint a kiemelkedéseken. Az agyagásványosodásra elsősorban a vizes közegbe lera-

kódott, jó vízvezető tulajdonságú rétegekben kerül sor.

A harmadik csoport hullott tufái viszonylag azonos vastagságú rétegben borítják be a szárazföldi felszínt. A vízzel borított üledékgyűjtők süllyedékeiben az áramlási viszonyok miatt a hullotttufa-rétegek vastagsága általában megnövekszik, a kiemelkedéseken pedig lecsökken. Bentonitosodásra elsősorban a nagy dinamikájú, mozgásokkal jellemzett vizes környezetben kerülhet sor. Ilyenek a parti hullámveréses zónák, a víz alatti hordalékkúpok.

A piroklasztitokból a bentonitképződés elsődleges- (szin- és diagenetikusan), másodlagos- (hidrotermális elváltozási övek) és harmadlagos úton (áthalmazott) történt (VARJÚ & NEMECZ 1976, CSILLAG & ZELENKA 1989, ZELENKA 1994).

A pelites üledékképződéssel jellemzett süllyedékekben a bentonitosodás általában csak elkezdődik, de kellő mennyiségű víz hiánya miatt csak ritkán tud teljesen végbemeni. A tufarétegek összességében csak 3–7%-nyi, a bentonitok viszont 12–17%-nyi H_2O -t tartalmaznak. A tufarétegben bezáródó rétegvíz így nem elegendő az agyagásványok kiépüléséhez, s a fekü és fedő pelitjei pedig általában vízzárók.

Az állóvízi üledékgyűjtők partközeli részeinek — a nem piroklasztit anyagú — üledékei között ismételtelen megjelenhetnek a közeli lepusztulási területről rendkívüli időjárás események következtében behalmozott — többnyire tisztán piroklasztit összetételű (nek tűnő) — vagy kevert, tufitos betelepülések, amelyek a korábbi mállási hatások következtében bentonitosodásra többnyire már alkalmasabbak, mint a hullott tufák. Így értelmezhető egy-egy azonos felépítésű rétegsorban tufa- és bentonitrétegek egymáshoz közeli megjelenése. Továbbá az is, hogy a partoktól távolabbi területeken sokkal kevesebb tufaszint jelenik meg, mint az egykori partközeliekben.

A piroklasztikumok után a második leggyakoribb anyag-kőzet csoportot azok az üveges (alap)anyagú láva eredetű kőzetek alkotják, amely hasadozottságuk következtében alkalmasak a mélyből feltörő magas hőmérsékletű (utó)-vulkáni fluidumok átvezetésére.

A bentonitosodás — agyagásványos átalakulás — folyamata azonban nem csak a kőzetüveg és földpát alkotókat érinti, hanem előrehaladása során az anyakőzet többi ásványi alkotóinak túlnyomó részét is elbontja.

A vulkáni tufáknak a mállással szemben legellenállóbb ásványai, mint a cirkon, az apatit, a kvarc, a biotit, a magnetit és az ilmenit — egyelőre vizsgálatok hiányában ismeretlen mennyiségű része — a bentonitosodási folyamat végbemenetele után, azaz még a bentonitban is megtalálható. Az olivin, a piroxének és amfibolok a bentonitképződési folyamat áldozatául esnek, agyagásványokká, és/vagy Fe-oxi-hidroxidokká alakulnak át. Az átalakulás a bentonitoknak a tufákénál lényegesen nagyobb H_2O -tartalma miatt allokimikusnak tűnik. A színes ásványok Fe, Mg, Al, Zr, P, Ti stb. elemeinek sorsára eddig nem történtek részletes vizsgálatok. Egy részük nyilván beépül az agyagásványok

kristályrácsába, más részük, pedig az agyagásványlemezek közötti térben helyezkedik el, esetleg eltávozik a bentonit rétegből.

A keletkező montmorillonit felépítése után maradó SiO_2 -ből főleg krisztobalit, ritkábban tridimit képződik, illetve a rétegvízbe, vagy a migráció számára még elérhető üledékgyűjtő vizébe kerül át.

A bentonitok kialakulásához az anyakőzeten túl, elengedhetetlenül szükséges alkotó elegyrész a víz. Ez alapvetően háromféle lehet: 1. gőz, 2. meleg, vagy 3. hideg hőmérsékletű víz. A forró gőz és a meleg víz már csak a kémiai folyamatokat gyorsító magasabb hőmérséklet következtében is hatékonyabban segíti elő az agyagásványosodást. A gőzöknek a kőzetek pórusaiba, hasadékaiba való behatolási képessége is jelentősen nagyobb, mint a különböző kemizmusú (CO_2 , H_2S , Cl_2 , F_2 , CH_4 , Na_2CO_3 , HBO_3 , NH_4 stb. tartalmú) vizeké.

A forró vizeket, a gőzöket és a gázokat a vulkáni környezetben hidrotermák, fumarolák, mofetták szolgáltatják, amelyek itt nem csak a piroklasztitokat, hanem a láva eredetű, vagy egyéb kőzeteket is agyagásványokká alakíthatják. Feltűnő, hogy ez az átalakulás egyes esetekben nagyon rossz vízvezető képességű kőzetekben is bekövetkezhessen.

A forró fluidumokban lévő sokféle oldott anyag erőteljesen befolyásolja ezeknek a kőzetre gyakorolt hatását, az agyagásványosodás mikéntjét. Ma még azonban kevésbé ismert, hogy miért képződik egyes esetekben montmorillonit, máskor meg illit, kaolinit, vagy rectorit. Egyes irodalmi adatok szerint (NEMECZ 1973, ZELENKA 1994) a savas közeg a kaolinit, a lúgos közeg a montmorillonit kialakulásának kedvez.

Meleg víz hatása alá kerülhetnek a vulkánoktól távoli karsztos területek egyes bentonitosodásra alkalmas kőzettestei a medenceperemeken a medencefejlődési folyamatok eredményeként feltörő langyos források működése következtében.

A medence belsejébe szórt, vulkáni tufarétegek a süllyedés, illetve az egyéb tektonikai mozgások hatására bekövetkező rétegvíz-áramlási változások következtében a későbbi korokban meleg víz többletet kaphatnak, s így részlegesen bentonittá alakulhatnak át.

A hazai bentonitok kor szerinti jellemzése

Az I. mellékletben felsorolt magyarországi bentonit-előfordulások kivétel nélkül vulkáni tevékenységhez kapcsolódnak, vagy csak a kiindulási kőzetük keletkezése révén, vagy annak posztvulkáni hatásra történő átalakulása következtében is.

Hazánk területe a földtörténet során vulkáni kitérésekben gazdag volt. Paleozoos (ordovíciumi, devon és permi) képződményeinkben ugyan előfordulnak vulkáni tufák, de ezekhez az eddigi megfigyelések szerint bentonitok nem kapcsolódnak, annak ellenére sem, hogy a Görcsönyi-

hátság fiatal üledékekkel fedetten jelentős méretű permi riolitos vulkáni felépítmény található.

Hegységeink többségének felépítésében nagy szerepe van a triász képződményeknek, de eddig csak a Dunántúli-középhegységben, pontosabban a Bakonyban (ILLÉS & KOBLENCZ 1954) és a Gerecsében figyeltek meg a középső-triász rétegek közötti, karbonátplatform környezetben képződött tefra eredetű, jelentéktelen vastagságú bentonitokat. Triász vulkáni tufák ugyan a Bükkben is ismertek, de bentonitokat eddig nem találtak közöttük.

Jura képződményeink között (CSÁSZÁR Géza szóbeli közlése) kizárólag a Mecsekben, a felső-jura Mávári Mészak Formáció alatti helyzetben a Csörge-patak bejáratánál ismertek zöld bentonitos agygrétegek.

A délkelet-dunántúli alsó-kréta bazaltok között jelentős elterjedésük és fációs gazdagságuk (CSÁSZÁR 1997, 2002) ellenére csak kismértékű agyagásványos elváltozást mutató bazalttufák kerültek elő a Hidasivölgyi Formációból (CSÁSZÁR 1997).

A Dunántúli- és az Északi-középhegység eocénjében is ismertek andezites vulkanitok, bentonitokat eddig Budakeszi (HOFMANN 1871), Tabajd (SZABÓ 1969) és Csesznek körzetében találtak. Kisebb méretű bentonitosodás figyelhető meg a Mátra hegység északkeleti részében (Recsktől DK-re: Tiszta-far-tető, Miklós-völgy), ahol az alsó riolittufa vízbe hullt alsó részében bentonitos lencsék és zsinórok ismertek fel (KUBOVICS 1964). A recski eocén korú ércesedéssel kapcsolatban bentonitosodás is kialakult (GEDEON 1949).

Az alsó-oligocén Tardi Formációban Budapest környékén már régen felfedezték a vékony — milliméteres–deciméteres — andezittufa-betelepüléseket, amelyek egy része többé-kevésbé bentonitosodott (LÖRENTHEY 1903).

Eger–Demjén körzetében a Kiscelli Formáció 4. foraminifera szintjében közbetelepülő mangánkarbonátos rétegek kutatása során találtak centimétertől kétméteresig terjedő vastagságú, zöldesszürke–sötétszürke színű andezittufa eredetű lencsés kifejlődésű bentonitrétegeket (PANTÓ & MOLNÁR 1954, MOLNÁR 1953).

Vulkanitokban neogén képződményeink a leggazdagabbak.

Négy nagyelterjedésű riódácitos tufaszint (alsó = Gyulakeszi Formáció, középső = Tari Formáció, felső = Galgavölgyi Formáció, legfelső = Csereháti Formáció) tagolja medence képződményeinket.

A középső és a felső (továbbá talán a legfelső) riolittufa a Tokaji-hegységben jelentős méretű vulkáni felépítményt alkot, amely délkelet felé a felszín és egyre vastagodó pannóniai–pleisztocén összlet alatt a keleti országhatáron messze túlnyúlik. Legjelentősebb bentonitelfordulásaink a Tokaji-hegységben (BOCZÁN et al. 1966, VARJÚ 1964–1966, ZELENKA 1964–1966, ZELENKA 1994), a Bükk hegység északi előterében (PÜSPÖKI et al. 2005) a szarmata vulkanizmushoz kapcsolódnak, a legrégebben ismert távolabbi budafok–nagytényi előfordulás is szarmata korú (SZABÓ 1879).

A középső riolittufához kapcsolódó ipari jelentőségű

bentonittelepeket Bánd–Szentgál és Ódorögd környékén (VITÁLIS S. 1938c, d, e; ROZLOZSNIK 1939) művelték.

Az alsó riolittufa és a szárazföldi eredetű Zagypálfalvai Formáció alatt képződött bentonittelepet Istenmezeje, Pétervására és Kazár mellett termelték (VITÁLIS S. 1936c; CSAJÁGHY et al. 1954; SZENTES 1947, 1955; RADOVITS 1984; JÓZSA 1996).

Figyelemreméltó andezites bentonitindikáció ismert a Mátra É-i részén, Rózsaszálláson (RADOVITS 1981), amely az ún. alsó andezit piroklasztitjaiból képződött.

A felső riolittufa faunás, szarmata, agyagos képződményei közé települt bentonitosodott tufák Hollóháza térségében (ZELENKA et al. 2005) és a Mád–Rátka–Szerencsi-öböl (GYARMATI & ZELENKA 1968a, b) bentonitosodott legfelső riolittufaszintje képezik a hazai jelentős bentonittelepeket.

A hazai vulkanizmus záró epizódjának képződményei a bazaltok. Ezek kiömlése a Duna–Tisza köze középső részén a kora-pannóniaiiban kezdődött, a késő-pannóniaiiban kulminált a Dunántúli-középhegységben és a paleogén medencében, Salgótarjától É-ra, majd a kora-pleisztocénben fejeződött be Mohácstól D-re (Bár mellett), valamint a Kisalföldön és Salgótarjától É-ra is. Számos bentonitindikáció ismert a Dunántúlon a bazaltokkal kapcsolatban, sőt Várkeszön és Egyházaskeszőn jelentős méretű, részben művelt bazaltbentonit-telepet tártak fel (BENCE et al. 1979, Solti 1988).

Bár jelentősebb vastagságú bentonitréteg az itteni mélyfúrásból még nem került elő, említésre méltónak tartjuk a Karasica-patak Villánytól D-re DK-re kialakult késő-pliocén?–kora-pleisztocén hordalékkúpját, továbbá a hasonló korú és felépítésű, a Bodrog-völgy, a Tisza és az É-i országhatár által közbezárt vidéket. Mindkettőn a felső-pannóniai szürke agyagmárga- és homokrétegek váltakozásából felépített, átlagos kifejlődésű összlet felett tarka bentonitos agyag, vörös bentonitos agyag, szürke agyag, sárga homok változásából álló rétegsor települ.

A Karasica hordalékkúpjának anyaga a Mecsek DK-i és a Mórággyi-rög D-i előteréből származik, esetleg a Bári Bazalt Formáció Ny felé elnyúló vonulata is szolgáltathatott anyagot hozzá. Az említett időszakban a két utóbbi mállásából létrejöhetnek bentonitos agyagok, de valódi bentonitok nem alakultak ki.

Az ország ÉK-i sarkában lévő terület pleisztocén, ill. pannóniai bentonitos kőzetváltozatai a szlovákiai és a kárpát-ukrajnai vulkanitok lepusztulásából származtathatók.

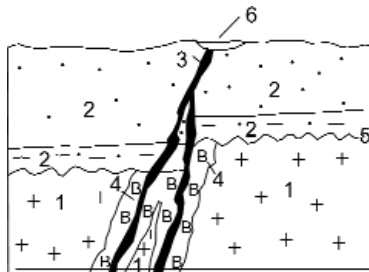
Említésüket azért tartjuk fontosnak, mert ezeket a bentonitos agyagokat még nem vizsgálták meg olyan szempontból, hogy futóhomokos vidékeken fel lehetne-e őket használni talajjavítási célokra.

A bentonitok genetikai típusai

Áttekintve az összegyűjtött 171 bentonit előfordulást, majd végiggondolva a hozzájuk tartozó jelentéseket és pub-

likációkat az alábbi bentonitkeletkezési módok leírását látjuk ésszerűnek:

Nem vulkáni kőzetek hasadékaiban: idős, bentonitos átalakulásra alkalmas ásványi összetételű kőzetek vetőzónái, litoklázis rendszerei mentén fiatal posztmagmás fluidumok feláramlása következtében kialakult, teléres megjelenésű bentonitok (pl. Mórág — 2. ábra).



2. ábra. Telérmenti bentonitelfordulás

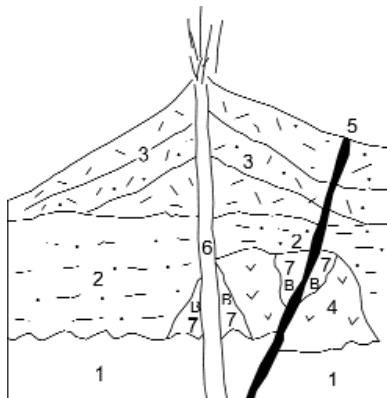
1 – idős, földpátgazdag magmás kőzet, 2 – törmelékes üledékes kőzet, 3 – vetőzónán keresztül feltörő hidrotermák, 4 – hidrotermális hatásra kialakult bentonitszegély, 5 – diszkordancia felszín, 6 – hévforrás

Figure 2. Bentonite occurrence along dykes

1 – Old, feldspar-rich magmatic rock, 2 – Siliciclastic sedimentary rock, 3 – Hot spring rising across fault zone, 4 – Bentonite rim formed due to hydrothermal effect, 5 – Unconformity surface, 6 – Hot spring

A vulkáni felépítmények (hegységek) környezetében kialakult genetikai csoport:

2a. *Vulkáni kőzetek hasadékaiban:* A vulkanitok vetői, litoklázisai melletti riódácitos, andezites láva vagy tufa eredetű kőzeteinek elbontása során kialakult bentonitok (pl. Komlóska, Király-hegy — 3. ábra).



3. ábra. Tömzsös bentonitelfordulás

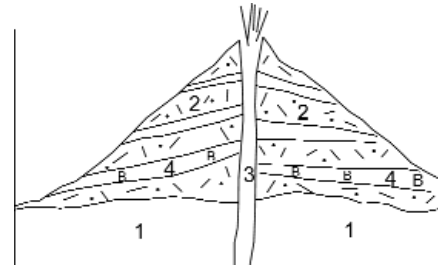
1 – idős alaphegységi képződmények, 2 – kainozoos üledékes képződmények, 3 – piroklasztikumokból és lávakőzetek váltakozásából álló vulkáni felépítmény, 4 – szubvulkáni andezit, 5 – vetőzónán és litoklázisrendszeren feltörő hidrotermák, 6 – vulkáni kitörési csatorna, 7 – bentonit

Figure 3. Stock-like bentonite occurrence

1 – Formations of the Palaeozoic-Mesozoic basement, 2 – Cenozoic sedimentary formations, 3 – Volcanic build-up of alternating pyroclastics and lava rocks, 4 – Subvolcanic andesite, 5 – Hot springs rising across fault zone and fracture system, 6 – Vent, 7 – Bentonite

2b. *Rétegvulkánok:* A rétegvulkáni felépítésű vulkáni tömegek jó vízvezető képességű tufarétegeinek hidrotermális hatásra való átalakulása következtében kialakult bentonitok (pl. Dör, Kab-hegy, Rózsaszállás — 4. ábra).

2c. *Állóvízbe bemosottak:* A vulkáni kitörési központok



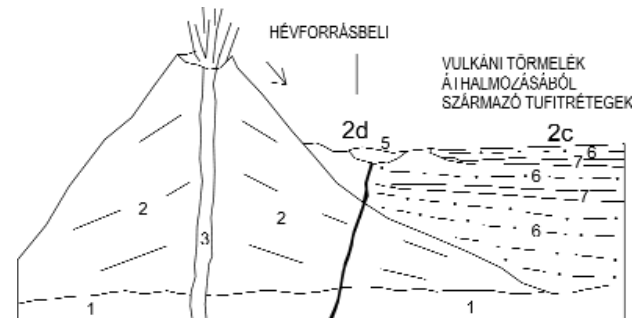
4. ábra. Vulkáni felépítménybeli bentonitelfordulás

1 – idős alaphegységi képződmények, 2 – piroklasztikumokból és lávakőzetek váltakozásából álló vulkáni felépítmény, 3 – vulkáni kitörési csatorna, 4 – jó fluidumvezető piroklasztitrétegekből kialakult bentonit

Figure 4. Bentonite occurrence in volcanic structure

1 – Formations of the Palaeozoic-Mesozoic basement, 2 – Volcanic build-up of alternating pyroclastics and lava rocks, 3 – Vent, 4 – Bentonite formed from pyroclastic beds of high permeability

morfológiai kiemelkedéseiről lehordott és a közeli sekélytengeri, vagy tavi üledékgyűjtőben lerakódott riódácitos, andezites tufitok elbontásából származó bentonitok (pl. Végardó), (5. ábra).



5. ábra. Gejzirtavakban kialakult bentonitelfordulás

1 – idős fekképződmények, 2 – vulkáni felépítmény, 3 – vulkáni kitörési csatorna, 4 – fiatal vető mentén kialakult hidrotermális zóna, 5 – hévforrások, amelyek medencéjét nagyrészt a belekerült tufitból képződött bentonit tölti ki, 6 – miocén pelites üledékek, 7 – Részben bentonitosodott tufitbetelepülések

Figure 5. Bentonite occurrence in limnic environments with geyseric impact

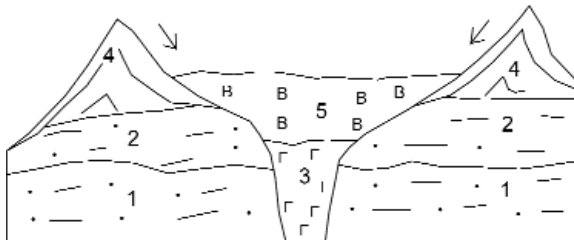
1 – Basement rocks, 2 – Volcanic build-up, 3 – Vent, 4 – Hydrothermal zone formed along young fault, 5 – Hot springs with basins filled up mostly by bentonite formed from reworked tuffaceous materials 6 – Miocene pelitic rocks, 7 – Tuffaceous intercalations of partial bentonitic alterations

2d. *Gejzirtavak:* A posztvulkáni hévforrások medencéibe behordott riódácittufitokból képződött bentonitok (pl. Mád — 5. ábra).

2e. *Krátertavak:* A bazaltvulkáni maarszerkezetek tölesér alakú medencéjébe a tufasáncról behordott tufitokból képződött bentonitok (pl. Várkesző, Egyházaskesző — 6. ábra).

2f. *Átgőzölésből eredő:* Beltengeri üledékgyűjtő pelit-homok-rétegeire a kitörési központ közelében lerakódott, majd bazaltláva-réteggel letakart bazalttufából képződött bentonitok (pl. Vigántpetend — 7. ábra).

Gördülő felhőből (piroklasztár) eredő: A vulkáni kitörési központokból 5–50 km-re molasz környezeti, tengeri vagy tavi, folyóvízi üledékgyűjtőkbe eljutott riódácitos ártufák átalakulása révén keletkezett bentonitok (pl. Istenmezeje, Bánd-Szentgál — 8. ábra).

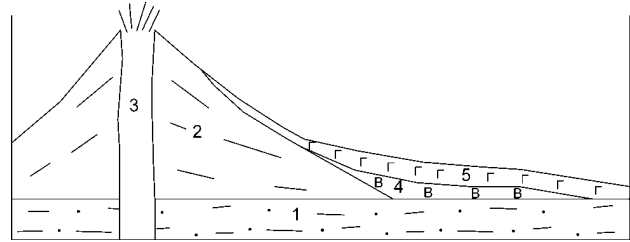


6. ábra. Maar krátermedence kitöltése

1-2 – pannóniai pelit- és homokrétegek váltakozásából álló összlet, 3 – bazaltkitöltés a kitörési csatornában, 4 – bazalttufából álló tufasánc, 5 – a tufasáncból lepusztult és a kráterben felhalmozódott tufitból képződött bentonit

Figure 6. Maar crater filled by bentonite

1-2 – Pannonian sequence of pelitic and sand beds, 3 – Basalt in vent, 4 – Tuff ring of basaltic tuff, 5 – Bentonite formed from the tuffaceous material reworked from the tuff ring of the crater

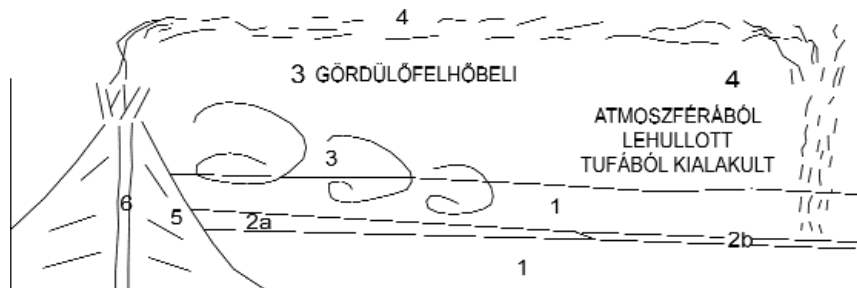


7. ábra. Láványelv alatti (pseudohidroterm) bentonit előfordulás

1 – pannóniai pelit- és homokrétegek váltakozásából álló összlet, 2 – vulkáni felépítmény, 3 – vulkáni kitörési csatorna, 4 – vörös bentonittá alakult bazalttufa, 5 – bazalt láványelv

Figure 7. Bentonite occurrence under lava flow (pseudohydrotherm)

1 – Pannonian pelite and sand beds, 2 – Volcanic build-up, 3 – Vent, 4 – Basalt tuff changed into red bentonite, 5 – Basalt lava flow



8. ábra. Vízbe hullott bentonitelőfordulás

1 – miocén medenceüledék, 2a – a gördülő felhőből a medence peremi részén kialakult dácittufaréteg, 2b – a levegőből aláhullott vulkáni porból kialakult részben bentonittá alakult riódácittufa-réteg, 3 – gördülő (turbulens) tufatömegek, 4 – az atmoszférába felkerült és onnan aláhulló riódácit vulkáni por, 5 – vulkáni felépítmény, 6 – vulkáni kitörési csatorna

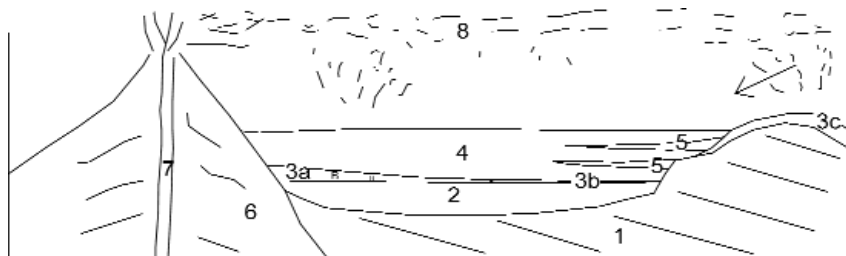
Figure 8. Bentonite occurrence formed from material fallen into subaquatic environ

1 – Miocene sedimentary formations, 2a – Dacite tuff of ignimbrite reaching the basin margin, 2b – Partially bentonitized rhyodacite tuff bed formed from the falling volcanic dust, 3 – Ignimbrite masses, 4 – Rhyodacite dust tuff emerged into and fallen from the atmosphere, 5 – Volcanic structure, 6 – Vent

Vízbe hullott: A vulkánkitörések során az atmoszférába feljutott, majd a légáramlásokkal 10–300 km távolságra elszállított és molasz fáciesű tengeri (beltengeri), tavi üledékgyűjtők pelites, pelites-homokos rétegsorába lerakódott, főként riódácitos összetételű tefrarétegekből képződött, általában nagy területeken kiváló korrelációs szinteket alkotó tufákból képződött bentonitok (pl. Budapest környéki szarmata és badeni bentonitok, Fertőrákos stb. — 8. ábra).

Hegységelőtéri medencékben: A beltengeri hegységperemi beöblösödések lepusztulási környezetébe hullott, vagy tufaárak által felhalmozott riódácitos tufatakarókból az üledékgyűjtő 1–5 km széles peremi területeire az egyéb üledékek közé ismételtelen behordott, sokszor átlagos hullott piroklasztitnak tűnő tufitrétegek áthalmozásából képződött bentonitok (pl. Várpalota, Herend, Zsámbéki-medence, Hidasi-medence, badeni — 9. ábra).

Karbonátplatformi: Nyílttengeri karbonátplatform-

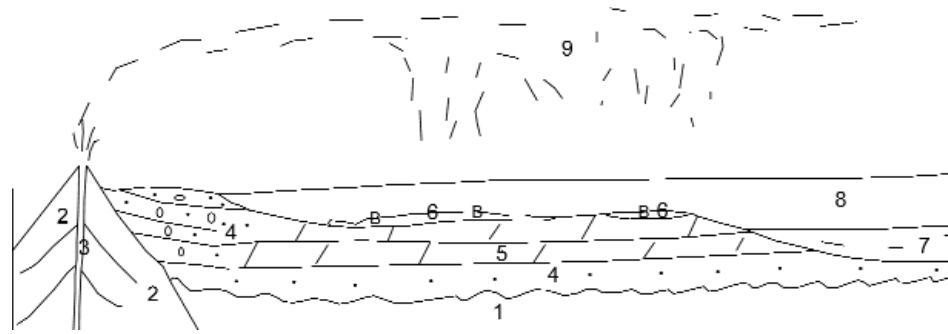


9. ábra. Vulkanai porfelhőből történt ismétlődő áthalmozódással létrejött bentonitelőfordulás

1 – idős alaphegységi képződmények, 2. és 4 – neogén tengeri pelites üledékek, 3a – Az atmoszférából vízbe hullott finomszemű vulkáni törmelésekből képződött riódácittufa rétegek, 3b – a 3a. réteg bentonitosodott része, 3c – az üledékgyűjtő közelében a szárazföldön felhalmozódott riódácittufa-réteg, 5 – a szárazföldről behalmozódott, részben bentonitosodott riódácittufa-rétegek, 6 – vulkáni felépítmény, 7 – vulkáni kitörési csatorna, 8 – az atmoszférába felkerült vulkáni por

Figure 9. Bentonite occurrence formed by multiple reworking from the surrounding

1 – Palaeozoic/Mesozoic basement, 2. and 4 – Neogene, marine pelitic sediments, 3a – Rhyodacite dust tuff fallen from the atmosphere into subaquatic environs 3b – Bentonitic part of the bed 3a, 3c – Rhyodacite tuff deposited on dry lands near the basin, 5 – Partially bentonitic rhyodacite tuff reworked from the dry lands, 6 – Volcanic build-up, 7 – Vent, 8 – Volcanic ash/dust in the atmosphere

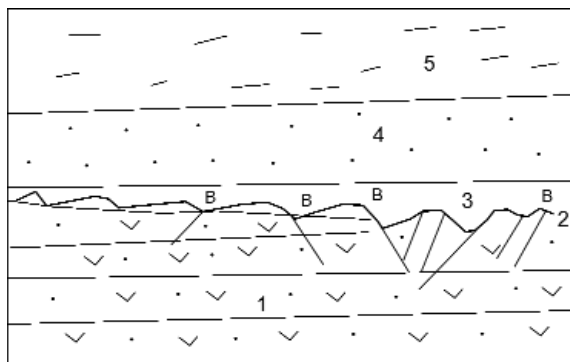


10. ábra. Karbonátplatformon kialakult bentonit-előfordulás

1 – idős alaphegységi képződmények, 2 – vulkáni felépítmény, 3 – vulkáni kitörési csatorna, 4 – parti fáciesű üledékek, 5 – karbonátplatform, 6 – bentonit, 7 – bathiális képződmények, 8 – tengervíz, 9 – az atmoszférába felkerült vulkáni por

Figure 10. Bentonite occurrence on carbonate platform

1 – Palaeozoic/Mesozoic basement, 2 – Volcanic build-up, 3 – Vent, 4 – Sediments of the shoreline, 5 – Carbonate platform, 6 – Bentonite, 7 – Bathial formations, 8 – Seawater, 9 – Volcanic ash/dust in the atmosphere



11. ábra. Diszkordanciafelszínen kialakult bentonit-előfordulás

1 – eocén andezitpiroklasztikum vetőkkel, litoklázisokkal, 2 – diszkordanciafelszín, 3 – bentonittá alakult andezitpiroklasztit, 4 – neogén tengeri homok, 5 – neogén tengeri agyag

Figure 11. Bentonite occurrence on unconformity surface

1 – Eocene andesitic pyroclastic rock with faults and joints, 2 – Unconformity surface, 3 – Andesitic pyroclastic changed into bentonite, 4 – Neogene marine sand, 5 – Neogene marine clay

környezetbe hullott tufákból képződött bentonitok (pl. Tarján, Hajmáskér, Monostorapáti, triász — 10. ábra).

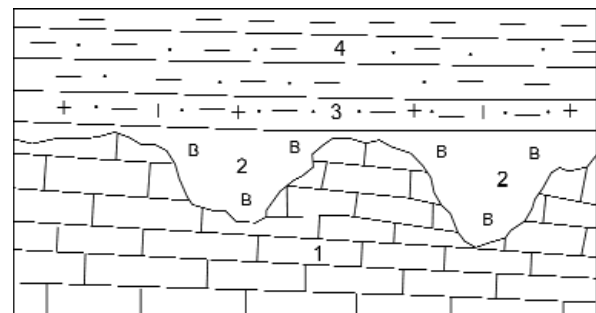
Diszkordanciafelületekhez kötődő: Diszkordanciafelszínének alatti piroklasztitok agyagásványosodása által képződött bentonitok (pl. Tabajd, eocén — 11. ábra).

Karsztüregbeli: Karsztos kőzetek diszkordanciafelszínére hullott riodácittufa, amely tengeri üledékfedő alatt később bentonitosodott (pl. Hetvehely, alsó-kárpáti — 12. ábra).

Bár az előbbieken röviden jellemzett 13 db bentonitkeletkezési lehetőség földtani szempontból viszonylag élesen elkülönül, mégis azt tapasztaljuk, hogy ezeket ásványtani és kémiai tulajdonságaik alapján egyelőre nem tudjuk elválasztani.

A bentonitok kialakulásával kapcsolatban természetesen felmerül keletkezési időtartamuk kérdése. Ezt NEMECZ (1973) próbálta megközelíteni egy tokaji-hegységi obszidiándarab vékony, üveges szerkezetet (már) nem mutató kérgének vizsgálatával. Ennek kialakulására több millió éves adatot kapott.

A Mányi-medence mintegy három darab végig mag-



12. ábra. Karsztos mélyedésekben kialakult bentonit-előfordulás

1 – karsztosodott felszínű mezozoos mészkő, 2 – a karsztos mélyedésekben felhalmozódott bentonitosodott riodácittufit, 3 – tufitos, tengeri üledékes kőzetek, 4 – tengeri homok és agyagmárga

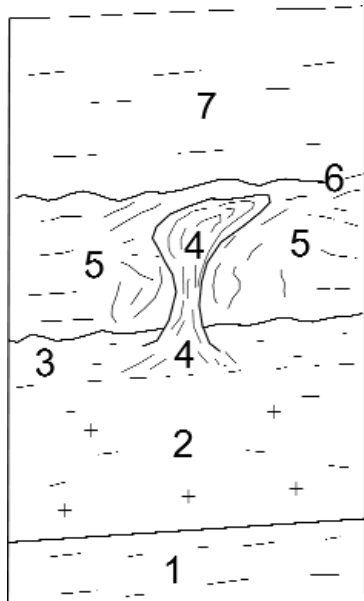
Figure 12. Bentonite occurrence in karstic pit

1 – Karstic Mesozoic limestone, 2 – Bentonitic rhyodacite tuffite deposited in karstic pits, 3 – Tuffaceous marine sedimentary rocks, 4 – Marine sand and clay marl

vételes fúrásának szelvényében sikerült megfigyelni, hogy a szarmata felső riolittufa (= Galgavölgyi Formáció) rétegének felső részén a leülepedés után kialakult bentonitréteg az agyagásványosodás miatt megnövekedett rétegyomás következtében áttörte a felette időközben lerakódott 5–10 cm vastag szürke márga jellegű aleuritot (13. ábra), eközben meggyűrte, breccsás szerkezetűvé változtatta azt. Ezt követően mintha mi sem történt volna zavartalanul folytatódott az előbbi márga tartalmú aleurit képződése.

Évenkénti 2 mm-es üledékfelhalmozódási sebességet (BALOGH 1991, OLSEN 1978) valószínűsítve ebből 20–50 év időtartamot, azaz csupán pár évtizedet számíthatunk az apró-finomszemű riolittufa bentonitosodásának végbemenetelére a szarmata tenger kb. 10–12 °C-os hőmérsékletű, kissé hipersalin összetételű vizének környezetében (JÁMBOR 2010). Ez ugyan erősen ellentmond NEMECZ (1973) adatának, de itt nagy felületű, apró horzsaüveg-szemcsékről és nem masszív tömör obszidiánról van szó.

A vulkániüveg-szemcsék gyors agyagásványosodási folyamatának végbemeneteléhez valószínűnek tartjuk a beltenger vizéből a lerakódás során bekerült apró élő szerve-



Méretarány = 1:2

13. ábra. A szarmata Kozárdi Formációban közbetelepülő Galgavölgyi Riolituffa Formáció felső részén kialakult bentonitréteg különleges felépítési módja a Mátyás-medencében

1 – szürke, molluskás, 4-5°-os dőlésű, zavartalan településű agyagmárga, 2 – aprószemű, alulról felfelé finomodó, rétegzéssel párhuzamos biolitokat tartalmazó, 4-5°-os dőlésű, Galgavölgyi Riolituffa, 3 – zöldesszürke, 4-5°-os dőlésű, a letelepedés után a riolituffából hidrogenetikusan kialakult bentonit, amelynek agyagásvány-tartalma alulról felfelé növekszik, 4 – zöldesszürke, gyűrű szerkezetű, a bentonitosodás következtében megnövekedett nyomás miatt a néhány cm vastag szürke molluskás agyagmárgán átnyomult bentonit, 5 – szürke, a bentonitbenyomulás miatt meggyűrű, ill. breccsás szerkezetűvé vált molluskás agyagmárga, 6 – a szerkezetileg megzavart agyagmárga felszínén víz alatti áramlások következtében kialakult helyi diszkordanciafelszín, 7 – szürke, molluskás, zavartalan településű szarmata agyagmárga
Megjegyzés: 1, 5, 7 sorszámú rétegek = Kozárdi Formáció, 2, 3, 4 sorszámú rétegek = Galgavölgyi Formáció

Figure 13. Special appearance of the bentonite bed formed in the upper part of the Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation interbedded into the Sarmatian Kozárd Formation in the Mátyás Basin

1 – Grey fossiliferous clay marl with conform bedding and dip of 4-5°, 2 – Fineing upward bed of the Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation containing shell fragments along the bed surfaces, the dip is 4-5°, 3 – Greenish grey bentonite formed from the deposited tuff by hydrogenetic alteration, the clay mineral content increases upward, the dip is 4-5°, 4 – Greenish grey bentonite of folded structure breaking through the bed of grey fossiliferous clay marl of several centimetres in thickness; the deformation is related to the increased pressure generated by the bentonitic alteration, 5 – Grey fossiliferous clay marl folded and fragmented by the deformation of the bentonite, 6 – Local unconformity on the surface of the deformed clay marl bed, the unconformity surface was formed by subaqueous currents, 7 – Grey fossiliferous Sarmatian clay marl with conform bedding. Notes: beds nr. 1, 5, 7 = Kozárd Formation, beds nr. 2, 3, 4 = Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation

zetek — algák, baktériumok, kovavázak mikroplankton élőlények, szivacsok stb. — aktív közreműködését is. Az ezen a téren megkezdett vizsgálatok — BUCZKÓ Krisztina és SZEGŐ Éva — szerint a bentonitok jelentős részében jellemző a kovaszivacsstűk jelenléte.

Ezek után joggal merülhet fel az olvasóban, hogy ezen kérdések körüljárásának van-e, lehet-e valamilyen gazdasági haszna? A felvetés annál inkább indokoltnak tűnik, mivel DORMÁN et al. már 1987-ben megfogalmazták a bányászat és a felhasználó számára ideális bentonit nyersanyagot, amely szerintük legyen fehér színű, megfelelő vastagságú, egynemű, vetőkkel nem tagolt és a felszín közelében helyezkedjen el. Ilyen előfordulás a táblázatban felsorolt 171 db megismert között egy sincs, és kicsi az esély hazánkban ilyen telep feltárására.

Hazánk bentonit-előfordulási területei

Ugyan jelen pillanatban, az alábbiakban felsorolt bentonit-előfordulások csak reménybelinek tűnnek, de amennyiben gazdasági igény lép fel a jövőben, akkor ezek a javaslatok kiinduló alapul szolgálhatnak.

Időrendben haladva elsőnek a *Tabajd* melletti felső-eocén piroklasztitok felszínén kialakult, 4,7 m vastag bentonitot említjük. Ez néhány méterrel települ a pleisztocén futóhomok alatt, s elterjedése akár jelentős nagyságú is lehet. Tulajdonságainak megvizsgálása és azok pozitívnek bizonyuló volta után lehatárolása indokoltnak látszik.

Az *Eger–Demjén* környezetében 1953-ban végzett mangánérc kutatások közben számos 5–200 cm vastag andezit eredetű bentonitréteget találtak a Kiscelli Formációban (MOLNÁR 1953, PANTÓ & MOLNÁR 1954). A laboratóriumi vizsgálatok egyik minta esetében tulajdonságait az istenmezei bentonittelep nyersanyagáénál jobbnak találták. A bentonitrétegek azonban lencsés kifejlődésűek, s az összlet vetőkkel tagolt.

Az alsó riolituffa két nagy kifejlődési területén érdemi eredmények várhatók. A délkelet-dunántúli területen a szekszárdi riodácit kiterjedési központhoz csatlakozóan ugyan csak két kicsiny indikáció (*Szászvár–Máza és Gálosfa*) ismert (SZÉKYNÉ FUX 1957a). Szekszárd és Gálosfa között jelentős mélységben össze nem sült gördülő felhőből lerakódott otnangi tufarétegek jelenléte valószínűsíthető, melyek esetleg bentonitosodottak.

A Mátra É-i előterében Kazár és Egercsehi között két jelentős, korábban már termelt bentonit-előfordulás — *Istenmezeje és Pétervársára* — ismert. Mindkettő az alsó–legalsó riolituffa egyik rétegéből képződött.

A hazai bentonit ipari központja vitathatatlanul a Tokaji-hegységben található. A már ismert és részben termelt telepek érdemi fejlesztésének lehetősége valószínűnek tűnik. A Szerencsi-öbölben természetes Na-bentonit-előfordulások is ismertek.

A Dunántúli-középhegységben sok kárpáti, badeni és szarmata bentonitindikáció ismert. Az előfordulások közül a bánd–szentgálit, az ódörögdi és a budafok–nagy-tétényit már a két világháború között is termelték, majd a tokaji-hegységi telepek feltárása után művelésüket abbahagyták. A *herendi* alsó-badeni lignittelepek között azonban jelentős vastagságú és elterjedésű, de nagy mélységben lévő (100 m alatti) bentonittelepek ismertek (DANK 1953).

A hazai bazaltvulkanizmushoz átlagos zöldesszürke, továbbá vörös és tarka bentonit-előfordulások kapcsolódnak. A két nagy zöldesszürke telep (Várkesző és Egyházaskesző) körzetében *Magyargencs–Malomsok–Rábaszentandrás* határában a kora-pleisztocénben 10–20 m-es mélységben áthalmozott, lencsés kifejlődésű, folyóvízi bentonitos agyag-előfordulást tártak fel korábbi fúrásaink (BENCE et al. 1979). Ezeknek a laboratóriumi és ipari vizsgálata akkor elmaradt.

Hasonló alsó-pleisztocén előfordulást tárt fel jelentős mélységben (125 m) a Kisalföld ÉK-i részén a *Dör–Ijelű*

fúrás. Bentonitrétegeinek vizsgálatát ugyancsak időszerűnek tartjuk.

A Déli-Bakonyban (*Vigántpetend, Kab-hegy*), a Kisalföld ÉK-i részén (*Dör*) és Mohácstól D-re (*Bár* mellett) a bazalt piroklasztitokhoz kapcsolódó vörös bentonitok kerültek elő (I. I. melléklet, továbbá CSIMA 1989, CSIMA & MÉSZÁROS 1979). Ezeket sem vizsgálták

meg akkoriban, mert a nagy vas-oxid tartalmú bentonitokat eleve felhasználhatatlannak ítélte az ipar. Alátámasztás nélküli „leírásukat” azonban túlzott egyszerűsítésnek tartjuk. Ezért szükségesnek véljük laboratóriumi és ipari vizsgálatuk elvégzését. Vízépítési és talajjavítási felhasználásnál a bentonit színének ugyanis nincs jelentősége.

Irodalom — References

- ÁRKOSI K. & BARNA J. 1952: Hazai bentonitok elektronmikroszkópos vizsgálata. — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei* **13**, Budapest, 1–6. (Bn. 44).
- BALLA, Z., ZELENKA, T. & BALÁZS, E. 1977: O razmescsenyii neogenovüh vulkanov Karpatszkovo regiona. — *Acta Geologica Hungarica* **21/4**, 387–398.
- BALOGH K. (szerk.) 1991: *Szedimentológia I.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 264.
- BARNA J. 1952a: Hazai bentonitok tulajdonságai a felhasználhatóság szempontjából. — *Kézirat*, Mérnöki Továbbképző Intézet előadássorozatából: BA.6., Budapest, 33 p.
- BARNA J. 1952b: Kutatási zárójelentés. Hazai bentonitok kémiai és fizikai tulajdonságainak vizsgálata. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár, Bn. 45, 31 p.
- BARNA J. 1956a: A Monostorapáti bazalt bentonit. — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei* **1/2**, 97–103.
- BARNA J. 1956b: Nátriumbentonit tartalmú riolituffa (Salgótarján környékéről) vizsgálata — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei*, **2**, 10–14, Budapest.
- BARNA J. 1957: A komlóskai bentonit iparilag hasznosítható tulajdonságai. — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei* **2/1**, 97–113.
- BARNA J. 1965–1966: Mád-környéki illites tufák vizsgálata és dúsitása. — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei* **10**, 225–241.
- BARNA J. 1966: Fehér bentonit töltőanyag előkészítése a golopi bentonitból. — *Kézirat*, Kutatási jelentés, Bányászati Kutató Intézet
- BÁRDOSSY GY. & HAJÓS M. 1963: A szurdokpüspöki diatomás rétegösszletek üledékföldtani és geokémiai jellemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1960-ról*, 121–141.
- BARTKÓ L. 1952: II. számú jelentés az Istenmezeje környékén végzett bentonit-kutatásokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 49.
- BARTKÓ L. 1961–1962: A nógrádi barnaköszénterület földtani vizsgálata. — *Kézirat*, Magyar Tudományos Akadémia Kandidátusi értekezés, 117 p.
- BEM B. 1953: Komlóska környékének bányaföldtani viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1950. évről*, 21–23.
- BENCE G., JÁMBOR Á. & PARTÉNYI Z. 1979: A Várkesző és Malomsok környéki alginít (olajpala) és bentonitkutatások eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1977-ről*, 257–266.
- BOCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDVAY L., PANTÓ G., RÓNAI A. & STEFANOVITS P. 1966: *Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához M-34–XXXIV. Sátoraljújhely.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 199 p.
- BUBICS I. 1978: A budapesti metróépítés földtani eredményei. — *Mérnökgeológiai Szemle* **21**, 5–87.
- BUDAI T. & CSILLAG G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana. — *A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei* **22**, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 118 p.
- CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-Mecsek kainozoos képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **72**, 281 p.
- CSAJÁGHY G., EMSZT M. & SZEPESI K. 1957: Az istenmezei bentonit. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1954. évről*, 35–43.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114 p.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgan formations in Hungary. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **25**, 209 p.
- CSESZKÓ M. 1958: A szobi Csákhegy környékének kőzet-földtani jellemzése. — *Földtani Közöny* **88/3**, 315–331.
- CSILLAG J. & ZELENKA T. 1989: A magyarországi neogén tufák elváltozásából képződött nemérces ásványi nyersanyagok. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1987. évről*, Budapest, 145–150.
- CSIMA K. 1989: Uzsabánya Lázi hegyek bazaltterület D-i részének részletes fázisú földtani kutatási terve. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.16649.
- CSIMA K. & MÉSZÁROS J. 1979: *Magyarország a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához Úrkút.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 77 p.
- DANK V. 1953: A Herend–Szentgáli barnaköszén medence. — *Földtani Közöny* **83/1–3**, 13–20.
- DANK V. 1962: A Dél-Zalai-medence mélyföldtani vázlata. — *Földtani Közöny* **92/2**, 150–158.
- DORMÁN J., KAKASY GY.-NÉ, KANYÓ L.-NÉ, MÁTYÁS E., MIZSER J., RADOVITS L., SASS P., SOHA I., SOLTÍ G., SZÉPVÖLGYI GY., SZÜCS I. & ZELENKA T. 1987: A hazai bentonitok földtani, bányászati, előkészítési, feldolgozási, kereskedelmi helyzete és távlati fejlesztési lehetőségei. — *Kézirat*, Magyarhoni Földtani Társulat, 202 p.
- FÖLDI M. 1966: A hidasi terület földtani felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, 93–110.

- FÖLDEVÁRI A. 1942: Jelentés a M. kir. Földtani Intézet Igazgatójának rendelete értelmében Sima, Erdőbénye és Szezilong között az 1973. évben végzett kaolin kutatásról. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936–38. évről*, 1245–1258.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. 1958: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **82**, Budapest, 90 p.
- FRITS J. 1949: Adatok a magyar bentonitkérdéshez a Komlóskai (Tokaj-Hegyalja) előfordulással kapcsolatban. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 34.
- FRITS J. 1950a: Előzetes jelentés a monoki bentonit-előfordulásról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 39.
- FRITS J. 1950b: Feljegyzés a mádi és komlóskai bentonit vizsgálatának eddigi eredményeiről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 40.
- FRITS J. 1950c: Komlóska és Telkibánya bentonit-kaolin-előfordulásainak bányaföldtani viszonyai. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 38.
- FRITS J. 1950d: Mádi kaolin, bentonit és kvarcelőfordulások bányaföldtani viszonyai. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 37.
- FRITS J. 1959: A végardói bentonit- és kaolin-előfordulás. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1955–1956 évről*, 47–54.
- GEDEON T. 1949: Adatok a fullerföld előfordulásokhoz. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 35.
- GRIM, R. E. & GÜVEN, N. 1978: Bentonites – Geology, Mineralogy, Properties and Uses. — *Developments in Sedimentology* **24**, Elsevier, Amsterdam, 256 p.
- GYARMATI P. & ZELENKA T. 1968a: *Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Tállya*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 50 p.
- GYARMATI P. & ZELENKA T. 1968b: *Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Mád*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 70 p.
- GYOVAI L. 1975: Összefoglaló földtani jelentés Sümeg–Sarvaly-hegy bazalt területének bazalt kutatásáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.5182.
- HALMAI J. 1974: A Fót és Csamád közötti terület harmadidőszaki képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, pp.65–86.
- HÁMOR G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **53/1**, 483 p.
- HÁMOR T. 1992: Szirák 2. sz. alapfúrás földtani eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1990-ről*, 130–167.
- HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **1**, 199–273.
- HORVÁTH Z., LORBERER Á., & RÓZSA E. 1998: Miocén tengerparti fáciesek Hetvehely környékén (Nyugat-Mecsek). — *Földtani Közlemények* **128/4**, 573–584.
- HUMMEL, K. 1922: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmirolyse (=submarine Gesteinszersetzung). — *Geologische Rundschau* **13/1**, 40–86 és 97–136.
- ILLÉS GY. & KOBLENCZ V. 1954: Évi jelentés a Hajmáskér–Bánd–Várpalota környéki felderítő bentonit-kutatásról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 54.
- ISMERETLEN SZERZŐ 1951–1952: Bánd–Szentgál–Márkó környéki bentonit-előfordulások földtani viszonyai. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 50.
- JÁMBOR Á. 1977: A Mányi-medence neogén képződményei felépítésének vázlata. — *Földtani Közlemények* **20/4**, pp. 25–27.
- JÁMBOR Á. 2010: A „felső-riolittufa” magyarországi előfordulásainak általános földtani jellegei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2008-ről*, 63–85.
- JÓZSA G. 1996: Székvölgy II. működő külfejtés K-i határvetője mentén található bentonitos–zeolitos riolittufára vonatkozó készlet-számítás. — Kazár IV–V. (Székvölgyi II. akna) barnakőszén védőnevelő bányatelek bővítése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár.
- JUHÁSZ A. Z. 1989: A várkeszői bentonittípus technológiai tulajdonságai. — *Földtani Kutatás* **32/4**, 65–70.
- KNIGHT, W. C. 1898: Bentonit. — *Engineering and Mining Journal* **66/17**, 491 p.
- KÓKAY J. 1966: A herend-márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. — *Geologica Hungariae, series Palaeontologiae* **36**, 36–149.
- KÓKAY J. 1967: A Bakony-hegység felsőtortonai képződményei. — *Földtani Közlemények* **97/1**, 74–87.
- KÓKAY J. 1988: Tengeri kifejlődésű kárpáti rétegek előfordulása Alcsútdobozon. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ről*, 263–279.
- KÓKAY J. 1991: A várpalotai déli neogén medence (Bakony-hegység). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1991-ről*, **2**, 129–140.
- KÓKAY J. 2006: Nonmarine mollusc fauna from the Lower and Middle Miocene Bakony Mts. W Hungary. — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **56**, 196 p.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. 1998: Harmadidőszaki bentonit típusú ásványi nyersanyagtelepek ásványtani, geokémiai és genetikai összehasonlító vizsgálata. — *Kézirat*, Kossuth Lajos Tudomány Egyetem PhD értekezés, 128 p.
- KUBOVICS I. 1964: Die mineralogisch-petrographische Untersuchung des unteren Rhyolithuffs und seiner Einschlüsse aus dem nördlichen Mátra-Gebirge. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica*, **8**, 121–137.
- KULCSÁR L. 1957: A komlóskai bentonit földtani helyzete. — *Földtani Közlemények* **87/2**, 147–153.
- LÓCZY L. ID.1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton Tudományos Tanulmányozásának eredményei* **1/1**, 617 p.

- LŐRENTHEY I. 1903: Pteropodás márga budapesti óharmadkori képződményekben. — *Földtani Közlöny* **33/4**, 472–475.
- MAJZON L. & TELEKI G. 1940: A városligeti II. számú mélyfúrás. — *Hidrológiai Közlöny* **20/1**, 33–67.
- MÁTYÁS E. 1966a: A Mád környéki felsőszarmata vulkáni utóműködés. — *Földtani Kutatás* **9/2**, 17–27.
- MÁTYÁS E. 1966b: A rátkai felsőszarmata édesvízi medence földtani és teleptani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **96/1**, pp. 27–41.
- MÁTYÁS E. 1970: Hydrothermal mineral paragenesis in some fields of postvolcanic activity. — *IXth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association IV*, 400–417.
- MÁTYÁS E. 1973: Mád környékének földtani-teleptani viszonyai. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **106/1**, 55–66.
- MÁTYÁS E. 1975: A Tokaji-hegységi nemérces ásványi nyersanyagok földtani teleptani viszonyai. — *Kézirat*, Magyar Tudományos Akadémia kandidátusi disszertáció.
- MOLNÁR J. 1953: Eger–Demjén környéki bentonitkutatás. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 56.
- NAGY K. 1954: A montmorillonit mennyiségének és kristálykémiai formulájának meghatározása néhány magyarországi bentonitban. — *Földtani Közlöny* **84/1–2**, 3–14.
- NEMECZ E. 1973: *Agyagásványok*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- NEMECZ E. & VARJÚ GY. 1963: Na-bentonit, klinoptilolit és kálicföldpát képződése a Szerencsi-öböl riolittufájából. — *Földtani Közlöny* **93**, Agyagásvány-füzet, 77–91.
- OLSEN, C.R. 1978: Sedimentation rates. — In: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURQUEOIS, J. (eds.): *The Encyclopedia of Sedimentology*. Strousburg, Dowden, Hutchinson & Ross, 687–692.
- PANTÓ G. & MOLNÁR J. 1954: Az Eger-demjéni mangánérc. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról*, 307–319.
- PÜSPÖKI Z., 2003: A Tardonai-dombság miocén medencefejlődés az üledékes szekvenciák fácies- és rétegtani adatainak tükrében. — *Kézirat*, PhD értekezés, Debreceni Egyetem, 128 p.
- PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M., MCINTOSH, W. & VINCZE, L. 2005: Eustatic and tectonic/volcanic control in sedimentary bentonit formation – a case study of miocene bentonit deposits from the Pannonian Basin. — *Clays and Clay Minerals* **53/1**, 71–91.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., SZEPESI J., MCINTOSH R.W., KÓNYA P., VINCZE L. & GYULA G. 2008: Geochemical records of a bentonitic acid-tuff succession related to a transgressive systems tract – indication of changes in the volcanic sedimentation rate — *Clays and Clay Minerals* **56/1**, 23–38.
- RADÓCZ GY. 1969: Előzetes jelentés a cserhádi apafúrások eredményeiről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről*, 281–283.
- RADOVITS L. 1981: A Mátra rózsaszállási felderítő fázisú bentonit kutatás jelentése és készletszámítása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.10602.
- RADOVITS L. 1984: Az Istenmezeje – Hangyabolyos Ny-i terület 1983–1984 évi felderítő fázisú kutatásának értékelése. — *Kézirat* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Salgótarján, (ÉMO 2765)
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1962: Az Ellend–I. sz. földtani alapfúrás közettani vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1959-ről*, 439–462.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1964: A Mecsek hegység miocén tufái. — *Kézirat*, Doktori értekezés, ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék., 64 p.
- ROZLOZNSNIK P. 1939: Jelentés az Ódörögdpusza mellett felkutatott derítőföldről = Zalahaláp ötk. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 32.
- SCHMIDT E. R. 1939: Adatok Csepelsziget É-i részének sztratigráfiai tektonikai és hidrológiai viszonyaihoz. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1933–1935-ről*, **2**, 986–1016.
- SCHMIDT E. R. 1947: *Magyarország ásványi nyersanyagai*. — Faust Könyvkiadó, Budapest, 79 p.
- SOLTI G. 1983: A kemenesháti bentonit prognózis javaslat (prognózis). — Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 184 p. (T.12332)
- SOLTI G. 1988: Az egyházaskeszői tufakráterben települő bentonit és alginít telep. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ről*, 379–397.
- SOLTI G. 1989: A magyarországi olajpalakutatások 1987. évi eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, 173–177.
- SOLTI G. 1996: *A Kárpát-medencében végzett olajpala (alginít) és bazaltbentonit kutatásának története és további lehetőségei*. — Alginít Alapítvány, Budapest, 89–96.
- SZABÓ J. 1879: *Budapest geológiai tekintetben*. — Magyar Királyi Egyetemi Könyvnyomda, Budapest, 50 p.
- SZABÓ J. 1888: Göd környéke, forrásainak geológiai és hidrográfiai viszonyai. — *Értekezések a Természettudományok Köréből* **17**, 1–44.
- SZABÓ I. 1969: A Bicskei-medence torton-szarmata képződményeinek radiológiai kutatása (zárójelentés). — *Kézirat*, MÉV Adattár (J-0114), Pécs.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — *Földtani Közlöny* **88/2**, 171–200.
- SZALAI T. 1949: A hazai fullerföld-bentonit előfordulások. — *Kézirat*, Magyar állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn 36., 2 p.
- SZATMÁRI P. 1962: Adatok a Cinkota környéki miocén ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **92/2**, 100–106.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1948: Bentonitosodott riolittufa Budapest-kőbányáról. — *Földtani Közlöny* **78/2**, 185–196.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1957a: Adatok a dunántúli medence harmadkori vulkánosságához. — *Földtani Közlöny* **87/1**, 63–68.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1957b: A komlóskai bentonit keletkezése. — *Földtani Közlöny* **87/2**, 135–146
- SZENTES F. 1943: Salgótarján és Pétervására közötti terület. — *Magyar Tájak Földtani Leírása* **5**, 57 p.
- SZENTES F. 1947: Fedémes környékének hegyszerkezeti viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1945–1947-ről*, **2**, 157–159.

- SZENTES F. 1955: Az istenmezejei bentonitelfordulás összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn 58, 68 p.
- SZENTES F. 1956: Az istenmezejei bentonittelep. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1954. évről*, 179–185.
- SZLABÓCZKY P. 1989: A IV-es Metró Móríc Zsigmond körtér– Hungária körút közötti szakaszának mérnökgeológiai jellemzése. — *Mérnökgeológiai Szemle* **38**, 79–89.
- SZTANÓ O. & TARI G. 1993: Early Miocene basin evolution in northern Hungary — Tectonics and eustasy. — *Tectonophysics* **226/1–4**, 485–502
- TOKODY L. 1955: Komlói bentonit. — *Földtani Közlöny* **85/3**, 389–390.
- VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
- VARGA GY. 1962: A Mátra-hegységi dácit és dácittufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **92/3**, 375–386.
- VARJÚ GY. 1957: Tolcsva környéki földtani térképezés. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1955–1956-os évekről*, 375–403.
- VARJÚ GY. 1964–1966: Magyarország bentonitelfordulásainak katasztere és távlati kutatásának terve (1964–1980). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.1820.
- VARJÚ GY. 1966: Nemércei ásványi nyersanyagok. — In: JANTSKY B. (szerk.): *Ásványtelepeink földtana*. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 238–312.
- VARJÚ GY. & NEMECZ E. 1976: Die geologischen Besonderheiten der Tonrohstoffe und die Tonforschung in der Ungarischen Volksrepublik. — *Schriftenreihe für geologische Wissenschaften* **5**, 243–261.
- VÉGH S. 1961: A Bakony-hegység bentonit-képződésének áttekintése. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **94/3**, 155–157.
- VÉGH S.-NÉ 1967: *Nemércei földtana*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 238 p.
- VENDL M. 1937: Neuere Daten zur Kenntniss der Walkerde (Bentonit) von Tétény. — *A Soproni Magyar Királyi Bánya- és Erdőmérnöki Főiskola Bánya- és Kohászati Osztály Közleményei* **9**, 320–326.
- VENDL M. 1938a: Bentonit (kallóföld) a fertőrákosi lajtamészakóból. — *Földtani Közlöny* **68/1**, 89–102.
- VENDL M. 1938b: Újabb adatok a tétényi kallóföld (bentonit) ismeretéhez. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **57/3**, 1108–1115.
- VICZIÁN I. 2010: Agyagásványok földtana. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtár (104 698), 124 p.
- VITÁLIS I. 1936: Jelentés a budapestvidéki fullerföld előfordulásáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 5.
- VITÁLIS I. 1937: Fullerföld-előfordulások Fót-Fótújfalú térségében. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, T.3420.
- VITÁLIS S. 1936a: Budafokon és Nagytétényben a derítőfölddel kapcsolatosan végzett munkálatokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 1.
- VITÁLIS S. 1936b: Jelentések a nógrádverőcei derítőföld előfordulásáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 2.
- VITÁLIS S. 1936c: Jelentés az Istenmezejei nemeságyag (derítőföld) előfordulásáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 6., 2p.
- VITÁLIS S. 1938a: Előzetes jelentés Gyulafirátót és Öskü környékének geológiai bejárásáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 30.
- VITÁLIS S. 1938b: Jelentés a Márkó, Bánd és Herend községek határában lévő fullerföld előfordulásokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 16.
- VITÁLIS S. 1938c: Jelentés Bánd és Szentgál községek határában előforduló kvarchomok, vasérc, bauxit és fullerföldről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 14.
- VITÁLIS S. 1938d: Jelentés egy újabb fullerföldelőfordulásról Szent Gálon. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 28.
- VITÁLIS S. 1938e: Összefoglaló jelentés a szentgáli fullerföld kutatásokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Bn. 12.
- VITÁLIS S. 1938f: Salgótarján megyei város vízellátása. — *Hidrológiai Közlöny* **18/1**, 461–479.
- ZELENKÁ T. 1964–1966: Tokajhegyalja DNY-i részének kőzetföldtani viszonyai. — *Kézirat*, Doktori Disszertáció, ELTE, TTK, Budapest, 108 p.
- ZELENKÁ T. 1994: Genetic relationships of hungarian clay deposits (kaolin, bentonite). — *Acta Mineralogica–Petrographica Szegediensis*, Supplementum **35**, 97–101.
- ZELENKÁ T. 1998: Helyzetkép a hazai szilárd nyersanyagok kutatásáról. — *Földtani Közlöny* **128/1**, 173–178.
- ZELENKÁ T. & JUHÁSZ A. Z. 1998: Magyarország nemfémes ásványi nyersanyagainak földtani és ásványelőkészítési kutatása az elmúlt 5 évtizedben. — *Építőanyag* **50/4**, 128–133.
- ZELENKÁ T., KOVÁCS-PÁLFFY P. & TRAUER N. 2005: The role of expanding clay minerals in mass movements at Hollóháza, Tokaj Mts. — *Acta Mineralogica–Petrographica* **46**, 63–67.
- ZELENKÁ T. 2011: Helyzetkép s hazai nemfémes ásványbányászati (ipari ásványok) nyersanyagokról. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **144/3**, 20–24.

Kézirat beérkezett: 2012. 01. 13.

I. melléklet. A magyarországi bentonit előfordulások főbb adatai
Enclosure I. Important data of bentonite occurrences in Hungary

	Az előfordulás helye	Az adat származása	A bentonit kora	Kiindulási közege	Genetikai típusa	Települési mélysége m-ben	Termelés	Kis indikáció	Jelentős indikátor	Gazdaságilag hasznosítható
1	Ajka	VEGH 1961	Mb	pt	4,5	180	?	+	?	?
2	Acsútdoboz	KÓKAY 1988	Mb ₁ (?)	pt	4	50	?	+	?	?
3	Balatonföldvár	id. LÓCZY 1913	Mb	pt	4,5	kb. 280	?	+	?	?
4	Balatonhenye	SM 1973-74	Pa ₁	βt	4	33, 64	?	+	?	?
5	Bánd	VITÁLIS S. 1938c	Mb ₂	pt	5	felszíni	?	+	+	?
6	Bánd Szentgál	VITÁLIS S. 1938d	Mb ₁	pt	5	20, 50	volt	?	?	+
7	Bántapuszta	SM 1978-79	Mb ₁	pt	4,5	felszíni	?	+	?	?
8	Bár	SM 1978 79	Q ₁	pt	4	60	?	+	?	?
9	Berhida	SM 1986	Pa ₁	pt	4	116	?	+	?	?
10			Ms	pt	4	141		+	?	?
11	Bia	VITÁLIS I. 1936	Ms	pt	4	felszíni	?	+	?	?
12	Bodajk	SM 1976	Mb	pt	4,5	43, 58	?	+	?	?
13	Bodrogkisfalud	BOCZÁN et al. 1966	Ms	pt	2c	7	?	+	?	?
14	Bodrogszegi	BOCZÁN et al. 1966	Ms	pt	2c	?	?	+	?	?
15	Bogdány (Duna?)	Ismeretlen 1951 52, Bn. 50	Mb	pt	2b	?	?	+	?	?
16	Bóly	SM 1981-82	Ms	pt	4	568	?	+	?	?
17	Borsodszent	Ismeretlen 1951 52, Bn. 50	Mo	pt	3	?	?	+	?	?
18	Botpuszta	FRITS 1949	Ms	pt	4	?	?	+	?	?
19	Budafok Nagytétény	SZABÓ 1879	Ms	pt	4	20	volt	?	?	?
20	Budajenő	SM 1975	Mb	pt	5	472	?	+	?	?
21	Budakeszi	HOFMANN 1871	E ₁	αt	5	felszíni	?	+	?	?
22	Budapest Kálvin tér	BUBICS 1978	Mk	pt	4	18	?	+	?	?
23	Budapest Keleti pu.	SM 2002-2003	Mb	pt	4	39	?	+	?	?
24	Budapest Kőbánya	SZÉKYNÉ FUX 1948	Ms	pt	4	20	?	+	?	?
25	Budapest Rákóczi tér	SM 2006	Mk	pt	4	39	?	+	?	?
26	Budapest Szabadság-hegy	SCHUEER 1995 szóbeli	Pa ₁	αt*	5	3	?	+	?	?
27	Budapest Városliget	MAJZON & TELEKI 1940	Mb	pt	4	135	?	+	?	?
28	Cinkota	SZAIMÁRI 1962	Mo Mk	pt	3,4	felszíni	?	+	?	?
	Csák-hegy lásd Szob									
29	Csepel-sziget	SCHMIDT 1939	Ms	pt	4	50	?	+	?	?
30	Csesznek	SM 1977	E ₁	αt	4	105	?	+	?	?
31	Csesztve	SZALAI 1949	Mo	pt	4,5	?	?	+	?	?
32	Csór	SM 1968	Ms	pt	4,5	252	?	+	?	?
33	Csőde	SM 1991	Q ₂	βt*	4	felszíni	?	+	?	?
34	Diósd	SM 1978 79	Ms	pt	4	51	?	+	?	?
35			Mb	pt	4	104	?	+	?	?
36	Dőr	SM 1990	Q ₁	βt*	5	124	?	+	?	?
37		SM et al. 1990	Pa ₁	βt	2b	203	?	?	+	+
	Dörgöcse lásd Mencshely									
38	Dunakeszi	SZABÓ 1888	Mb	pt	4,5	felszíni	?	+	?	?
39	Eger	GEDÉON 1949	Mb	pt	2b	felszíni	?	+	?	?
40	Eger-Demjén	MOLNÁR 1953	Ol ₁	αt	4	100	?	?	+	?
41	Egyházaskesző	SOLTI 1988	Pa ₁	βt	2c	5	+	?	+	+
42	Filend	RAVASZNÉ BARANYAI 1962	Mb	pt	4	836	?	+	?	?
	Erdőbénye lásd Sima									
43	Fityek	SM 1969	Mb	pt	4	115	?	+	?	?
44	Érd	Ismeretlen 1951 52	Ms	pt	4	20	?	?	+	?
45	Fedémes	SZENTES 1947	Mo	pt	3	felszíni	?	?	+	+
46	Fehérvárcsurgó	FRITS 1949	Ms? Mb?	pt	4,5	207	?	+	?	?
47	Fertőrákos	VENDI M. 1938a	Mb ₁	pt	4	5	?	+	?	?
48		SM 1978 79	Ms	pt	4	166	?	+	?	?
49	Fót	VITÁLIS I. 1937	Mb	pt	4,5	50	?	+	?	?

I. melléklet folytatása

Continuation of Enclosure I

	Az előfordulás helye	Az adat származása	A bentoni kora	Kiindulási közege	Genetikai típusa	Települési mélysége m-ben	Termelés	Kis indikáció	Jelenős indikáció	Gazdaságilag hasznosítható
50	Gálósfa	SM 1978 79	Mo	pt	3,4	890, 907	?	+	?	?
51	Gérece	SOIT in DORMÁN et al., 1987	Pa ₃	βt	4	7	?	+	?	?
52	Golop	VARJÚ 1957, BARNA 1966	Ms	pt	2d	30	–	–	+	+
53	Gönc	BOCZÁN et al. 1966	Ms	α	2a	?	?	+	?	?
54	Gyöngyös	GEDEON 1949	Mb	αt	2b	?	?	+	?	?
55	Gyulafehérvár	VITÁIS S. 1938a	Ms	pt	4,5	felszíni	?	+	?	?
56	Gyúró	SM 1969	M ₁ b	pt	4	167	?	+	?	?
57			Mk	αt	4	208	?	+	?	?
58	Hajmáskér	ILLÉS & KOBLÉNCZ 1954	T ₁	βt	8	felszíni	?	+	?	?
59	Hasznos	VADÁSZ 1960	Ms	pt	4	felszíni	?	+	?	?
60	Herend	DANK 1953	Mb ₁	pt	4,5	175	?	?	+	+
61	Hetvehely	HORVÁTH et al. 1998	Mb	pt	8	felszíni	?	+	?	?
62	Ilidas	FÖLDI 1966	Mb ₂	pt	5	200	?	?	+	+
63	Ilidasnémeti	SM 1981-82	Ms	pt	4	732	?	+	?	?
64			Mb ₂	pt	4	1198	?	+	?	?
65			Mb ₁	pt	4	1338	?	+	?	?
66	Hollóháza	DORMÁN et al. 1987	Ms	pt	2c	?	?	?	+	?
	Inászó lásd Salgótarján									
67	Inota	ILLÉS & KOBLÉNCZ 1954	Ms	pt	5	felszíni	?	+	?	?
68	Istenmezeje	VITÁIS S. 1936c	Mo	pt	3	felszíni	+	?	+	+
69	Kab-hegy	VADÁSZ 1960	Pa ₃	βt	2b	felszíni	?	?	+	?
70	Kapolcs	SM 1973	Pa ₃	βt	4	14	?	+	?	?
71	Kazár	JÓZSA 1996	Mo	pt	3	felszíni	van		+	+
72	Kishajmás	CITKÁN 1991	Ms	pt	4,5	felszíni	?	?	+	?
73	Kisjobbágyi	GEDEON 1949	Mb	αt	2b	?	?	+	?	?
74	Kisnána	GEDEON 1949	Mb	αt?	?	?	?	+	?	?
75	Kisterenye	DORMÁN et al. 1987	Mo	pt	3	?	?	+	?	?
76	Komló	TOKODY 1955	Mk	α	2a	felszíni	?	+	?	?
77	Komlóskő	FRIIS 1949	Ms	ρ, pt	2a	30	volt	?	?	?
78	Lajoskomárom	SM 1980	Pa ₁	pt	4	670	?	+	?	?
79			Ms	pt	4	674	?	+	?	?
80	Magyaregregy	FRIIS 1949	Mb	pt	4,5	felszíni	?	+	?	?
81		Császár 2002	K ₁	β, βt	2c	felszíni		+	?	?
82	Magyargencs Macaltó	BENCE et al. 1979	Q ₁	βt*	5	20, 53	?	?	+	?
83	Mád-Danczka	VARJÚ 1957	Ms	pt	2d	27 40			+	+
84	Mád-Rátka	FRIIS 1950 b, d	Ms	pt	2a 2d	20	van	?	?	+
85	Mány	SM 1976	Mb	pt	4,5	229, 304	?	+	?	?
86		SM 1978 79	T ₁	pt	6	154, 207	?	+	?	?
87	Mátraverebély	FRIIS 1949	Mo	pt	3	?	?	+	?	?
88	Mátra-Észak	VARGA 1962	Mk	αt	2b	felszíni	?	+	?	?
89	Mátra Rózsaszállás	RADOVITS 1981	Mk	αt	2b	felszíni	?	?	+	?
90	Mecsek-Csörge-patak	Császár (szóbeli közlés)	J ₁	?	?	felszíni		+		
91	Ménshely Dörgicse	BUDAI & CSILLAG 1998	Pa ₂	βt	2f	felszíni	?		+	?
92	Mogyoród	VITÁIS I. 1937	Pa ₃	pt*	5	felszíni	?	+	?	?
93	Monostorapáti	FRIIS 1950a	Ms	pt	2c	felszíni	?	?	+	?
94		BARNA 1956	Pa ₂	βt	4	felszíni	?	+	?	?
95		SM 1973	Ms	pt	4	20	?	+	?	?
96		T ₁	pt	6	50	?	+	?	?	?
97	Mórág	SZALAI 1949	Mb	pt	4	?	?	+	?	?
98	Nagygyöngyös	SM 1971-72	Mb	pt	4	752	?	+	?	?
99	Nagykozár	SM 1983	Mo	pt	3	358, 456	?	+	?	?
100	Nagyloc	BARIKÓ 1961 62	Mo	pt	3	150	?	+	?	?

I. melléklet folytatása

Continuation of Enclosure I

	Az előfordulás helye	Az adat származása	A bentonit kora	Kiindulási kőzete	Genetikai típusa	Telepítési mélysége m-ben	Termelés	Kis indikáció	Jelentős indikátor	Csúszhatóság hasznosítható
147	Telkibánya	BARIKÓ 1952	Ms	ρt	2c	423	?	+	?	?
148	Tihany	SM 1973	Ms	ρt	4	117		+	?	?
149	Tolesva	FRIIS 1949	Ms	ρt	2c	?	?	?	+	?
150	Tököl	SM 1980	Ms	ρt	4	755	?	+	?	?
151	Úgod	SM 1977	Pa ₂	βt	4	8	?	+	?	?
152	Uny	SM 1976	Mb	ρt	4	86	?	+	?	?
153	Újsza	CsIMA 1989	Pa ₃	βt	2h	felszíni	?	+	?	?
	Úrkút lásd Kab-hegy									
154	Vajta	SM 1974	Mb	αt	4	857	?	+	?	?
155	Vác	SZALAI 1949	Mb?	$\alpha t?$?	?	?	+	?	?
156	Vál	FRIIS 1949	Mb	ρt	4	?	?	+	?	?
157	Várkesző	BENCE et al. 1979	Pa ₃	βt	2e	5	volt		+	+
158	Városlöd	BARTRÓ 1952	Mb	ρt	5	?	?	+	?	?
159	Várpalota	ILLÉS & KOBLÉNCZ 1954	Ms	ρt	4,5	50	?	+	?	?
160			Mb ₂	ρt	4,5	305	?	+	?	?
161			Mb ₁	ρt	4,5	350	?	+	?	?
162			Mk	ρt	4	209	?	+	?	?
163	Várvölgy	SM 1983-85	Ms	ρt	4	172	?	+	?	?
164	Vásárosnamény	SM 1978	Ms	ρt	3	552, 947	?	+	?	?
	Vérőce lásd Nógrádverőce									
	Vérgárdó lásd Sárospatak-Vérgárdó									
165	Véndek-hegy	SM 1974	Mb	ρt	4,5	24	?	+	?	?
166	Vigántpetend	SM 1973-74	Pa ₃	βt	2f	9	?	+	?	?
167	Visegrád	GEDFON 1949	Mb	αt	4	?	?	+	?	?
168	Vöröstó	SM 1973 74	Pa ₃	βt	3	9	?	+	?	?
169			T ₂	ρt	6	28	?	+	?	?
170	Zalai-medence	DANK 1962	Mb	ρt	4	2000	?	+	?	?
171	Zebegény	VITÁJIS S. 1936 b	Mb	αt	2b	5	?	+	?	?

SM	saját megfigyelés
Q ₂	középső-pleisztocén
Q ₁	kora-pleisztocén
Pa ₃	késő-pannóniai-pliocén
Pa ₂	késő-pannóniai
Pa ₁	kora-pannóniai
Ms	szarmata
Mb ₂	késő-badeni
Mb ₁	kora-badeni
Mb	badeni
Mk	kárpáti
Mo	ottnangi
Ol ₂	középső-oligocén
E ₃	középső-eocén
K ₁	kora-kréta
J ₃	késő-jura
T ₂	középső-triász
α	andezit
αt	andezittufa
β	bazalt
βt	bazalttufa
ρ	riodácit
ρt	riodácit tufa

*-gal az áthalmazott kiindulási kőzeteket jelöltük.

A legmagasabban fekvő mecseki pannon-tavi üledékek helyzete és kora

SEBE Krisztina¹, KONRÁD Gyula¹, MAGYAR Imre²

¹Pécsi Tudományegyetem, Földtani Tanszék; 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: sebe@gamma.ttk.pte.hu; konrad@ttk.pte.hu

²MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest, Pf. 137., e-mail: immagyar@mol.hu

On the position and age of the highest-lying Lake Pannon deposits in the Mecsek Mts (SW Hungary)

Abstract

Sediments of the Late Miocene Lake Pannon occur at elevations up to nearly 400m a.s.l. on the slopes of the Mecsek Mts. However, up until now the age of the highest-lying outcrops has only been inferred from indirect data. Here we describe a section of a wave-eroded shoreline from a new exposure, where the age is proved by a bivalve fossil, and discuss the tectonic implications.

Based on the occurrence of *Dreissenomya cf. intermedia* FUCHS and on the history of the regression process of Lake Pannon, the described shoreline sediments can be dated to the first part of the *Prosodacnomya vutskitsi* chron — i.e. to approximately 7–6 Ma. Nearby boreholes support the assumption that Lake Pannon sediments were deposited at elevations even higher than the present outcrop and covered most of the Mecsek Mountains. The presently high elevation of the sediments could have been equally caused by lake level oscillations and by post-sedimentary vertical tectonic movements; the contribution of each factor, however, is difficult to untangle. Wave-cut platforms of Lake Pannon are not suitable to trace syn-sedimentary vertical tectonic movements due to the low resolution of biostratigraphic methods used to date the raised beaches and to the high speed of lake level changes.

Keywords: Mecsek Mts (Hungary), Lake Pannon, Upper Miocene, wave-cut platform, uplift

Összefoglalás

A Pannon-tó üledékei a Mecsekben ma közel 400 m tszf. magasságig fordulnak elő, de a legmagasabban fekvő előfordulások korára eddig csak közvetett adatok utaltak. Egy új feltárás alapján leírjuk egy tavi abrúziós part szelvényét, ahol ősmaradvány bizonyítja az üledék korát, valamint tárgyaljuk a korbesorolás tektonikai vonatkozásait.

A litorális üledék kora a talált *Dreissenomya cf. intermedia* FUCHS maradvány alapján és a Pannon-tó visszahúzóódási folyamatának ismeretében a *Prosodacnomya vutskitsi* kron első felére, mintegy 7–6 millió évre tehető. Környékbeli fúrások alapján feltételezhető, hogy a Pannon-tó üledékei ennél nagyobb magasságban is lerakódtak, és a Mecsek legnagyobb részét befedték. A feltárt rétegsor magas helyzetét a tó vízszíntingadozásai és az utólagos szerkezeti mozgások egyaránt okozhatták, a két tényező aránya nem állapítható meg. A Pannon-tó abrúziós teraszai a korbesoroláshoz használt biosztratigráfiai módszerek gyenge időbeli felbontása és a vízszíntváltozások gyors üteme miatt alkalmatlanok szinszediment függőleges szerkezeti mozgások nyomonkövetésére.

Tárgyszavak: Mecsek, Pannon-tó, felső-miocén, abrúziós színlő, kiemelkedés

Bevezetés

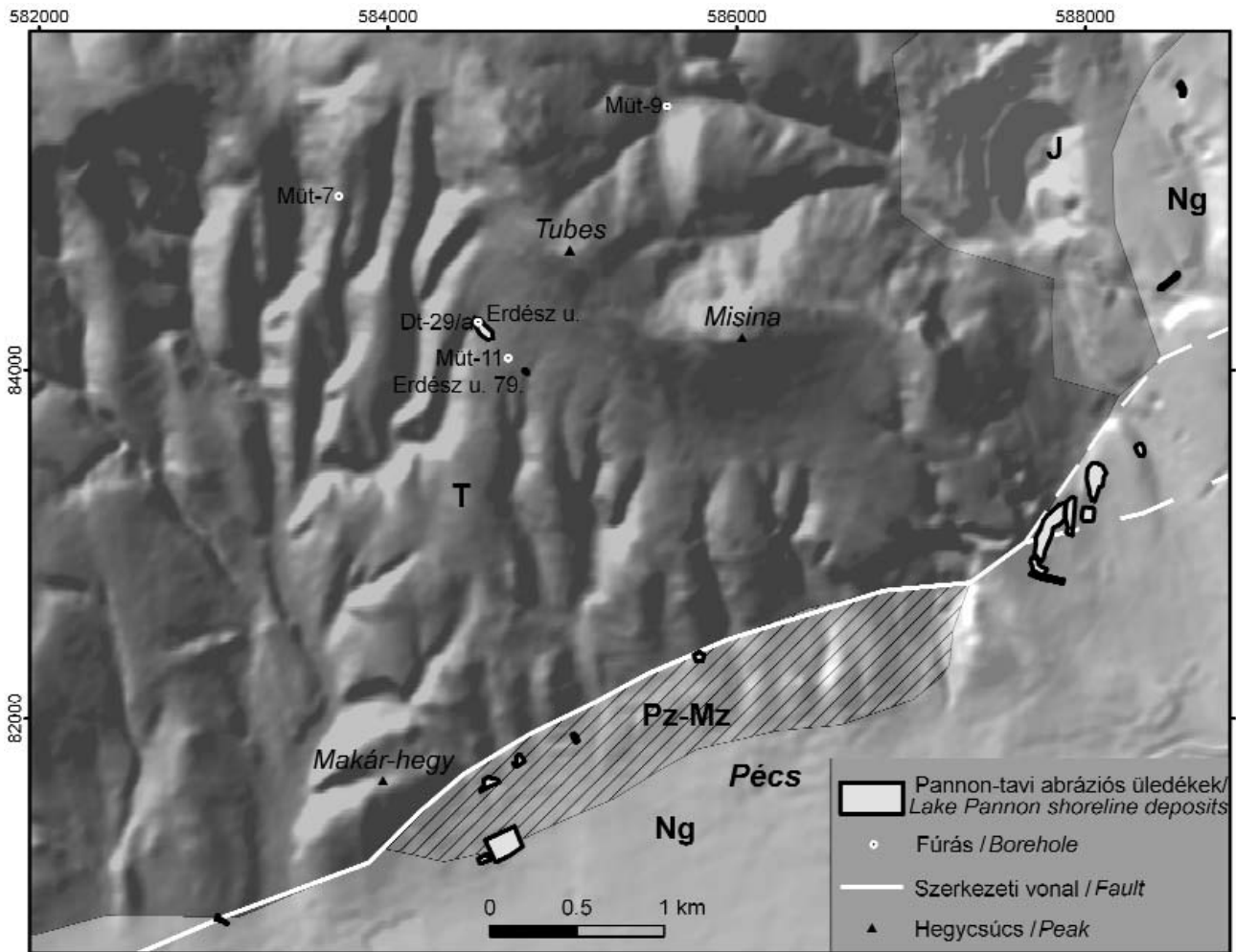
VADÁSZ 1935-ben megjelent munkája óta ismert, hogy a Mecsek területén a pannóniai üledékek lerakódásának idején jelentős tektonikai mozgások zajlottak. A mozgások a miocén után is folytatódtak és a hegység kiemelkedésével jártak (WEIN 1967). Mind a függőleges irányú mozgások-

nak, mind a Pannon-tó történetének a nyomonkövetéséhez fontos adatokkal járulhat hozzá a tavi abrúziós üledékek és színlők vizsgálata.

A Mecsekben pannóniai (felső-miocén, tavi fáciesű) üledékek nagyobb kiterjedésben a déli, hegységperemi feltolódásos zónában és azon túl, az előtérben fordulnak elő, de kis foltokban a déli lejtő magasabb részein is megtalálhatók

(1. ábra). A legmagasabban fekvő feltárásokat — az Erdész utca mentén — CHIKÁNNÉ & KÓKAI (1983) írták le. A főleg homokból és kevesebb kavicsból álló előfordulás Pécs

rolás tektonikai vonatkozásait és általában a Pannon-tó abrúziós színlőinek tektonikai vizsgálatokban való alkalmazhatóságát.



1. ábra. A vizsgált feltárás elhelyezkedése

T - triász; J - jura; Ng - neogén; Pz-Mz: paleozoos-mezozoos kibúvások a Mecsek-alja-övben

Figure 1. Location of the studied outcrop

T - Triassic; J - Jurassic; Ng - Neogene; Pz-Mz: Palaeozoic-Mesozoic rocks in the Mecsek-alja Dislocation Zone

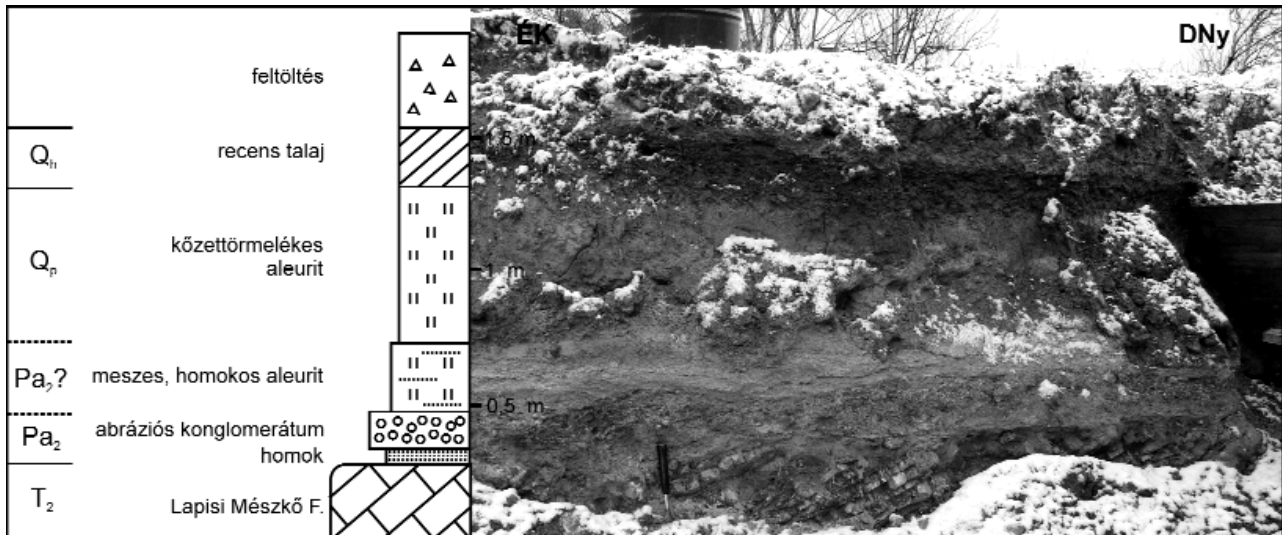
északi részén, 370–390 méteres tszf. magasságban húzódik, és a Pannon-tó abrúziós színlőjét képviseli. A már korábban is ismert, de bizonytalan korú homokfoltokat a fenti szerzők részletesen vizsgálták, és a „felső-pannóniai alsó-középső felébe” sorolták. E besorolás korjelző ősmaradványok hiányában elsősorban szedimentológiai vizsgálatokra alapozva, analógiák alapján történt. Bár az alaphegység és a kavicsos-homokos üledék érintkezését csak fúrás tárta fel, a képződmények abrúziós eredete egyértelmű volt.

2010-ben egy házalap az Erdész u. 79. keleti oldalán lévő telken (EOV: 584798; 83982; z=378 m; 1. ábra) nemcsak a litorális üledéket, hanem magát az abrúziós partot is feltárta. A rétegsorból viszonylag jó megtartású kagylómaradvány került elő, ami aránylag pontos korbesorolást tett lehetővé. Mivel a magas helyzetű képződmény a Mecsek emelkedés-története szempontjából is fontos, érdemesnek látjuk az új feltárást röviden bemutatni. Emellett tárgyaljuk a korbeso-

Az abrúziós part rétegsora

A sziklás part sötétszürke, vékonyréteges, ÉK-ies dőlésű, középső-triász Lapisi Mészkövön alakult ki (2. ábra). Az abrúziós terasz, azaz a dőlő mészkövőretek lenyesett felszíne egyenetlen, de közel sík. Erre vékony, de változatos abrúziós rétegsor települ. A litorális összlet vastagsága a feltárás ÉNy-i részén csak 0,5–0,6 m, míg a medence irányában 2,5–3 m-re nő. A rétegek nem kitartóak: két, az egykori partvonalra merőleges, egymástól kb. 4 m-re lévő falban a jellemző rétegcsoportok ugyan párhuzamosíthatók, de az egyes rétegek nem feltétlenül.

A mészkövőfelszínen szórtan abrúziós tömbök hevernek. Általában közepesen-jól kerekítettek, átmérőjük 80 cm-ig terjed. Nagyrészt a Lapisi Mészkövő Formációból származnak, de a kisebbek között vannak dolomit anyagúak is, melyeket az ebben a magasságban kb. 800 m-rel észak-



2. ábra. A feltárás ÉK-i, partközeli része

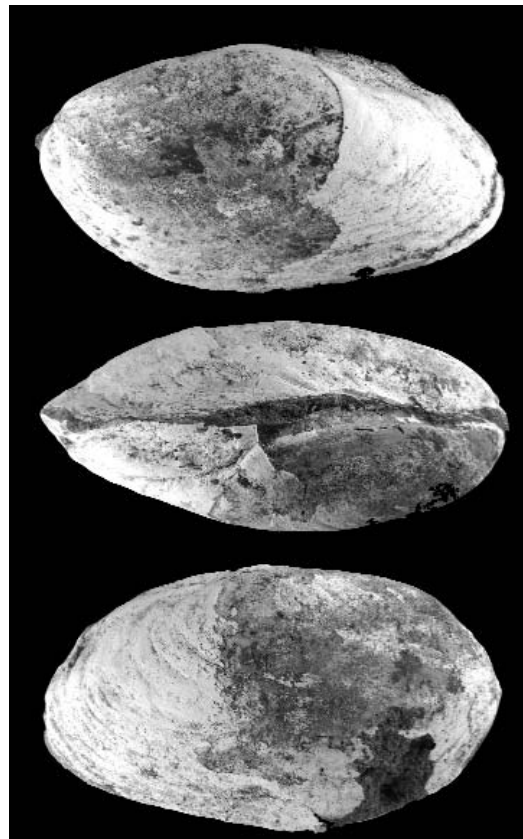
Figure 2. The north-western, proximal part of the exposure

nyugatabbra kibukkanó Rókahegyi Dolomit szolgáltatott. A tömböket megtalálhatjuk a szomszédos házak kertjében is, valószínűleg ugyanígy, házalapozáskor kerültek a felszínre.

A mészkőre az abrasziós tömbök között és azokat befedve 0,2–3 m összvastagságban homok- és konglomerátumrétegek, helyenként -lencsék települnek változó számban, vastagságban és kiterjedésben. A rétegsor alján kavics, illetve konglomerátum jellemző. A feltárás hegységhez közelebbi részén, ahol a litorális összlet kis vastagságú, ehhez csak kevés homok társul, míg a déli részen vastag homok fedi, amelyben följebb, kiemelkedő lencseként jelenik meg újra a kavics. A homok világos vörösszürke, jól osztályozott, közép(-nagy)szemű, erősen csillámos. A konglomerátumrétegek rendszerint jól osztályozottak és jól kerekített kavicsokból állnak, bár előfordul közepesen koptatott kavicsokból álló lencse is. A konglomerátumokat karbonát cementálja. A cementáltság és a jellemző kavicsméret rétegenként változó, de egy-egy rétegen belül egységes. Az Erdész utca északi oldalán több helyen bukkan ki számban álló abrasziós breccsa is. Ezek alig koptatott, középső-triász mészkő és dolomit anyagú kavicsokból állnak és erősen cementáltak.

Efölött 0,2–0,4 m vastag, hullámos, elmosódó rétegszerű, illetve lencsés, közepesen cementált homokos kőzetliszt következik. Sötét lilásszürke, rozsdabarna és világosszürke rétegekből áll, erősen meszes. Valószínűleg már nem a tavi rétegsorhoz tartozik, hanem annak rövid távú áthalmozásával jöhetett létre. A magas mésztartalom későbbi, pedogén eredetű lehet, egy fiatalabb paleotalaj mészfelhalmozódási szintjét képviseli. E talaj magasabb szintjét az a vörös, kőzetlisztes agyagréteg jelölheti, ami a legtöbb helyen már lepusztult, de a feltárás ÉNy-i részén foltokban, néhány méter hosszan és legfeljebb 20 cm vastagságban megőrződött a tárgyalt tarka rétegek fedőjében. Kora bizonytalan; a plio-pleisztocén Tengelici Formációba vagy a kvarter lözrsorozat alsó részébe tartozhat.

Az alsó, durva kavicsréteg fölötti homokból került elő a 3. ábrán látható *Dreissenomya* kagyló. A *Dreissenomya* nemzetség pannon-tavi endemikus forma, bár egyes fajai később meghonosodtak a Dáciai- és Euxin-medencében is. Az egyetlen innen előkerült példány nem törött, mégsem nevezhető igazán jó megőrzésűnek, mert a héja erősen visszaoldódott. A maradvány nem élethelyzetben, azaz



3. ábra. *Dreissenomya* cf. *intermedia* FUCHS az abrasziós rétegekből (hossz: 4 cm)

Figure 3. *Dreissenomya* cf. *intermedia* FUCHS from the shoreline deposits (length 4 cm)

függőlegesen, az üledékbe beásódva őrződött meg, hanem vízszintesen feküdt a homokban. Nagyobb távolságú áthalmozódása azonban nem valószínű, mert a váz zárt teknőkkel maradt meg, a belsejét homok tölti ki. A *Dreissenomya* nemzetség gyakran pionír formaként jelenik meg a vízmozgás vagy az oxigénellátottság szempontjából extrém környezetekben (l. pl. MAGYAR et al. 2006). A faj szintű, biztos határozás még jó megtartás esetén sem feltétlenül lehetséges, mert MARINESCU 1977-es monografikus feldolgozása óta a csoport modern rendszertani vizsgálata nem történt meg. Az Erdész utcai példány mindazonáltal erősen hasonlít a Pécs-Nagyárpádról leírt *Dreissenomya intermedia* FUCHS fajra, kora pedig az árpádi kísérőfauna alapján (SZÓNOKY et al. 1999) valószínűleg megfelel a miocén végi *Prosodacnomya vutskitsi* kronnak (ca. 7–5 millió év). Mivel a Pannon-tó feltöltődése e kron első felében érte el a Mecseket (MAGYAR 2010), az üledék kora megközelítőleg 7–6 millió évre tehető.

A pannon-tavi üledékek magassági elterjedése a Mecsekben

Az Erdész utcai feltárások képviselik a biztosan pannon-tavi üledékek legmagasabb helyzetű ismert mai előfordulását a Mecsekben, de utalnak adatok arra, hogy a tó a hegység magasabb részeit is elborította.

Az Erdész utcától ÉNy-ra, 416 m tszf. magasságban (l. ábra) indított Magyarűrög térképező Müt-7 fúrás 5–12 m közötti mélységben, kvarter lejtőtörmelék alatt változó mértékben agyagos-közetlisztes–finomhomokos közettörmeléklet fúrt, melynek mátrixa főleg durva közetliszt és finomhomok. A törmelék anyaga 0,3–18 cm átmérőjű, szögletes vagy alig koptatott mészkő, ami a közvetlen fekéből, a Viganvári Mészkő Formációból származik (CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1982). Ugyan egyik sem kizáró ok, de az agyagtartalom, a változatos szín a vörösestől a szürkésfehérig, valamint a 11 m környékéről leírt mészkonkréció-töredékek felvetik, hogy az összlet már nem a Pannon-tó üledéke. Pécs és környékén számos helyen láthatunk ilyen megjelenésű üledékeket, amelyek anyaga döntő részben a pannóniai homokok igen rövid távú áthalmozásából származik. (Valószínűleg ezek közé tartozik a fent bemutatott Erdész utcai hálózat feltárásának középső része is.) A besorolás bizonytalanságát mutatja, hogy a Müt-7 fúrás leírói is kérdőjellel adtak „Pliocén – felső-pannóniai/?” kort az összletre (CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1982). Hasonló anyagú és hasonlóan kérdéses korbesorolású a Müt-11 fúrásban 0,6–8,1 m közt harántolt rétegsor is (CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1982).

A Misina-Tubes vonulat északi oldalán mélyült Müt-9 fúrás 378 m tszf. magasságban indult. A 2,4–9,2 m közt megfúrt, közetliszt és finomhomok dominanciájú, változatos színű anyag BODOR E. (in CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1982) palinológiai vizsgálatai alapján pannóniai, de idősebb kainozoos és mezozoos korú áthalmozott alakokat is tartalmaz, kora „felsőpannónnál fiatalabb, késői pleisztocén, vagy korai holocén” (CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1982).

Mindezen feltárások arra utalnak, hogy náluk — egyben az Erdész utcai színlőnél — magasabban is rakódtak le pannóniai üledékek a Mecsekben, amelyek képződési helyüknél valamivel lejjebb, áthalmozott formában őrződtek meg.

A kiemelt helyzet magyarázata, tektonikai megfontolások

A magas helyzet alapvetően két tényezővel, a tó magas vízállásával és/vagy a hegység emelkedésével magyarázható.

A közelmúltban végzett vizsgálatok (MAGYAR 2010, UHRIN 2011, UHRIN & SZTANÓ 2012) kimutatták, hogy a Pannon-tó relatív vízszintje éghajlati hatásra több alkalommal jelentős mértékben, akár 150–200 m-rel is megemelkedhetett. Ezek a vízszintváltozások viszonylag rövid idő alatt zajlottak le: UHRIN (2011) 8,9–6,0 Ma között 12 ilyen ciklust írt le a Dunántúl nyugati részén, 250 ezer év átlagos időtartammal. A vízszint tehát többször is végigvándorolhatott a hegy lejtőjén, különböző magasságokban alakítva ki teraszokat. A többszöri vízszintváltozást támasztja alá, hogy az Erdész utcában mélyült Pécs-Donátus Dt-29/a fúrásban 0,2 és 1,5 m közt harántolt, szálaban álló pannon-tavi litorális összlet konglomerátuma „pannóniai homokkőtörmelék” koptatott darabjait is tartalmazza (CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1982), azaz a tó újra feldolgozta saját, korábban lerakott és diagenizálódott üledékeit.

A szinsziment emelkedés nyomozására többen tettek kísérletet abráziós teraszok segítségével (pl. LOVÁSZ 1970, KRIVÁN in CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1983, KOCH 1988). A jórészt morfológiai alapon körülhatárolt, abráziós teraszként értelmezett felszínmaradványokból több szintet különítettek el. Az egyre alacsonyabban fekvő szinteket egyre fiatalabbnak tekintették, feltételezve, hogy a vizsgált időszakban a hegység folyamatosan vagy szakaszosan, de süllyedésszerű események nélkül emelkedett.

A „felső-pannóniai” homokos üledékek lerakódásával egyidős kompressziós, emelkedéssel is járó tektonikai aktivitás VADÁSZ (1935) óta ismert. Érdekes azonban figyelembe venni a lehetséges emelkedési rátát is. A közvetlen déli előtér medenceüledékeinek segítségével a pannóniai üledékekre számolt átlagos süllyedési ráta (0,03–0,14 mm/év, KONRÁD 2005) nagyságrendje többé-kevésbé megfelel a hasonló lemeztektonikai helyzetben lévő területekre jellemző emelkedési rátáknak is. Még viszonylag magas, 0,1 mm/éves emelkedési ütemmel számolva is 100 m szintkülönbség 1 millió év alatt tud kialakulni, a tektonikus emelkedés tehát körülbelül egy nagyságrenddel lassúbb, mint a vízszint éghajlati okokra visszavezethető változásai. Emiatt nem állítható, hogy az Erdész utcai terasz más pannon-tavi üledékekhez képest magas helyzetét a szinsziment emelkedésnek köszönheti, illetve általánosságban elvethető az a feltételezés, hogy a magasabban fekvő teraszok szükségszerűen idősebbek. A magasságban legközelebbi olyan abráziós parti üledékek, amelyeket mai

ismereteink szerint nem választ el jelentős, differenciált függőleges mozgásokat okozó szerkezeti vonal az Erdész utcai előfordulástól, keletre, a Pécsbányatelepi-öblözet északi részén található, 240–280 m tszf. magasságban. Vízsztintváltozásokkal tehát akkor is megmagyarázható lenne ez a magasságkülönbség, ha feltételeznénk, hogy a hegység nem emelkedett a késő-miocénben.

Az után, hogy a Pannon-tó feltöltődött a Mecsek környékén, igen jelentős tektonikai behatások érték a hegységet. Az alaphegység a déli előtérre tolódott, és a Mecsek-aljában keskeny alaphegységi közetpázták közé becsúszva is megjelennek a pannóniai üledékek (pl. NAGY & HÁMOR 1964, KLEB 1973). Az előtérhez képest az emelkedés mértéke nem ismert pontosan, de több száz (HÁMOR [1966] szerint 500–600) méterre tehető. Ezzel a feltöltődéses mozgással is megmagyarázható a hegység felső régiójában található pannóniai üledékek helyzete. Az emelkedés következtében a hegység központi blokkjáról a tavi rétegsor szinte maradéktalanul lepusztult, a diszlokációs övben is számos helyen a rátolt alaphegység védő hatása miatt maradhatott meg.

A fentiek után már kisebb jelentőségű az a kérdés, hogy egyáltalán mennyire azonosíthatók a területen a Pannon-tó abrúziós teraszai. A Mecsek déli lejtőjén leírt abrúziós teraszok kijelölése üledékmaradványok hiányában nagyrészt a domborzat alapján történt (pl. LOVÁSZ 1970, KRIVÁN in CHIKÁNNÉ & KÓKAI 1983, KOCH 1988). Az abrúziós teraszokra jellemző az igen csekély ($1-2^\circ$) lejtésű, közel sík felszín és a hozzá kapcsolódó meredek, sziklás part. Ilyen morfológia még akkor is nehezen található a Mecsek-oldalban, ha figyelembe vesszük, hogy a paleofelszínnek csak maradványait kell most keresni, és hogy az utólagos tektonikai mozgások kibillentették azokat. Az a tény, hogy noha az Erdész utcában feltárásban láthattuk az abrúziós terasz egy részletét, mégsem jelenik meg a környéken abrúziós partra utaló felszínforma, óvatosságra int a maradványfelszín morfológiai alapon történő kijelölését illetően.

Következtetések

A CHIKÁNNÉ & KÓKAI (1983) által analógiák alapján pannon-tavi abrúziós színlokként azonosított előfordulás kőzetanyagának mind fáciése, mind kora bizonyítást nyert. A litorális üledék kora a talált *Dreissenomya cf. intermedia* FUCHS maradvány alapján és a Pannon-tó visszahúzóási folyamatának ismeretében a Prosodacnomya vutskitsi kron első felére, mintegy 7–6 millió évre tehető.

Ez a pannóniai üledékek legmagasabb helyzetű bizonyított előfordulása a Mecsekben. Feltételezhető azonban, hogy a Pannon-tó üledékei ennél nagyobb magasságban is megjelentek, és a Mecsek legnagyobb részét befedték.

A feltárt rétegsor magas helyzete a tó vízszintingadozásával, illetve az utólagos szerkezeti mozgásokkal magyarázható. E tényezők hatásának az aránya a rendelkezésre álló ismeretek alapján nem állapítható meg.

A Pannon-tó abrúziós teraszai több szempontból alkalmatlanok szinszediment függőleges szerkezeti mozgások nyomonkövetésére. Mivel elsősorban biosztratigráfiai módszerekkel, a rajtuk megőrződött litorális üledékek ősmaradványai alapján lennének korolhatóak, nagyságrendileg millió év pontosságú kort állapíthatnánk meg így. Ilyen pontosságú korolás alapján a jellemző emelkedési ráták ismeretében még jelentős szintkülönbséggel települő teraszok sem különíthetők el. Emellett a vízszintváltozások üteme nagyságrenddel gyorsabb volt, mint a szerkezeti mozgásoké (UHRIN 2011), ezért a színlokk elhelyezkedésére gyakorolt hatásuk — az adott vízszintváltozási cikluson belül — felülírja a tektonika hatását.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk RONCZYK Leventének (PTE Földrajzi Intézet), aki felhívta figyelmünket a feltárára, valamint JÁMBOR Áronnak és UHRIN Andrásnak lektori munkájukért. A munka a PD 104937 sz. OTKA projekt és a Dél-dunántúli régió egyetemi versenyképességének fejlesztése (TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0002) pályázat támogatásával készült. A tanulmány az MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport 173. közleménye.

Irodalom — References

- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. 1978: Pécs város építésföldtani térképsorozata. Pécsszabolcs (6. sz.). Földtani észlelési magyarázó. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 602 p.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. & KÓKAI A. 1982: Pécs város építésföldtani térképsorozata. Magyarürög (5. sz.) 1:10 000-es méretarányú térképlap. Földtani észlelési magyarázó. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 508 p.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. & KÓKAI A. 1983: Felső-pannóniai abrúziós színlokk a Misina-Tubes vonulat (Mecsek hegység) DNY-i oldalán. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1981. évről*, 249–261.
- HÁMOR G. 1966: Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről*, 193–206.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 53/3, 750–943.
- KOCH L. 1988: Geomorfológiai vizsgálatok a Ny-Mecsekben. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, J-1309, 24 p.
- KONRÁD GY. 2005: A Mecsek déli előtérmedencéinek szerkezetalakulása. — In: BUGYA T. & WILHELM Z. (szerk.): *Tanulmányok Tóth*

- Józsefnek. Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajzi Intézet, Pécs, 157–172.
- LOVÁSZ, GY. 1970: Surfaces of Planation in the Mecsek Mountains. — In: *Studies in Hungarian Geography* **8.**, Akadémiai Kiadó, Budapest, 65–72.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben.* — GeoLitera Kiadó, Szeged, 140 p.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P. M., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E. & LANTOS, M. 2006: Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest-Kőbánya. — *Facies* **52**, 209–220.
- MARINESCU, F. 1977: Genre *Dreissenomya* Fuchs (Bivalvia, Heterodonta). — *Institut de Géologie et de Géophysique, Mémoires* **26**, 75–118.
- NAGY E. & HÁMOR G. 1964: *Magyarország földtani térképe, 10 000-es sorozat, Pécsbányatelep.* — Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- SZÓNOKY, M., DOBOS-HORTOBÁGYI, E., GULYÁS, S., MÜLLER, P., SZUROMI-KORECZ, A., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: Árpád, a classic locality of Lake Pannon bivalves. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 89–108.
- UHRIN A. 2011: *Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben.* — Doktori (PhD) értekezés, ELTE, Budapest, 127 p.
- UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2012: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **101**, 1427–1440.
- VADÁSZ E. 1935: *A Mecsekhegység.* — Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 180 p.
- WEIN GY. 1967: Délkelet-Dunántúl hegység szerkezete. — *Földtani Közlöny* **97**, 371–395.
- Kézirat beérkezett: 2012. 03. 20.

A Balaton környékén előforduló pannon-tavi üledékek földtana V.

A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típuszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés

SZTANÓ Orsolya¹, MAGYAR Imre², SZÓNOKY Miklós³, LANTOS Miklós⁴, MÜLLER Pál⁴,
LENKEY László⁵, KATONA Lajos⁶, CSILLAG Gábor⁴

¹ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C (sztano@caesar.elte.hu)

²MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest, Pf. 137. (immagyar@mol.hu)

³Szegedi Tudományegyetem Föld- és Őslénytani Tanszék, 6722, Szeged, Egyetem u. 2–6.

⁴Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14. (lantos.miklos@upcmail.hu; csillag.gabor@mfgi.hu)

⁵MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C (lenkey@pangea.elte.hu)

⁶Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 3–5.

Tihany Formation in the surroundings of Lake Balaton: type locality, depositional setting and stratigraphy

Abstract

Revisiting the Tihany, Fehérpart section, overviewing archive data, comparison with successions of nearby wells, well-logs, stratigraphic data and results of the high-resolution seismic surveys on Lake Balaton resulted a coherent picture on the depositional environment, age, stratigraphic correlation and palaeogeographic connections of the Tihany Formation. In addition to former analyses of grain-size distributions, carbonate and clay content, the sedimentary structures were investigated, a pilot study of gamma-ray measurements on the field was carried out, and several orders of cyclicity were demonstrated. Palaeontological data from earlier studies were collected and analyzed, and magnetic polarity of the rocks was measured. The Tihany, Fehérpart section is correlated with the *Spiniferites tihanyensis* dinoflagellate, the MN11 micromammal and the *Lymnocardium decorum* littoral mollusc biozones. With the exception of the lowermost few metres, it shows normal magnetic polarity. It is underlain by open lacustrine, reverse polarity shales of the *Congerina praerhomboides* zone, and is overlain by layers indicative of the *Prosodacnomya* zone. The latter is well defined by the radiometric age (7.9 Ma) of the overlying volcano-sedimentary suite. Therefore the Fehérpart section was deposited either 8.1–8.0 Ma (C4n.2n) or 8.3–8.2 Ma (C4r.1n chron) ago.

The Tihany Formation was deposited in a variety of palaeoenvironments related to deltas entering Lake Pannon. It consists of parasequences, i.e. shallowing up successions from below wave base to lake level, generated by sediment accumulation. Parasequences were formed on the delta front or in inter-distributary bays to delta-plain swamps and distributary channels. Beyond the high frequency lake-level and partly autocyclic environmental fluctuations, most likely climatically induced fourth-order lake-level changes of about 15–30 m amplitude occurred, resulting in minor transgressions followed by repeated progradation of deltaic lobes.

Although the Tihany (as well as the very alike Somló) Formation is currently found along the rim of the hills, it was originally deposited in the same way as the Újfalu Formation known only from the subsurface of deep basins. The dynamics of deltaic settings feeding to Lake Pannon can be understood by studying the Tihany Formation in outcrops. The only difference between the two formations might be in the number of overlying delta cycles and their thickness; both were determined by rate of subsidence, being smaller at basement highs where Tihany Formation accumulated than at basin areas where Újfalu Formation was defined. It is suggested here to include the Tihany (and Somló) beds as members of the Újfalu Formation.

Fourth-order sequence boundaries were recognized between the overlying progradational deltaic bodies. In the vicinity of Tihany no evidences of lake-level drops were revealed, but elsewhere small incised-valley fills point to minor lake-level drops. The overall regression, interrupted by transgressive events, continued in the study area until the shelf edge of Lake Pannon shifted as far to the south as 50–60 km, i.e. at about 8 Ma ago. After that, flooding events became rare and small in amplitude, then the area became a terrestrial plain. Fluvial deposits are not known from the direct vicinity, but travertines formed in small freshwater ponds fed by karst springs. The transition from lacustrine to terrestrial palaeo-environments is part of the overall normal regression as a result of high sediment input to Lake Pannon. Large incised valleys or other evidences of recurring terrestrial conditions which could be related to third-order sequence boundaries mappable all over the Pannonian Basin were identified neither in Tihany nor in Újfalu Formation.

Keywords: Lake Pannon, delta progradation, lithostratigraphy, parasequence, sequence boundary, stage Pannonian/Pontian

Összefoglalás

A tihanyi Fehérpart szelvényének újrajvizsgálata, archív adatok összegyűjtése, az eredmények összehasonlítása környező fúrások rétegsoraival, rétegtani adatokkal és a Balatonon mért nagyfelbontású szeizmikus szelvényezések eredményeivel maga után vont a Tihanyi Formáció keletkezési viszonyai, kora, rétegtani helyzete és ősföldrajzi kapcsolatai mélyebb megértését. Korábbi szemcseméret, karbonát- és agyagásványtartalom elemzések mellett megvizsgáltuk a rétegsor üledékszerkezeteit, úttörő módon mértük az üledék természetes gamma sugárzását, kimutattuk a rétegsor különböző léptékű ciklicitását. Áttekintettük és egymással összevetettük a korábbi paleontológiai adatokat, és megvizsgáltuk a kőzetek mágneses polaritását. A fehérparti rétegsor a Spiniferites tihanyensis dinoflagellata, az MN 11 emlős és a *Lymnocardium decorum* puhatestű zónába tartozik, legalsó része fordított, zöme azonban normál mágneses polaritású. Feküjében a *Congeria praeheromboidea* zónába, más feltárásban fordított polaritást mutató, nyíltvízi, míg valószínű fedőjében a *Prosodacnomya* zónába tartozó rétegek vannak; ez utóbbi zóna, illetve kron kezdetét a fedő vulkánit 7,9 millió éves radiometrikus kora adja meg. A fehérparti üledékek így vagy 8,1–8,0 millió (C4n.2n), vagy 8,3–8,2 millió (C4r.1n kron) évvel ezelőtt keletkeztek.

A Tihanyi Formáció rétegei a Pannon-tóba érkező deltákhoz kapcsolódó változatos öskörnyezetben — a torkolatok előterében és a deltaágak közötti öblökben hullámbázisnál mélyebb vízben, majd a feltöltődéssel sekélyedő vízben, végül a deltasíksági mocsarakban és medrekben — paraszekvenciák soraként rakódtak le. A nagy frekvenciájú vízszint-változások és mozaikos környezeti változások mellett kimutatható egy kb. negyedrendű, valószínűleg klimatikus vezérelt ciklicitás is, mely a tó vízmélységének 15–30 méteres ismétlődő növekedését, partvonalának hátrálását, majd ezt követően újabb, az előzőekre települő deltalebenyek megjelenését eredményezte. Noha jelenleg hegységperemi helyzetben tanulmányozhatjuk, keletkezését tekintve a Tihanyi Formáció — a vele majdnem azonos keletkezésű Somlóival együtt — azonos a medenceterületekről, csak fúrásokból ismert Újfalui Formációval. A Pannon-tavat feltöltő deltarendszerek dinamikus fejlődése a felszínen tanulmányozható Tihanyi Formáció révén érthető meg. Az Újfalui és a Tihanyi Formációk között csak a deltaciklusok ismétlődésének számában és esetleg azok vastagságában van különbség, amit kifejlődési területükön az aljzatsüllyedés eltérő mértéke szabott meg. Ezért javasoljuk, hogy a továbbiakban az Újfalui Formáció részeként tekintsük a Tihanyi (és Somló) Tagozatokat.

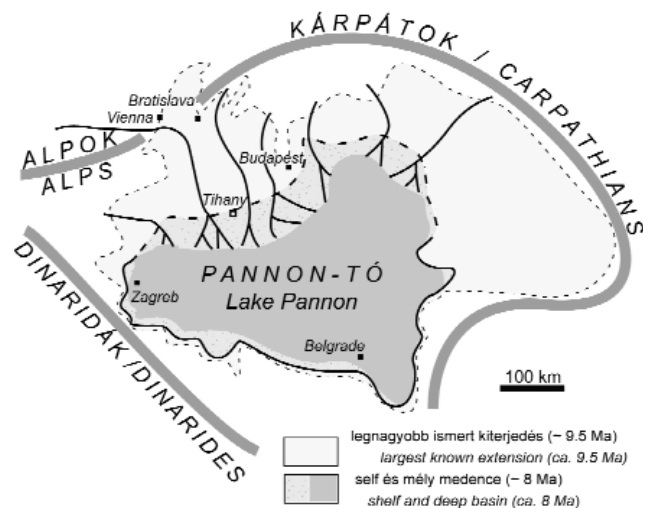
Az egymásra épülő deltaciklusokat negyedrendű szekvenciahatárok választják el. Tihanyban és környékén nem észleltünk vízszintesre utaló jeleket, másutt azonban kisebb bevágott völgyek utalnak erre. A transzgresszív eseményekkel megszakított általános regresszió mindaddig folytatódott a vizsgált területen, míg a Pannon-tó sekély vízü feljött és lejtőjét elválasztó perem 50–60 km-rel délebbre nem helyeződött, kb. 8 millió évvel ezelőtt. Ettől kezdve az előtések megritkultak, majd a terület szárazulattá vált, ahol nem folyóvízi üledékek, hanem lokálisan források táplálta tavacskákból édesvízi mészkő keletkezett. Ez az általános, időben folyamatosan előrehaladó normál regresszió része. Nagyobb mértékű bevágódás, tartós, elöntéssel záruló szárazulati kitérítés bizonyítékaival, melyeket a Pannon-medence egészében térképezhető harmadrendű szekvenciahatárhoz köthetnénk, sem a Tihanyi, sem az Újfalui Formációban nem találkoztunk.

Kulcsszavak: Pannon-tó, deltaépülés, litosztratigráfia, paraszekvencia, szekvenciahatár, pannóniai/pontusi emelet

Bevezetés

A Balaton mentén Tihanyánál, majd a keleti és a déli magasparton messziről felismerhető, sötétszürke párhuzamos felszínekkal tagolt, világosszürke–fehér meszes aleurit, finomhomok és szenes agyag-aleurit sorozatból álló kőzetek találhatók, melyek a késő-miocén Pannon-tóban rakódtak le (1. ábra). Gyönyörű és részletgazdag szelvények ma is használható módon dokumentálják az egykor teljesebb magasparti rétegsorokat. Ezekből a rétegsorokból ábrázolták az első pannóniai ősmaradványt, a tihanyi kecskekörmöt, még a 18. században (BARTSCH 1782), majd innen írták le a Pannon-tó első *Lymnocardium* és *Congeria* fajait a 19. században (PARTSCH 1836, MÜNSTER in GOLDFUSS 1837, FUCHS 1870). A szelvények gazdag ősmaradványtartalma felkeltette a Balaton környéki pannóniai képződmények első szisztematikus kutatói, HALAVÁTS (1902) és LŐRENTHEY (1905) figyelmét is, akik egyik leggyakoribb fossziliája alapján „*Congeria balatonica* rétegeknek” nevezték ezt a képződményt.

A Tihanyi Formációt, mint közetrétegtani egységet JÁMBOR (1980) írta le, eredetileg tagozatként, a fekvő Somló és a fedő Toronyi Tagozatokkal együtt. A három képződményt három egymást követő üledékciklus termékeként értelmezte, és kiemelte hasonlóságukat. Később mind-



1. ábra. A Pannon-tó ősföldrajzi vázlata a tihanyi rétegsor keletkezése idején. Megkülönböztettük a selfperemnél mélyebb és a sekély nyíltvízi self területeket. Utóbbi vízmélysége gyakran változott a vízszintingadozások és üledék-beszállítás révén (MAGYAR et al. 1999a és MAGYAR 2010 után)

Figure 1. Palaeogeography of Lake Pannon at the time of formation of Tihany, Fehérpart section. Shallow water shelf areas sensitive to interactions of lake-level fluctuations and sediment input, as well as profundal waters are marked (modified after MAGYAR et al. 1999a and MAGYAR 2010)

három egység formáció rangra emelkedett. A formációkra a változékonyság jellemző (JÁMBOR 1989, JÁMBOR et al. 1997, KÖRPAŠNÉ-HÓDI 1998): tarka vagy kékeszürke, részben talajosodott, mészkonkréciós agyagokból, s közte lerakódott homoktestekből állnak. A homoktestek anyaga és eloszlása szeszélyes. Gyakori a szerves anyag feldúsulása: növény-maradványok, huminites agyag-, szenes agyag-, és vékony lignitrétegek is előfordulnak. Ósmaradványok hiányában, pl. fúrású rétegsorok tagolásakor ezek hiánya, jelenléte vagy vastagsága a legfontosabb bélyeg, mely alapján az egyébként hasonló litológiájú, genetikailag szoros rokonságban álló formációk elkülöníthetők (JÁMBOR 1980, BUDAI et al. 1999). A Somlói Formációban, mely a Tihanyival együtt fejlődött ki a Balaton környékén, nincsenek szervesanyag dús rétegek, míg a Toronyiban ezzel ellentétben több, jelentős vastagságú lignitlep is előfordul, közvetlenül a Kisalföld jelenlegi nyugati pereménél (JÁMBOR 1980, KÖRPAŠNÉ-HÓDI 1998). A három képződmény fúrású adatok alapján sem térben, sem időben nem különböztethető meg egyértelműen, a formációhatárok kijelölése gyakran önkényes. Ennek oka az üledékképződési környezet mozaikossága, valamint tér- és időbeli változékonysága, melyet tanulmányunk tárgya, a tihanyi Fehérpart szelvénye is kiválóan példáz.

A Tihanyi Formáció típuszelvényének az egyik legtöbbet vizsgált feltárását, a Tihany, Fehérpart rétegsorát

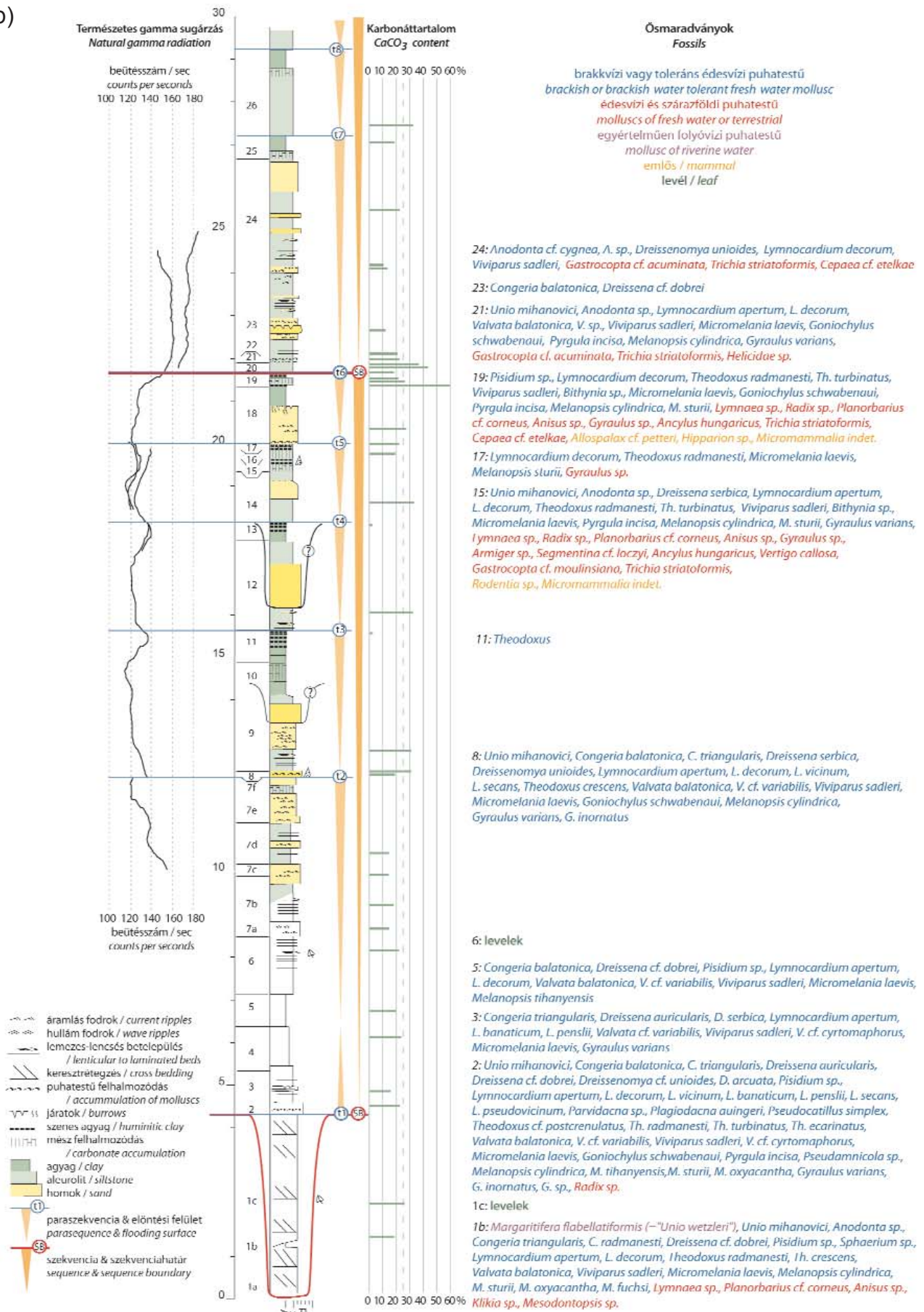
jelölték ki (KÖRPAŠNÉ-HÓDI 1998). Ezt először HALAVÁTS (1902), LÖRENTHEY (1905, 1908), és VITÁLIS (1908, 1910) vizsgálták, majd részletes leírást BARTHA (1958, 1971) adott a feltárásról. A rétegekben található kagylósrákokat ZALÁNYI (in BARTHA 1958), majd SZUROMI-KÖREČZ, a sporomorphákat NAGY-BODOR (NAGY-BODOR & SZUROMI-KÖREČZ 1989), a makrobotanikai anyagot HABLY (1992) ismertette. A feltárás leírása megjelent a „Magyarország alapszelvényei” sorozatban (MÜLLER & SZÓNOKY 1988). Ezt követően az RCMNS és az IGCP égisze alatt kiadott „Chronostratigraphie und Neostatotypen” könyvsorozat „Pontien” kötetében (MÜLLER & SZÓNOKY 1990, MÜLLER 1990), a pontusi emelet egyik alemeletének „fáciesztratotípusaként” vált ismertté. Jelen tanulmányban először a fehérpartú feltárás rétegsoráról, e rétegek képződési környezetéről, a rétegsor koráról rendelkezésünkre álló, részben új megfigyeléseken és méréseken alapuló ismereteket foglaljuk össze, majd ezekből kiindulva a Tihanyi Formációnak a pannóniai kőzetrétegtani rendszeren belüli helyzetét és szekvenciasztratigráfiai értelmezését tárgyaljuk. A Tihany, fehérpartú szelvény leírása és elemzése során MÜLLER & SZÓNOKY (1988, 1990) rétegszámozását vittük alapul, amelyhez — az évtizedek során bekövetkezett omlások ellenére is — jól tudtuk illeszteni friss észleléseinket (2. ábra, a, b).



2. ábra. A tihanyi Fehérpart szelvénye. a) látkép, b) → rétegszlop SZTANÓ és MAGYAR 2002–2006 közti észlelései (színes) alapján, kiegészítve MÜLLER & SZÓNOKY (1990) alapszelvényén még szereplő, ma már fedett rétegekkel (fekete). A rétegszámozás és a faunalista MÜLLER & SZÓNOKY (1990) alapszelvényét követi. A karbonáttartalom SZÓNOKY nem publikált méréseiből származik. A rétegek természetes gamma sugárzását LENKEY mérte 2005-ben

Figure 2. The Tihany, Fehérpart section. a) Panoramic view, b) → Sedimentological log based on observations by SZTANÓ and MAGYAR between 2002–2006 (in color), completed by data from the section by MÜLLER & SZÓNOKY (1990) (in black-and-white). Bed numbering and list of molluscs are in agreement with the latter section. Carbonate content is from unpublished data by SZÓNOKY. Gamma ray log was measured by LENKEY in 2005

b)



A tihanyi fehérparti szelvény rétegsora

Anyagvizsgálati eredmények

Szemcseösszetétel

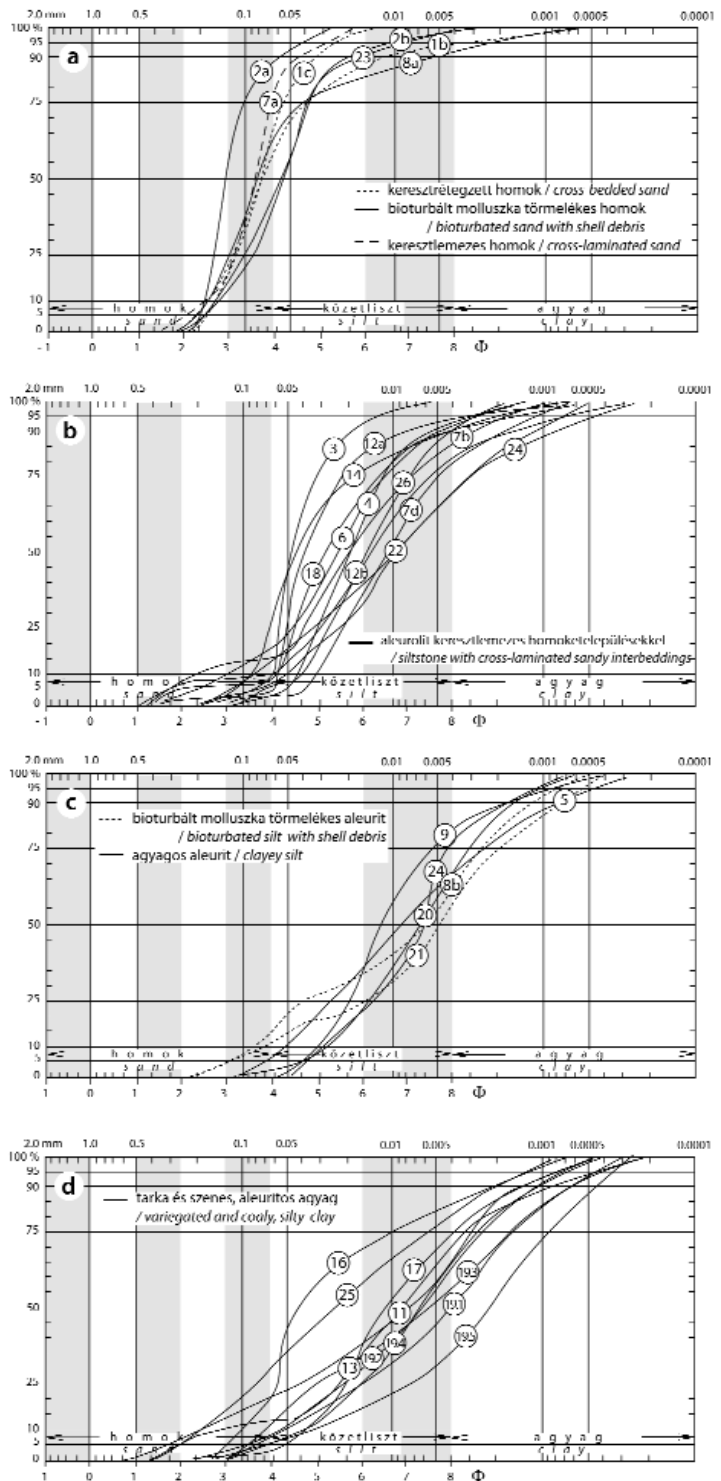
A tihanyi fehérparti rétegsor különböző szemcseméretű, de uralkodóan finomhomokos és kőzetlisztes üledékekből áll (3. ábra).

Az összlet apró- és finomszemcsés homokjainak többsége közepesen vagy jól osztályozott (3. ábra, a; pl. 1c, 2. rétegek), ahogy azt a viszonylag meredek kumulatív eloszlási görbék jelzik. Találhatók gyengén, rosszul osztályozott homokrétegek is a rétegsorban (pl. 8., 23. rétegek; elnyúlt lankás eloszlások), melyek gyenge osztályozottsága már terepen is észlelhető, hiszen az uralkodóan közepes szemcsés homokban kisebb-nagyobb vegyes megtartási állapotú molluszkahéj is dúsul luma-sellaserűen (4. ábra, a, b, c). Egyes rétegekben bioturbáció révén, járatkitöltésként, vagy már teljesen keveredve homokos aleurit és aleuritós homok található. Ezek a szemcseeloszlási görbén mellékmaximumként jelentkeznek (3. ábra, b; pl. 18. réteg teteje). Mellékmaximumot okozhat még a minták keresztlemezessége is (pl. 7a, 22., 24. réteg görbén; 3. ábra, a és 4. ábra, e, f), hiszen ilyenkor az áramlás sebességének finom fluktuációja változóan az apró- vagy a finomszemcsés homok ülepedésének kedvez.

Az aleuritrétegek néhány kivételtől eltekintve közepesen/gyengén osztályozottak, finom- és aprószemcsés homok, valamint agyagtartalmuk igen változó (3. ábra, b, c; 7b, 7d, 20., 22., 24. rétegek). Egyöntetűen azt jelzik, hogy a nyugodt ülepedést rövid ideig tartó vízmozgás szakította meg, mm–cm vékony finomhomok-lencsékkel ülepedve, melyet azután a bioturbáció többnyire felismerhetetlenségig elkevert az aleurittal. Gyenge osztályozottságúak a 11., 13., 15–17., 19. és 25. rétegek tarka, aleuritós agyagjai (3. ábra, d), melyek igen sok finomra tört molluszkahéj-töredéket, molluszkahéj-törmelékű homokot, kevert huminites anyagot tartalmaznak.

Természetes gamma

A fehérpart szelvényen kísérleti jelleggel megmértük a rétegek természetes gamma sugárzását is. Munkánk célja az volt, hogy a leginkább a mélyfúrás geofizikában használt módszert felszíni mérésre adaptáljuk, és az eredményeket összevessük a közvetlenül tanulmányozható, mintavételezhető rétegsorokkal. Az agyagok magas radioaktivitást, míg a durva törmelékű üledékek (homok, kavics) alacsony radioaktivitást mutatnak, így a makroszkóposan észlelt szemcseméret-változásokat független módszerrel ellenőrizhettük. A kapott szelvényt értelmezhetőnek találtuk: a beütésszámok a rétegsor anyagának megfelelően változnak,

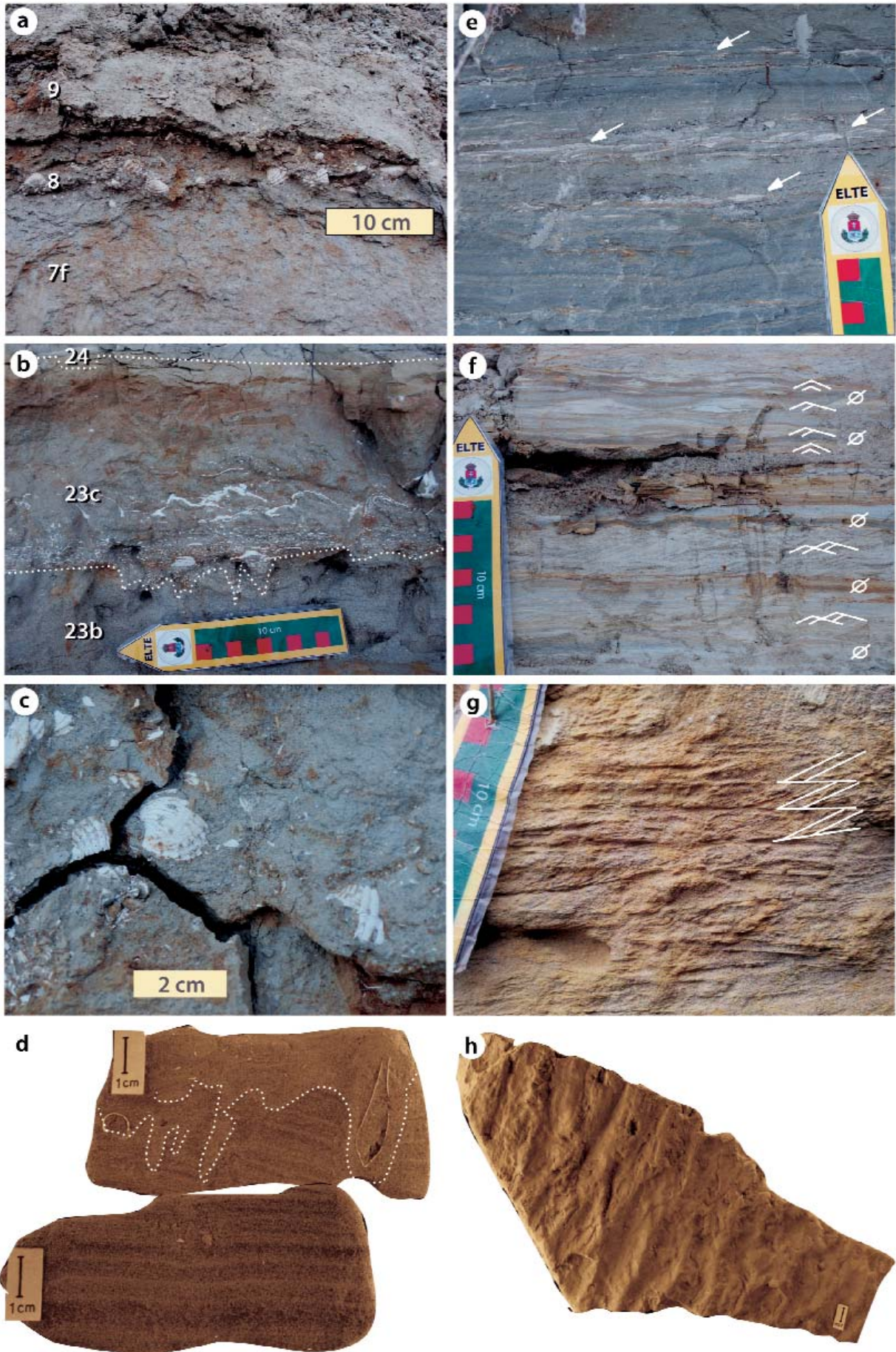


3. ábra. A tihanyi, Fehérpart szelvénye rétegeinek kumulatív szemcseméret eloszlása. Minél meredekebb a görbe, annál jobb az osztályozottság

Figure 3. Cumulative grain-size distributions of the Fehérpart strata. Steeper the curve better the sorting is

a módszert alkalmazhatónak ítéltük. A későbbiekben olyan helyen is alkalmazhatjuk a mérést, ahol részletesen észlelni nem lehet, ám a szelvény mentén a szemcseméret-változásokat, üledékciklusokat látni szeretnénk.

A fehérpart rétegsorban a természetes gamma-aktivitást — melyet az egy másodperc alatt beérkezett beütésszám-



←4. ábra. Tömeges, lumasellaszerű puhatestűhéjak a 8. (a) és a 23. (b) rétegben. c) *Lymnocardium apertum* és *L. decorum* töredékek a 21. rétegből. d) Beásott *Dreissenomya* a 3. réteg siklemezesei homokjában. e) Néhány mm vastag homoklencsés aleurit. f) Aszimmetrikus kissé kúszó és szimmetrikus keresztlemezes finomszemcsés homok aleurittal váltakozva (23. réteg) állóvizet, áramló és hullámzó vízmozgást jelez. g) Az aprószemcsés keresztlemezes homok a 18. rétegben tartósabb egyirányú áramlás terméke. h) Réteglapon megőrződött hullámfodrok a 9. rétegből

←Figure 4. Accumulation of mollusc shells and shell hash in bed 8 (a), and 23 (b). c) *Lymnocardium apertum* and *L. decorum* fragments in bed 21. d) Burrow with *Dreissenomya* in horizontally laminated bed 3. e) Siltstone intercalating with mm-thin sand lenses and stripes. f) Asymmetrical and symmetrical cross-laminated very-fine sand in bed 23 indicates alternations of still water, currents and wave agitation. g) Asymmetrical cross-lamination in bed 18 points to unidirectional currents. h) Wave ripples on surface of bed 9

ként kaptunk — kézi gammaszpektrométerrel mértük (Exploranium, GR-135), szelvény mentén 10 centiméterenként, mérési pontonként 30 másodpercig. Ezzel a terepi mérési körülményekből adódó hibát olyan kicsire csökkentettük, hogy biztosak lehetünk abban, hogy a beütésszám változását a kőzetminőségi változások okozták. A rétegsor és beütésszám korrelációja a 2. ábra b részén látható. A beütésszám kicsi a homokrétegeknél és nagyobb a kálium- és tóriumtartalmú agyagos rétegeknél, különösen a szenes rétegeknél, ahol valószínűleg dúsul az urán. Minden ciklushatáron, ahol szenes agyagra aleurit települ, csökken a beütésszám.

Az ugyanazonokon a szakaszon végzett ismételt mérések vagy megegyeznek, vagy kis eltéréssel párhuzamosan futnak. A mért értékek abszolút értékében egyéb eltérést a feltárás falának nagyobb kiszögellései vagy éppen a szelvény letisztításával létrejött mélyedés okozott, ám a változások tendenciája jó egyezést mutat a rétegszloppal. A legnagyobb beütésszámokat éppen a 20–25. réteg hosszú agyagos intervallumában mértük, míg alatta a beütésszám csökken, a litológiai trendnek megfelelően váltakozóan kisebb-nagyobb értékeket kaptunk.

Karbonáttartalom

A szelvény homok- és aleuritrétegeinek átlagos mésztartalma viszonylag egyveretű (2. ábra, b): 14–25% között változott a szelvény alsó részében (1–7. rétegek), míg a 8–18. rétegek között kissé nagyobb, 20–35% mésztartalom volt mérhető, kivéve a szenes agyag rétegeit (11., 13. rétegek), amelyekben a karbonáttartalom csupán 1–2%. A szelvény felső harmadában (20–26. rétegek) az aleurit mésztartalma ismét kevesebb, bár felfelé némileg nő (13–25%).

A minták karbonáttartalma főképp az aleurit és homok kalcit- vagy Mg-kalcit tartalmú kötőanyagából származott. Kiugró értéket csupán két rétegben tapasztaltunk. A 19. réteg alsó része dolomitos márga, melyben a dolomit mennyisége 45,3% (!), amit a derivatográfiai vizsgálatok is alátámasztottak. A 22. rétegben pedig a nagy mennyiségű összetört molluszkahéj jelenléte okozhatta a 40% körüli értéket. Összeségében a szemcseméret ciklikus változása nem mutat korrelációt a karbonáttartalom ingadozásával.

Derivatográfiai vizsgálatok

A minták jellemző agyagásványai az illit és klorit. Egy mintában (19. réteg) montmorillonit is előfordult. Kaolinitre utaló termikus effektus minden mintánál megfigyelhető volt. Mindez az üledék korábban becsült ca. 200 m-es minimális betemetődésénél jóval nagyobb eltemettségére vagy hőhatásra is utalhat (cf. LANSON et al. 2002). Azonban az adatok pontszerű jellege miatt ez nem vizsgálható, hiszen további néhány 100 m-es betemettség hatása nem mutatható ki, az 1000 m-t meghaladó pedig gyakorlatilag kizárható, hiszen a potenciális fedőnek, akár deltasíksági, akár alluviális síksági lerakódással számolunk, a fedő pilocén bazaltvulkánosság előtt le is kell pusztulnia (CSILLAG et al. 2010). További vizsgálatok hiányában az agyagásvány-tartalomról messzemenő következtetések nem vonhatók le, mert az agyagásványok egy része biztosan átülepített, a Pannon-tavat övező idősebb üledékes kőzetek lepusztulásából származhat (VICZIÁN 2002).

Fáciések, fáciességűtessék

Keresztrétegzett homok

A szelvény alsó szakaszán 5 m vastagságban keresztarétegzett homok volt valaha megfigyelhető (2. ábra b: 1 abc rétegei). Az eredeti MÜLLER & SZÓNOKY (1990)-féle szelvényen finomszemcsés homokként szerepel, de ennek a keresztarétegzés megfigyelése ellentmond. A feltárásban ezzel azonos fácius további rétegek nincsenek, de a Tihanyi Formáció más feltárásaiban is ritkán fordulnak elő. Ahol találkozunk keresztarétegzéssel (pl. Balatonszentgyörgyön, Balatonakarattyán, M7 autópálya bevágásaiban, SZTANÓ et al. 2005; Fonyódon, NOVÁK 2006), ott rendszerint közép- vagy durvaszemcsés homok alkotja, mely sok feltépett agyagkavicsot, molluszkatörmelék, gyakori eróziós felszíneket tartalmaz. Bár a Fehérparton ilyen jelenségekről nincs információnk, biztos, hogy a rétegsor ezen szakasza csendes, egy irányba áramló közegből rakódott le. Folyóvízi eredetre utalhat benne a *Margaritifera flabellatiformis* („*Unio wetzleri*”) kagyló jelenléte is (MÜLLER & SZÓNOKY 1990, MÜLLER 1990).

Bioturbált, molluszkatörmelék homok

Vékonyak, ám ősmaradványtartalmuknál fogva jelentős a bioturbált molluszkahéj-törmelék homokrétegek (pl. 2., 8., 21., 23. réteg; 2. ábra, b). A 2. réteg aprószemcsés homokjában „sorba rendezett”, lefelé fordított *Congeria balatonica* teknőket nagyobb erejű áramlás rendezhette el (5. ábra, a, b). Ez a réteg tartalmazza a feltárás legszínesebb puhatestű faunáját, a Dreissenidae család féltucatnyi és a Cardiidae család mintegy tucatnyi fajával és jelentős csigafaunával (MÜLLER & SZÓNOKY 1990). Az áramlások távolabbról nemcsak ősmaradvány-töredékeket, de feltépett agyagkavicsokat is szállítottak (4. ábra, b). A homokrétegek talpán kisméretű terhelési szerkezetek is megfigyelhetők voltak, melyek egyértelműen viszonylag gyors és folyamatos ülepedésre, és a tömörödés időszakos „lemaradására”

engednek következtetni. Ugyanakkor az áramlások teremtette homokos aljzat kedvező életteret biztosított az inbentos puhatestűek számára. Többek között *Dreissenomya* népesítették be az összemosott homokot és felszínét (4. ábra, d).

A 8. réteg gyengén osztályozott középszemcsés homokjában összesodort héjakon (*Lymnocardium*, *Congeria*, *Unio*, *Viviparus*, 4. ábra, a) kívül szintén kimutathatók molluszkák járatai is (5. ábra, c). Hasonlóképp a 18., 21. rétegben is megfigyelhető beásó állatok élettevékenysége, majd a járatok felhagyása és durvább üledékkel való feltöltődése. A 23. réteg rosszul osztályozott homokjába szintén áramlás hatására molluszkahéj-töredékek és héjak ágyazódtak be (4. ábra b, 5. ábra, d). A nagyobb héjak belsejében — mint egy „csészében” — gradáció is megfigyelhető volt. Ezek a rétegek is gazdag molluszkafelhalmozódásokat rejtnek. Megtartási állapotuk és a különböző élőhelyekről származó genusok keveredése egyaránt az összemosott helyzetet jelzik.

Bioturbált molluszkatörmelékes homokról, benne nagy mennyiségben többek között *Congeria balatonica* és *Lymnocardium decorum* maradványokról számolt be VITÁLIS (1908) a Fehérpart legfelső részéről, kb. 10 m-rel a négy szenes agyagos réteg felett. Ezek a rétegek ma már sajnos nincsenek feltárva.

Masszív vagy lencses rétegzésű szürke aleurit

Az intenzív, de feltehetőleg viszonylag rövid ideig tartó vízmozgással keletkezett molluszkás homokrétet minden esetben a fácies jelentős változása, szerkezetmentes, vagy lemezesnek ható aleurit ülepedése követi kisebb-nagyobb vastagságban. Ezen rétegek nyugodt, vízmozgásmentes időszakokat jeleznek.

Felfelé haladva az aleurit rétegekben egyre nagyobb vastagságban és gyakorisággal találunk sík- és keresztlemezes homokbetelepüléseket (4. ábra, e, f). Ahol ezek vastagsága csupán mm-es, ott hat az aleurit lemezesnek, noha valójában csak a kissé durvább szemcseméretű anyag megjelenése teszi tagolttá az üledéket. Néhol molluszkaféltekők és homok szemmagyságú molluszkahéj-törmelék lencses, „fészekszerű” összesodródása tapasztalható (5. ábra, e).

Keresztlemezes finom-, aprószemcsés homok

A felfelé következő rétegekben megjelenik a szimmetrikus (pl. 7a réteg, 2. ábra b) és az aszimmetrikus keresztlemezes (7c, 7e rétegek). Előbbi hullám-, utóbbi áramlásfodrok kialakulását mutatja. A 9. réteg keresztlemezesége hullámzás és áramlás együttes hatására keletkezhetett (4. ábra, h). Ugyancsak kombinált erőhatásra és folyamatosan utánpótlódó homokot szállító áramlásra utal a 23. rétegben megfigyelhető kúszó keresztlemezesesség, melynek rétegfelszínét a vízmozgás leállása előtt szimmetrikussá formálta a hullámzás (4. ábra, f).

A 3–7. rétegekben, illetve a 9. és a 12. réteg alsó szakaszán felfelé haladva egyre gyakoribbak, fejlettebbek és

jobban elkülöníthetők az időszakos csendes, vagy akár sebes áramlásra utaló jelek. A 3. réteg síklemezes homokjában *Dreissenomya* élettevékenység nyoma, azaz v-alakú kis mélyedéseik, sőt eredeti helyzetben betemetett példányaik is előkerültek (4. ábra, d). Ezt a jelenséget sok helyen lehet észlelni, hasonló fáciesű, agyaggal váltakozó vékonyka pannon-tavi homokokban, így a Somló-i Formáció egykori szép feltárásában Budapest–Kőbányán (MAGYAR et al. 2006), vagy a Tihanyi Formáció rétegeiben pl. a balatonszentgyörgyi téglagyári rétegsorban (SZTANÓ et al. 2005).

A 24. réteg aleuritjában megfigyelhető a homogénre bioturbált, a lemezes elválású és a homokzsinóros-lencses rétegződésű szakaszok váltakozása, utóbbiban sok az elszórt apró molluszkahéj-töredék is (5. ábra, d). Mindezek összességében a ma feltárt rétegsorban legtovább fennálló nyugodt vízi, ritkán vízmozgással megszakított állapotot jelzik. A 24. réteg legfelső része sajnos nem közelíthető meg, bár színéből ítélve homoktartalma felfelé növekedhet, ahogy azt MÜLLER & SZÖNOKY (1990) szelvénye is jelzi.

Középszemcsés homok

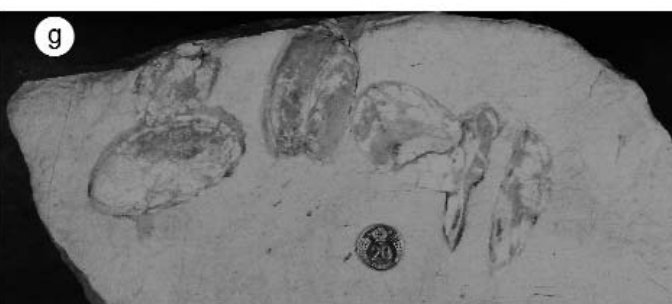
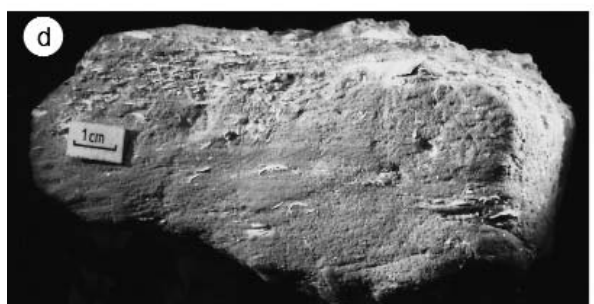
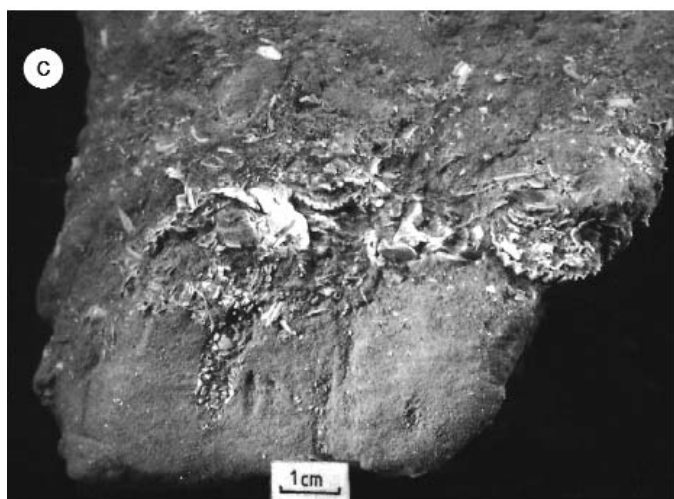
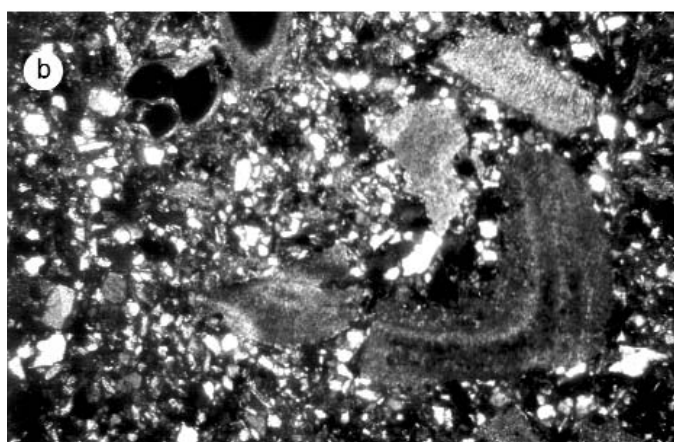
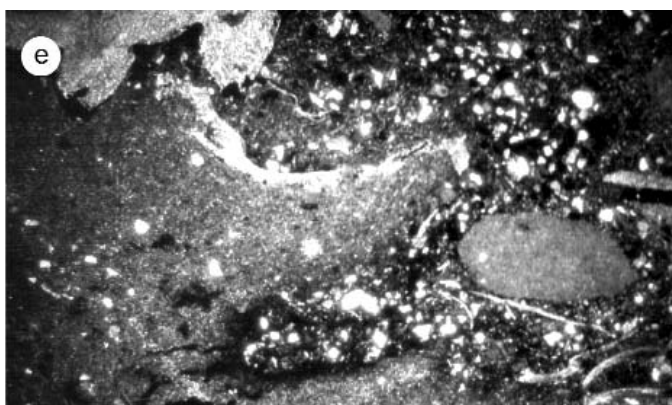
Keletkezési körülményeiről nem sokat árul el a rétegsorban két helyen (9. és 12. rétegben) előforduló jellegtelen, szerkezetmentes, gyengén osztályozott középszemcsés homok. Általában éles eróziós felszínnel települ az alatta fekvő keresztlemezes homokra, és szervesanyagban gazdag, meszes, rögös vagy tarka agyag követi. Csupán szemcsemérete, a fáciesegyüttesben elfoglalt helyzete és a többi magasparti feltárásban megfigyelhető hasonló rétegek alapján tételezhetjük fel, hogy kisebb medrek kitöltése lehet.

Huminites agyag – tarkaagyag

A rétegsor középső harmadában gyakoriak a rögös elválású, szürke-sárga tarka és a sötétszürke huminites rétegek (11., 13., 15., 17., 19. rétegek a 2. ábra b részén). Osztályozottságuk rossz, az agyagba homok, aleurit keveredett, hajdani gyökerek nyomai is megtalálhatók a kőzetben (5. ábra, f), valamint a szervesanyagban dúsabb részek között mészfelhalmozódás is megfigyelhető (lásd a karbonátgörbe maximumait). Ezekhez rendszerint édesvízi és szárazföldi csigák (*Lymnaea*, *Radix*, *Planorbarius*, *Anisus*, *Gyraulus*, *Ancylus*, *Vertigo*, *Gastrocopta*, *Trichia* stb.) és emlős-maradványok megjelenése is tartozik. NAGY-BODOR & SZUROMI-KÖREZ (1989) szerint a tarkaagyagokban alacsony

→ 5. ábra. a) Összemosott *Congeria balatonica* teknők a 2. rétegben. b) Üledékkel kitöltött puhatestű héjak csiszolati képe, c) Összesodort héjak és puhatestű passzív kitöltésű járata a 8. rétegben. d) Áramlás által lerakott héjak a 24. rétegből. e) Héjtöredékes, bioturbált agyagos aleurit csiszolati képe, 24. réteg. f) A 19. réteg szenes, györkérnyomos tarka részei. g) Anodonták a 24. rétegből

→ **Figure 5.** a) Accumulation of *Congeria balatonica* shells in bed 2. b) Mollusc shells filled with sediment, thin section. c) Accumulation of shells and a passively filled burrow of a mollusc in bed 8. d) Shells deposited by streaming water, bed 24. e) Bioturbated clayey siltstone with shell hash, thin section, bed 24. f) The huminitic and variegated part of bed 19 with root prints. g) Shells of *Anodonta*, bed 24



sótartalomra (0–2 ezrelék) utaló kagylósrákafauna található, míg az összes többi fáciesben mezoalalin (2–16,5 ezrelék) formák jellemzőek. Növényi szervesanyag felhalmozódása több-kevesebb oxigén jelenlétében, időnként kiszáradó és talajosodó agyagos pocsolyákban történhetett.

A különböző arculatú homok- és agyagrétegek, melyek rendszerint képződésük fizikai körülményeiről árulkodnak, meghatározott sorrendben követik egymást. Ez a sorrend a fáciesegyüttes, mely immár az egykori környezet rekonstrukcióját is lehetővé teszi. A fáciesegyüttes általában egy vékony durvaszemcsés, molluszkatörmelékkel homokréttel kezdődik, melyre lemezes vagy bioturbált aleurit települ. A rétegsor ezen részén sekélyebb vízi, akár édesvízből származó molluszkák keverednek viszonylag nyílt tavi formákkal. Felfelé haladva eleinte zsinórszerű, majd lencsés megjelenésű, egyre vastagabb keresztlemez homokbetelepülések következnek, végül uralkodóvá válik az üledékszerkezetek sokféleségével jellemezhető finom-aprószemcsés homok. Erre következhet a masszív vagy keresztretegzett homok, melyet a huminites és tarka agyagok zárnak. Utóbbiban kizárólag édesvízi molluszkák fordulnak elő.

Üledékképződési környezetek

Üledékes fáciesek értelmezése

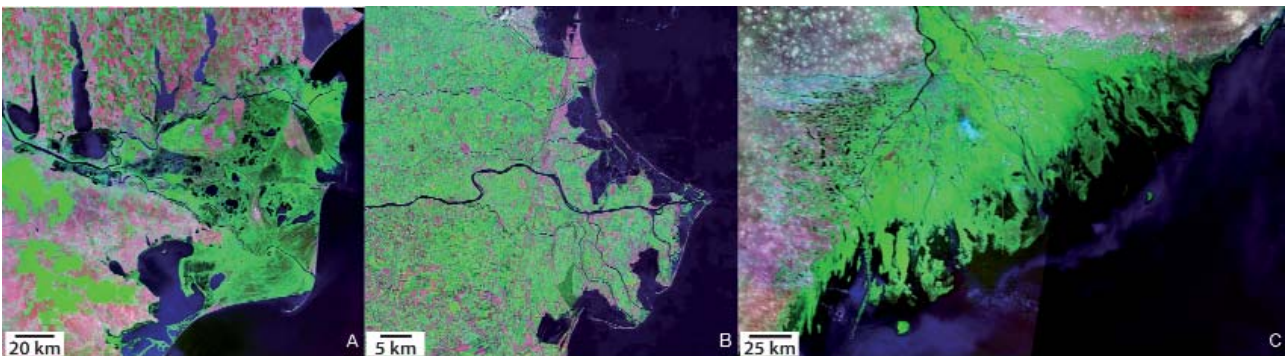
A rétegsorban szárazulati, valamint csendes, sekély vízü és hullámbázis közeli, mozgatottabb, változó energiaszintű környezet üledéktípusai váltakoznak. A szelvény üledékszerkezetei, litológiája alapján két részre osztható: legalsó — ma már fel nem tárt — szakaszán (1. réteg) a keresztretegzett homok erősen áramló vízre utal, mely keletkezhetett ugyan a parthomlokokon, mégis valószínűbb a több méteres összvastagság miatt, hogy partmelléki síkságra vágódó, mederszerűen összefogott áramlásról van szó.

A rétegsor további része ciklikus felépítésű. Ezek az üledékciklusok eróziós felszínnel (2. ábra, b; t1 ...t7-tel jelölve), s erre települ összerosott faunájú, bioturbált molluszkás homokkal kezdődnek. Ilyenek gyakran relatív

vízszintemelkedés során, az egyensúlyi partprofil eltolódása és a korábban lerakódott partközeli rétegek víz alatti eróziója révén keletkeznek (cf. VAN WAGONER et al. 1990; HAMPSON & JOEP 2003, CHARWIN et al. 2010). Ez magyarázza az itt található „*Congeria balatonica*” faunaegyüttes ökológiailag vegyes jellegét, ám a benne található sokféle szívka (Cardiidae család) egyértelműen megerősíti a nyílt, sekélyvízi állapotok kialakulását.

A vízszintemelkedést az is jelzi, hogy a bioturbált molluszkás homokra mindig a legaleuritosabb, legkevesebb homokbetelepülést tartalmazó rétegek következnek. Ezek hullámbázis alatti vízmélységben — ami a Pannon-tóban csupán néhány méter lehetett —, nyugodt körülmények között ülepedtek, míg a bennük található bioturbált vagy keresztlemez finom- és apróhomokbetelepülések viharok, a betorkolló folyók áradása során halmozódtak fel. Ahogy a rétegsorban felfelé növekszik a homokbetelepülések vastagsága és gyakorisága, ahogy megjelenik a szimmetrikus keresztlemezesség, úgy gondolhatunk a környezet általános sekélyebbé válására, immár a hullámbázisnál kisebb vízmélységre. Ugyanakkor kifejezett hullámveréses, hullámtöréses parthomlokparti folyamatokat jelző fizikai vagy biológiai szerkezetek nem fordulnak elő. Ennek lehetne oka a következő üledékciklust bevezető víz alatti erózió vagy általános szárazulati erózió, ám mindkét esetben a fedő huminites vagy tarka agyagnak is le kellett volna pusztulnia. Az erős vízmozgatottságú partközeli rétegek hiánya sokkal inkább azt jelzi, hogy a sekélyebbé váló vízben felhalmozódó üledékciklusok vagy erősen tagolt part mentén, vagy a hullámveréstől elrekesztett, védett öblökben alakultak ki (cf. 6. ábra).

A ciklusok legfelül mészfelhalmozódásos, rögös, tarka, illetve huminites rétegekkel zárulnak, melyek már szárazulati körülmények között keletkeztek. A további folyamatos sekélyülés nyomait a szárazulatra lépéssel megnövekvő gyakoriságú csekély mértékű erózió is eltüntethette. A ciklusok felső részére az *Unio*, *Viviparus* vagy *Theodoxus* megjelenése jellemző, melyek szintén az édesvízi-mocsári körülmények meglétére utalnak. Ezek vízínövényekkel benőtt lagúnákban, illetve a partmellék öbleinek feltől-



6. ábra. Sekély vízü, kis energiájú tengerpartra érkező, folyóbeszállítás uralta deltasíkságok: a) Pó, b) Duna és c) Volga (ORGEL 2010). A morfológiai különbségek ellenére az ágak közti öblök mindhárom esetben védett, ám a tengerrel/tóval összeköttetésben álló lokális üledékgyűjtők

Figure 6. Satellite images of input-dominated delta-plains in shallow-water low-energy recipient basins: Po (a), Danube (b) and Volga (c)(from ORGEL 2010). Despite of morphological differences, interdistributary bays are local sediment traps connected to marine/lacustrine waters

tésével kialakuló mocsaras területen élhettek.

A fentiek alapján a fehérpart-i rétegek a kisebb elöntések révén kialakuló deltasíksági öblökben jöhettek létre (cf. 6. ábra). A csupán néhány méter mély öblök a deltasíksági lebenyek és a mederhálózat előrehaladása révén feltöltődtek. Az ismételt elöntések — akár klimatikus okból emelkedő tószint, akár kompakció révén bekövetkező autociklikus folyamatok hatására (cf. PHILLIPS & BUSTIN 1996, AMOROSI & MILLI 2001) — könnyen visszaállították a vízzel borított állapotot. Egyes üledékciklusok a deltasíkság alsó, mások inkább annak felsőbb részén jöhettek létre. A két terület fő különbsége a vízzel borítottság mértékében és időtartamában rejlik: az alsó deltasíkság üledékciklusaiiban a nyugodt és mozgatott vízre utaló fáciesek uralkodóak, míg a felsőn a medrek és mocsarak üledéke a vastagabb (READING & COLLINSON 1996, FIELDING 1987). A fehérpart-i rétegsorban nincs jele a deltarendszer végső továbbhaladását mutató tartósabb szárazulati térszín vagy alluviális síkság kialakulásának.

Ciklusrétegtani értelmezés

A Fehérpart szelvényében megfigyelt ciklusok létrejöttét kisebb vízszintemelkedés vezeti be, melyet az üledékképződési környezet mélyülése, transzgresszív felület kialakulása (t1...t8, 2. ábra, b) jelez. Ezután a kitölthető tér gyarapodásának ütemét meghaladó üledékbehordás következtében feltöltődés, azaz normál regresszió ment végbe (cf. CATUNEANU 2006). Így rakódott le egy-egy pannon-tavi paraszekvencia. Ilyen — feltehetőleg ötödrendű — vízszintingadozás vezérelte ciklusból 7–8 alakult ki a szelvény kb. 30 m vastag szakaszán.

A feltételezett meder feltöltődését követően maga a kimélyülés (transzgresszió) az első paraszekvenciában az agyagos 5. rétegben (2. ábra, b) érhet el maximumát, ezt követi a regresszió. Az első paraszekvencia legalább 8 m vastag, majd fokozatosan egyre vékonyabb, 4, 3 és 2–2 m-es paraszekvenciák következnek. Ez azt jelzi, hogy ciklusonként egyre kisebb volt a kitölthető tér gyarapodása, azaz lassult a relatív vízszintemelkedés. Ezzel párhuzamosan az egymást követő kisciklusokban egyre csökken a hullámbázis közeli és egyre növekszik a szárazulatot jelző fáciesegyüttesek aránya. Ez a két jelleg együtt egy 5 ciklusból álló progradáló paraszekvencia sor (t1–t6 felületek között, 2. ábra, b) és ezzel nagyvízi rendszeresség azonosítását teszi lehetővé. Az első paraszekvencia alsó 3 métere képviselheti a megelőző transzgresszív rendszer-egységet.

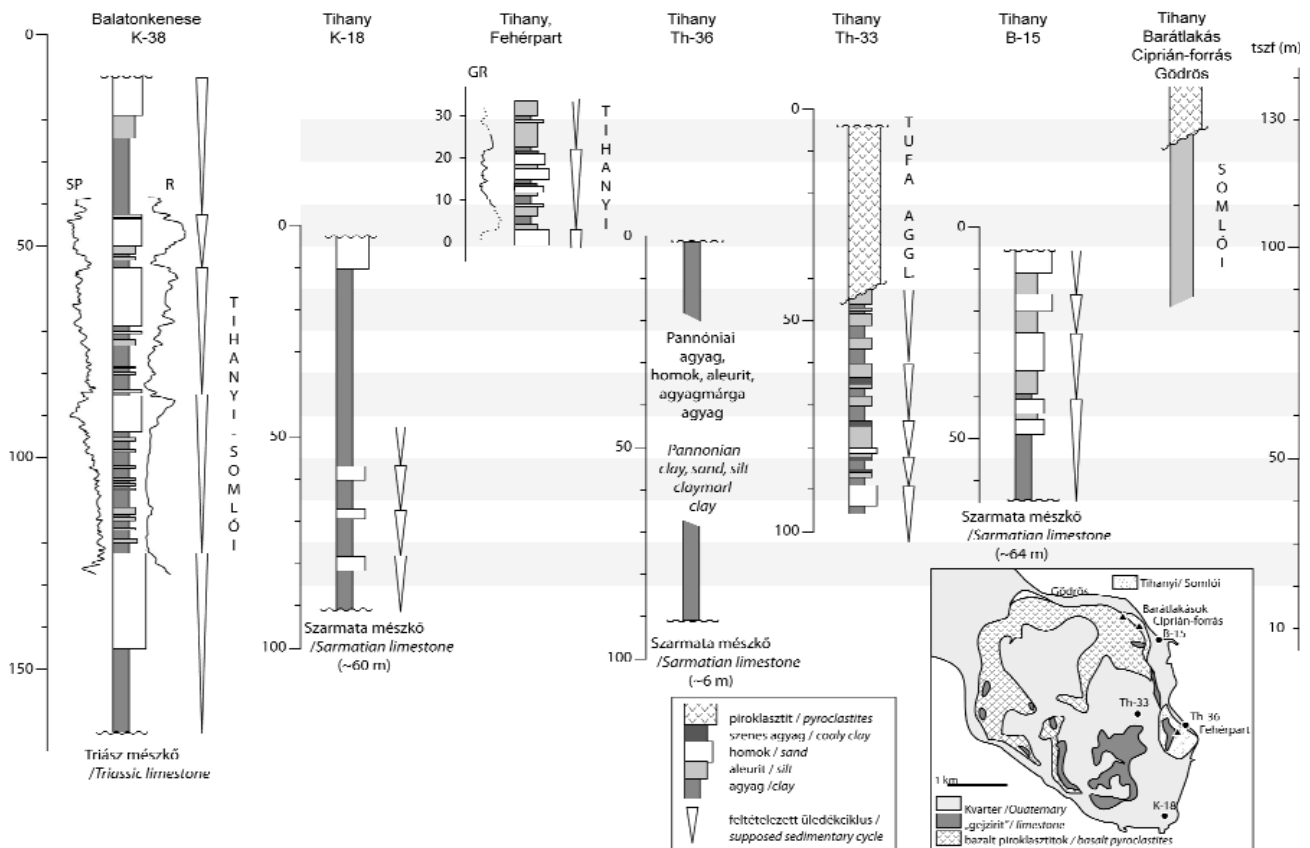
A t6 elöntéssel ismét vastag, nyíltvízi képződésű rétegekből felépülő paraszekvencia jött létre, mely a part hátralépését, az előzőeknél jelentősebb elöntését bizonyítja. További paraszekvenciák hiányában ennyiből nehéz bizonyossággal állítani, hogy egy újabb, immár transzgresszív rendszeresség vette kezdetét. Ha azonban VITÁLIS (1908) adatait, azaz a feltárás legfelső 10 méterében visszatérő nyíltabb vízre utaló faunát is figyelembe vesszük, mégis ez a legvalószínűbb. Az ő megfogalmazásában a „ ...

négy (szenes) agyag réteg az elegyes víz kiedesedésére vall, ámde ez még ... nem végleges kiedesedés, ... mely után újra túlsúlyra jut az elegyes víz, s a VIII. réteg temérdek Congeria balatonicaja ebből rakódik le”. Ha a fentieket elfogadjuk, akkor a t6 elöntési felület egyben szekvenciahatár is, hiszen ahol sem erőltetett regressziós rendszer-egység, sem kisvízi völgykitöltés nem fejlődött ki, ott a nagyvízi és transzgressziós egységek határa egyben a következő szekvencia kezdete is (cf. POSAMENTIER et al. 1988, Van WAGONER et al. 1990, CATUNEANU 2006). Egyetlen szelvény elemzéséből ez a szekvenciasztratigráfiai következtetés vonható le. Ennek további következményeit, illetve beillesztését a Pannon-tó szekvenciasztratigráfiai beosztásába egy későbbi fejezetben tárgyaljuk, akárcsak azt, hogy ezeket a néhány száz méter vastagságú ciklusokat miért tekintjük negyedrendűeknek.

A t1 elöntési felszíntől a t6-ig (2. ábra, b) progradáló paraszekvencia sor a Fehérpart feltárásában mért természetes gamma görbén egy 19 m vastag felfelé durvuló sorozatként látszik. A Fehérpart szelvényét a Balaton környéki vízutató fúrások lyukgeofizikai görbéivel azonos léptékben ábrázolva és azokkal összevetve (7. ábra) megfigyelhetjük, hogy 3–4-szer ismétlődve 15–30 m vastag, felfelé durvuló üledékciklusok építik fel a Somlói/ Tihanyi Formációkat. Ezek a nagyobb egységek a kb. 15–30 m mély partközeli vízbe épülő deltalebenyek rétegsorai a prodeltától a deltasíkságig (cf. AMOROSI & MILLI 2001, CORREGGIARI et al. 2005). egymásra településük és vastagság-változékonyságuk egyik oka az ismételt bekövetkező vízszintemelkedés, valamint a lebenyek egyenletes térkitöltést eredményező autociklikus vándorlása. Azt, hogy a Tihanyi Formáció valóban deltaüledék, mindennél jobban bizonyítja a Balatonon mért nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken megfigyelhető geometria.

Szeizmikus architektúra értelmezése

Az utóbbi két évtizedben a Balatonon intenzív nagy- és ultranagy felbontású szeizmikus kutatás zajlott (CSERNY & CORRADA 1989a, b; SACCHI et al. 1998; CSERNY et al. 2004; SZTANÓ & MAGYAR 2007; HORVÁTH et al. 2010; TÓTH et al. 2010). Az 1993-as és 2005-ös mérések néhány publikált szelvénye (LW-5 és L-6, SACCHI et al. 1998; HORVÁTH et al. 2010, illetve BAL-01, TÓTH 2009) — bár eredeti értelmezésükkel nem mindenben értünk egyet — kitűnően illusztrálja a Tihanyi (és Somlói) Formáció delta természetét. Ezek a szelvényeken a szarmata mészkő feletti pannóniai összlet két részre osztható (8. ábra). Az alsó nagyamplitudójú, kissé szétnyíló reflexiócsomag az aljzatra rálapolódással települő agyagos képződményeket képezhetett le (véleményünk szerint nem a litológiai heterogén ooidos, bioklasztos mészkő képét látjuk), majd felette kb. 25–50 ms, azaz mintegy 20–40 m vastag üledékoszlopnak megfelelő klinoformok figyelhetők meg Tihanytól mind keletre, mind nyugatra. SACCHI et al. (1998) felismerték, hogy ez a geometria a deltaépülés sajátja, és a képződményeket Gilbert-deltaként értelmezték. A Tihany közelé-



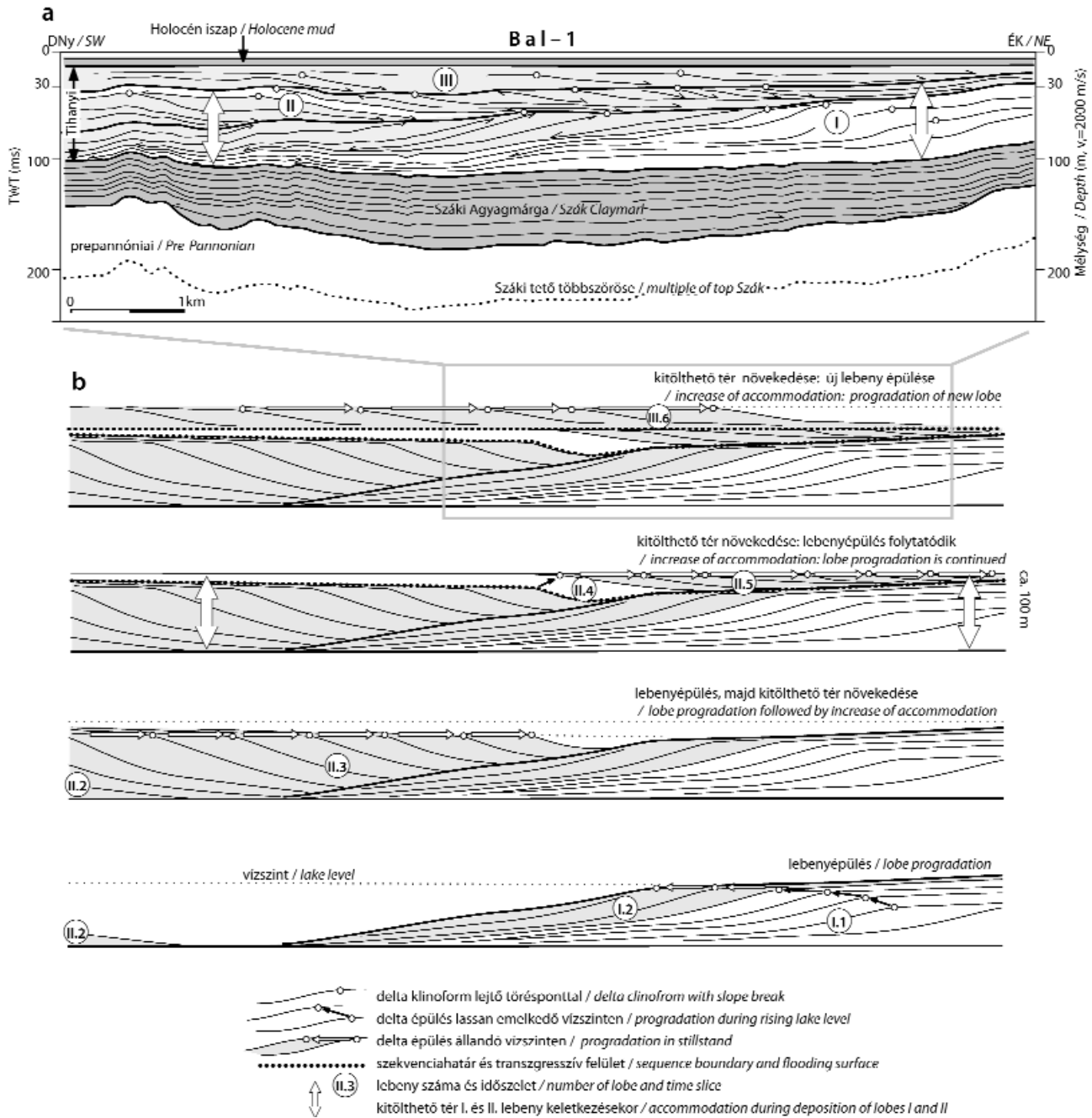
7. ábra. A Balatonkenese K-38, valamint tihanyi fúrások kútkönyvi adatokon alapuló vázlatos rétegsora, karotázsa és a Fehérpárt egyszerűsített szelvénye. Mindegyik rétegsor jellemzője a 10–30 m vastag felfele durvuló üledékciklusok jelenléte. A térképkivágat BUDAI et al. 1999-ből

Figure 7. Simple lithological and wire-line logs (based on well-book data) of Tihanyi and Balatonkenese wells and the Fehérpárt section. Note the 15–30 m thick, upwards coarsening successions in all profiles. Insert is from the map by BUDAI et al. 1999

ben, attól keletre mért BAL–01 szelvényen látható alsó progradáló sorozat esetében kifejezetten a Kállai Formációnak a Tapolcai-medencében felszínen feltárt meredek lejtőjű, durva hordalékú deltáit tekintették analógiának (HORVÁTH et al. 2010). A Gilbert-deltákra azonban rövid, meredek front jellemző, s valóban a Tapolca melletti billegi vagy épp Sopronhoz közel a piuszpusztai kavics-homok anyagú Gilbert-delták lejtője 25–30 fok dőlésszögű, a lejtő horizontális kiterjedése csupán 20–40 m (ROSTA 1993, SZTANÓ et al. 2010). Ezzel ellentétben a balatoni szeizmikus szelvényeken leképezett delták egészen mások: kőzettanilag aleurit és aprószemcsés homok váltakozásából állnak, lejtőjük lapos, mindössze néhány fokos és kilométer hosszúságú, ezért csak a jelentősen túlmagasított szeizmikus szelvényeken ismerhetők fel. Az egyes klinoformok magassága (8. ábra) ugyanakkor tökéletes nagyságrendi egyezést mutat a Balatont környező fúrások felfele durvuló ciklusainak vastagságával (7. ábra, SZTANÓ & MAGYAR 2007), és egyben a delta kiépülésekor fennálló vízmélységet is tükrözi.

A BAL–01 szelvényen egymás fölött három, eltérő irányba vándorló klinoformsorozat található (8. ábra). Az alsó kettő egyértelműen, a legfiatalabb csak a szelvény középső harmadában, lapos szögben látszik. A klinoformok látszólag DNY-i és ÉK-i dőlése áldőlésben tár elénk olyan előreépülő deltasorozatokat, melyek tényleges vándorlási

iránya legfeljebb 90 fokban különbözik egymástól, egy kb. Ny-ról K-re épülő lebeny ÉK-i szárnyát és egy É-ről D-re épülő lebeny DNY-i szárnyát láthatjuk. Ezt az értelmezést megerősíti, hogy a merőleges szelvényeken kizárólag délies áldőlésben láthatók ugyanezek a felületek (TÓTH 2009). Figyelmesen szemlélve az alsó egységben (I) keleten vízszintesből lejtőssé hajló szigmoidális, majd nyugat felé látszólag eróziós felszín alatt fellapolódással végződő klinoformokat látunk. Erre települnek a nyugati oldalon a középső sorozat (II) ellenkező irányba dőlő klinoformjai. A szigmoidális klinoformok tetőrésze az egykori vízszintet jelzi. A középső delta (II) tetőrésze — noha a posztpannóniai redőződés mindkettőt kissé deformálta — az alsóval (I) egy szintben van, kb. 30 m-nál. Ebből az következik, hogy a két idősebb deltalebeny egymásra településéhez nem szükséges időközben bekövetkező vízszintemelkedést feltételeznünk. A keleti torkolat legalább 10 km-rel nyugatabbra helyeződése okozhatta a II. lebeny rálapolódását az I-re. A két torkolat részben lehetett egykorú, majd a keletibbi forrásának megszűnésével teljesen a nyugatabbi (vagy egy, a vizsgált területtől messzebb eső harmadik) vehette át a szerepét. Az egymást váltó deltalebenyekre — ugyanakkora tér- és vastagságbeli nagyságrendben — a Pó kapcsán számtalan gyönyörűen dokumentált példa ismert (CORREGGIARI et al. 2005). Geológiai időskálán ezek egykorúaknak tekinthetők, ezért HORVÁTH et al. (2010) véleményével



8. ábra. BAL-01 nagyfelbontású szeizmikus szelvény (TÓTH 2009 alapján) vonalas rajza (a) és a lebenyek képződésének szekvenciaretegtani modellje (b). Az aljzat egyenetlen felszínére a peremek fele kissé összetartó, erős, közel párhuzamos reflexiók képpel a Száki Agyagmárga települ. A tihanyi fúrások rétegsora alapján felette mindhárom progadáló sorozat a Tihanyi Formációba sorolható. Az I. lebeny épülése kissé gyarapodó, majd állandó vízszinten történt, mialatt vagy ezután a II. lebeny is folyamatosan épült a távolban. Az I. lebeny felhagyását követően a II. feltöltötte az I. szárnyán fennmaradó állandó, majd kissé gyarapodó kitölthető teret. A kis előtérés formálisan egy új szekvencia transzgresszív és nagyvízi rendszeregsége számára teremtett helyet. Nagyobb vízszintemelkedés csak a II. lebeny képződése után következett be, egy újabb szekvencia, a III. lebeny épülését eredményezve. Lebenyfelszínek nem szükségszerűen esnek egybe szekvenciahatárral

Figure 8. Line drawing (a; after TÓTH 2009) and sequence stratigraphic interpretation (b) of BAL-01 high resolution seismic section. The basement is overlain by the Száki Clay Marl represented by strong parallel, high amplitude, continuous reflections that converge towards the margins. The three progradational clinoform sets above them are assigned to the Tihanyi Formation based on the succession of Tihanyi wells. Lobe I prograded first in increasing, later in constant water depth, meanwhile lobe II was prograding as well off section. After lobe I was abandoned, lobe II continued progradation and filled available accommodation on the flanks of lobe I. Following minor increase of accommodation, lobe II overran lobe I generating a new sequence. Lobe III formed after a major lake-level rise, thus it comprises another sequence. Bounding surfaces of delta lobes do not necessarily create sequence boundaries

ellentétben ugyanabba a rendszeregségbe tartoznak. Külön szekvenciába csak a II. deltalebeny legfiatalabb, a kisebb relatív vízszintemelkedés utáni része sorolható (8. ábra). A legfiatalabb, klinoform geometriát mutató, felülről

a holocén talpi erózióval lenyesett deltasorozat (III) kialakulásához már nagyobb, a Pannon-tó vízszintjének legalább egy delta vastagságával (10–30 m?) megegyező mértékű emelkedése volt szükséges. Így az alsó két lebeny

és a legfiatalabb között egy transzgresszív felület húzódik, mely egyben szekvenciahatár is. A határ mentén nem bevágódó, hanem valószínűleg nagy területet érintő sekély mélységű erózió történt, melyet egyértelműen nem vízszintesítés okozott, hanem amelyet a transzgressziót kísérő víz alatti erózió számlájára írhatunk. Abban egyetértünk tehát HORVÁTH et al. (2010) véleményével, hogy itt egy szekvenciahatár húzódik, csupán annak genetikáját és medence-leptékű jelentőségét, harmadrendű voltát vitatjuk a rendelkezésre álló adatok tükrében (lásd később a szekvenciaretegtani fejezetet).

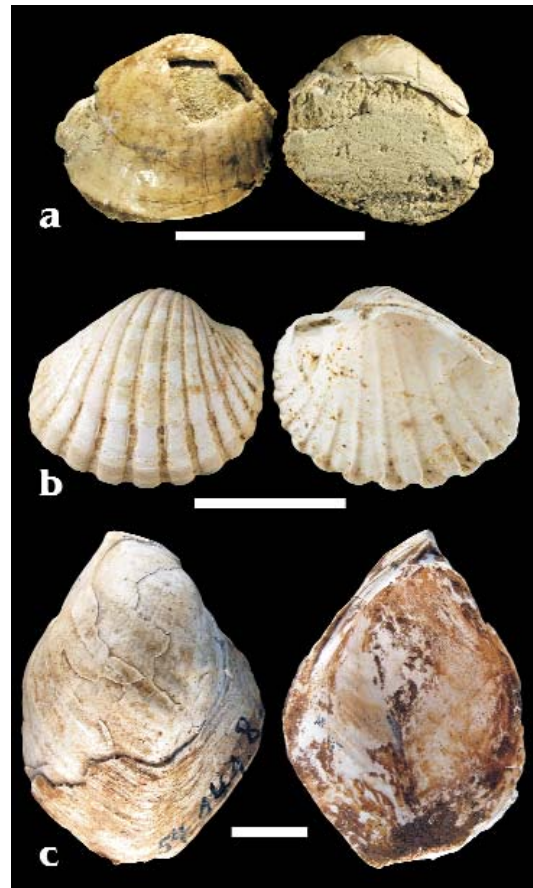
A tihanyi Fehérpart szelvényének kora

Biosztratigráfia

Puhatestűek

A fehérparti feltárás számos rétegéből tömegesen kerültek elő a *Lymnocardium decorum* (FUCHS) faj példányai (9. ábra). Ennek a formakörnek az időbeli morfológiai változásait korábban részletesen vizsgálta MÜLLER & MAGYAR (1992a, b), és úgy találták, hogy a radiális bordaközök egyre keskenyebbé válásával alakult ki a *L. decorum* fajból a *L. serbicum*, majd a *Prosodacnomya carbonifera*. Ilyen zárt bordaközű példányokat a Tihanyi-félsziget délnyugati oldaláról is ismerünk: MÜLLER Pál vulkáni anyagba ágyazódott üledékes zárványban azonosította őket a Szarkádi erdőből (9. ábra). Mindezek alapján a fehérparti rétegsor (legalábbis annak a 24. rétegig terjedő része) a *L. decorum* zónába tartozik, de a félszigeten nyomokban már megvan a *Prosodacnomya* zóna felé való átmenet, amely viszont nem lehet fiatalabb, mint a vulkáni működés kezdete.

A fehérparti szelvény fekéjében helyezkednek el a tihanyi Gödrös rétegei (HALAVÁTS 1902, LÖRENTHEY 1905, VITÁLIS 1910). Ezeknek az ősmaradványtartalma már némiképp eltér a fehérparti rétegektől. Érdekes korrelációra adott lehetőséget STRAUZSNAK egy rövid szövegközi megjegyzése (STRAUSZ 1953, p.): „Papp A. (1951) megemlíti annak lehetőségét, hogy a Pápa környékén talált *Congeria rhomboidea* var.” (STRAUSZ 1942) idősebb a *C. rhomboidea*-nál, ill. őse annak... Megemlíthetem még, hogy legújabbán VIGH G. a tihanyi Gödrös oldalon talált egy ugyanolyan (laposabb, kevésbé éles gerincű) *Congeria rhomboidea*-t, mint amilyenek a nyáradi példányok.” A VIGH Gusztáv által gyűjtött anyag egy-egy példányát sikerült megtalálnunk a Magyar Természettudományi Múzeum őslénytárában, illetve a zirci Bakonyi Természettudományi Múzeumban 54.141.8. leltári szám alatt (9. ábra). Ez a forma kétségtelenül a STEVANOVIĆ (1978) által leírt, majd 1980-ban újra ismertetett *Congeria praerhomboides* fajhoz tartozik. Ennek a fajnak a példányai Budapest–Kőbánya szublitórális agyagjából is ismertek; a közberétegzett vékony homokrétegek ott a fehérpartihoz nagyon hasonló litorális faunát tartalmaznak (MAGYAR et al. 2006). A kőbányai rétegsor uralkodóan fordított mágneses polaritást mutatott (LANTOS in MAGYAR



9. ábra. A rétegtani korreláció szempontjából fontos kagylómaradványok a Tihanyi-félszigetről. a) *Prosodacnomya carbonifera*, vulkáni anyagba ágyazódott üledékes zárványból, Szarkádi erdő; b) *Lymnocardium decorum*, Fehérpart 2. rétege; c) *Congeria praerhomboides*, Gödrös (Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, leltári szám: 54.141.8., gyűjtötte VIGH Gusztáv, 1951). A méretarány 1 cm

et al. 2006). A *C. praerhomboides* legújabbán Balatonfüzfő fölött, a Papvásári-domb oldalába mélyült feltárás aljáról került elő; a feltárás többi rétege a *L. decorum* zónába tartozik (KATONA 2004).

Emlősök

A fehérparti feltárás 19. rétegéből (2. ábra, a, b) előkerült egy rágcsáló fog, amelyet KORDOS (1987) az *Allospalax petteri* (BACHMAYER et WILSON) fajjal azonosította. Ugyanezt a fajt Sümegről, Gyepüfűzesről (Kohfidisch), Eichkogelről, és Nyárádról említi még (KORDOS 1989). Ez utóbbi faunákat az MN 10, illetve MN 11 emlőszónákba sorolják (l. pl. DAXNER-HÖCK 1996a, b; MÉSZÁROS 1999). Érdekes megemlíteni, hogy a nyáradi előfordulás ugyanarról a lelőhelyről származik, mint STRAUZSNAK az előző fejezetben említett, a *Congeria praerhomboides* fajhoz tartozó, vagy ahhoz nagyon közeli leletei (STRAUSZ 1942).

A *Crusafontina kormosi* (BACHMAYER et WILSON) cic-

kányfaj fogának előfordulása a fehérparti szelvény 19. rétegében MN 10 és MN 13 közötti besorolást tesz lehetővé MÉSZÁROS (2008) szerint. Méreteit tekintve a fog a sümegi (MN 10) és tardosbányai (MN 12) formák közé esik. A faj előfordulása vizes erdei élőhelyet jelez (MÉSZÁROS 2008).

A tihanyi emlősleletek legvalószínűbben tehát az MN 11 zónába tartozhatnak.

Szervesvázú mikroplankton

A fehérparti feltárás 5. rétegéből írta le SÜTŐNÉ SZENTAI (2000) a *Spiniferites tihanyensis* dinoflagellata fajt. A faj jelenlétével definiált Spiniferites tihanyensis zóna a korábban leírt Spiniferites validus és Galeacysta etrusca zónák (SÜTŐNÉ 1991) közé ékelődik.

Kérésünkre SÜTŐNÉ SZENTAI Mária megvizsgált egy mintát a Gödrös feltárásából is. Az összes mikroplanktonnak 20%-át tették ki a dinoflagelláták, amelyek között nem fordult elő a zónáció szempontjából fontos *Spiniferites* típus. A zöldalga fajok nagy száma és domináns egyed-száma alacsony sótartalomra utalt, ez lehetett oka a *Spiniferites* hiányának is.

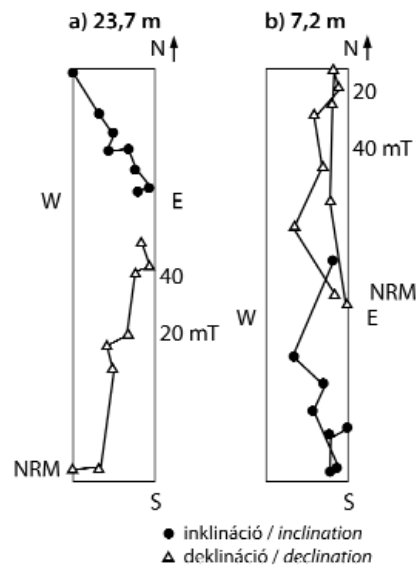
Magnetosztratigráfia

A száraz, mállott anyagot lefejtettük a feltárás felületéről, és az üde, nedves kőzetből rézkéssel vágtuk ki a kocka alakú orientált mintákat. Összesen 114 mintát gyűjtöttünk, a 2–25. rétegek között, a mintavételi távolság ~18 cm volt. A mintákat műanyag dobozba tettük és szigetelőszalaggal lezártuk.

A minták mágnesezettségét a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (jelenleg Magyar Földtani és Geofizikai Intézet) közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában mértük meg egy CCL gyártmányú kriogén magnetométeren, amelynek zajszintje 2×10^{-5} A/m volt. A természetes remanens mágnesezettség megmérése után 25 „pilot” mintát választottunk ki úgy, hogy azok mind a kőzettípusok, mind a mélység, mind a mágneses irány és intenzitás tekintetében reprezentatívak legyenek. A pilot mintákat váltótérben lépésenként lemágneseztük egy Schonstedt GSD–1 típusú egykomponenses váltótérű berendezéssel.

A mágnesezettség stabilitását és a mágneses irányok lemágnesezés során mutatott változását ortogonális lemágnesezési diagramok szemléltetik (10. ábra). A kevésbé stabil másodlagos mágnesezettség 15–30 mT lemágnesezés után tűnt el, és a mágnesezettség átlagosan 50 mT-ig volt stabil. A többi mintát két (három) lépésben, 15–30 (40) mT váltótérben mágneseztük le. Azokat a mintákat, amelyeknek nem volt stabil mágnesezettségük vagy nagy volt a mérési hibájuk, kihagytuk az adatrendszerből. Minden mintára meghatároztuk a stabil mágnesezettség vektorának komponenseit, majd a deklinációból és inklinációból minden pontra kiszámítottuk a virtuális földmágneses pólus (VGP) koordinátáit.

A 11. ábra a szelvény deklinációját, inklinációját, VGP szélességét, mágneses intenzitását és szuszeptibilitását



10. ábra. Ortogonális lemágnesezési diagramok a tihanyi Fehérpart szelvénynek két mintájából

Figure 10. Orthogonal demagnetizing diagrams from two samples of the Tihanyi-Fehérpart section

mutatja a mélység függvényében. Az inklináció és a VGP szélesség szelvényen előforduló egyponos kiűtő értékek vagy agyagkavics, bioturbáció vagy utólagos ásványátalakulás (elsősorban oxidáció) eredményei, és nem az eredeti mágnesezettséget tükrözik. A szelvény polaritászónáit a VGP szélességének előjele alapján határoztuk meg. A szelvény majdnem végig normál polaritású, fordított polaritás csak az alsó 2 m-ben jelentkezik.

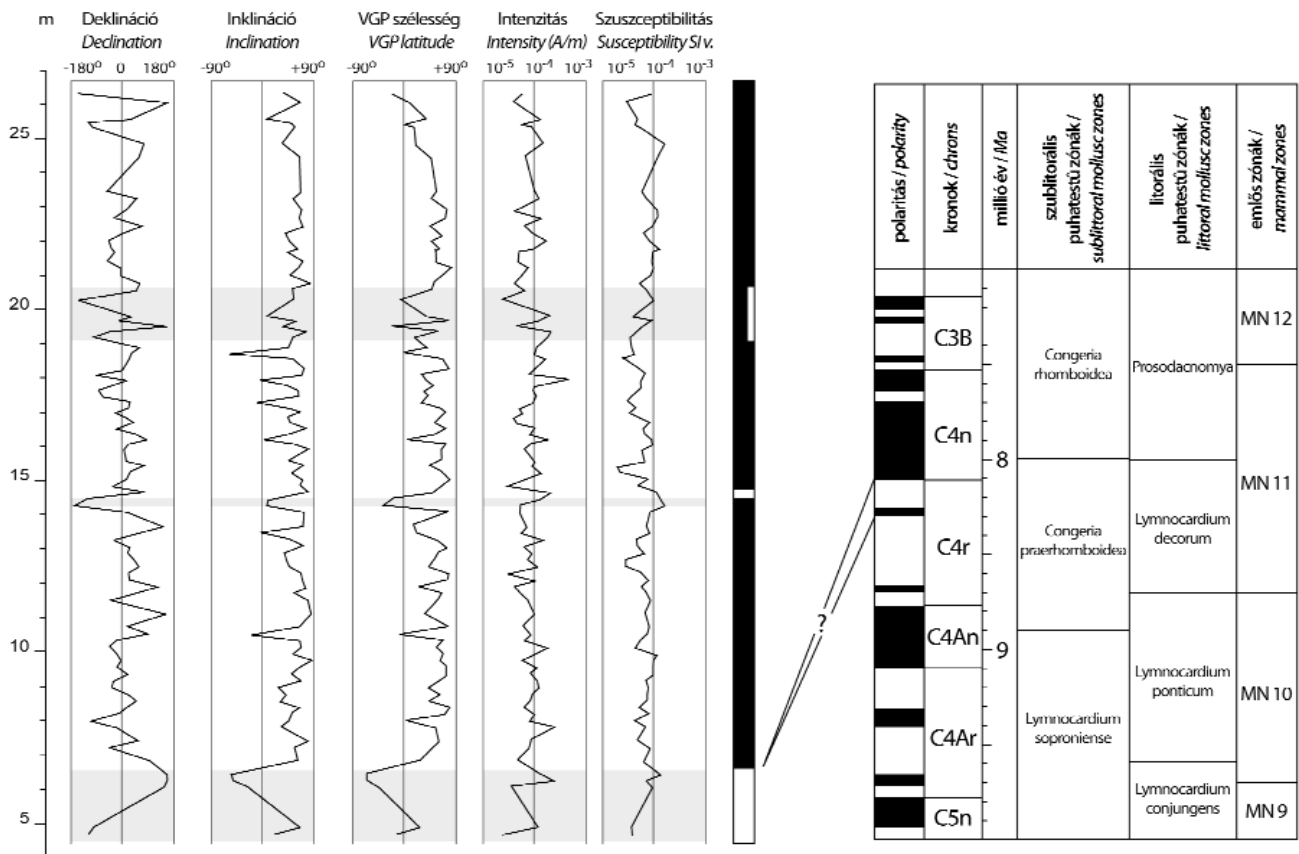
Radiometrikus korok

A pannóniai üledékes rétegsor egyenetlen felszínére Tihanyban vulkáni képződmények települnek. Ezek freatomagmás vulkáni működés eredményeként, több, egymáshoz közeli kitörési központ, lefele harapózó maar körül jöttek létre (NÉMETH et al. 1999, 2001, MARTIN & NÉMETH 2004). A vulkanitok korának meghatározása a tavi rétegtan szempontjából rendkívül fontos, mert megadja a Pannon-medence déli felében elterjedt Prosodacnomya zóna aljának korát (l. a *Puhatestűek* c. fejezetet).

A korai kálium-argon mérések (BALOGH 1995; BALOGH et al. 1982, 1986) eredményei sok bizonytalansággal voltak terhelték. A kutatás rétegtani jelentőségét felismerve Balogh Kadosa és Németh Károly célzott mintavétellel újabb vizsgálatot kezdtek. A Barátlakásoknál vett mintán végzett 9 egyedi mérés $7,92 \pm 0,22$ millió éves izokron kort adott; ez BALOGH & NÉMETH (2005) szerint megbízhatóan rögzíti a vulkáni aktivitás kezdetét Tihanyban. Egy későbbi argon-argon mérés lényegében megerősíti a korábbi vizsgálatok eredményét ($7,96 \pm 0,03$ millió év, WIJBRANS et al. 2007).

Rétegtani korreláció

A Fehérpart szelvénye tehát a fedő vulkanit radio-



11. ábra. A tihanyi, fehérparti szelvény deklínációja, inklinációja, VGP szélessége, mágneses intenzitása és szuszceptibilitása a mélység függvényében, valamint a feltáras polaritásslvénye és ennek korrelációs lehetőségei a globális polaritás időskálával (GPTS, LOURENS et al. 2004 szerint), a biosztratigráfiai zónáció figyelembe vételével (MAGYAR 2010)

Figure 11. Declination, inclination, VSP width, magnetic intensity and susceptibility of the Fehérpart section, its magnetic polarity, and possible correlations with the global polarity time scale (GPTS, LOURENS et al. 2004), considering the biostratigraphic zonation (MAGYAR 2010)

metrikus kora alapján idősebb, mint 7,92–7,96 millió év, az alsó két méteren fordított, felette normál mágneses polaritású, az emlősmaradványok alapján legvalószínűbben az MN 11 zónával (8,7–7,7 millió év, KRIJGSMAN et al. 1996 szerint) korrelálható, a *Lymnocardium decorum* puhatestű-zónába tartozik, fekéjében *Congeria prae-rhomboides* nyíltvízi rétegek vannak, amelyek Budapest–Kőbányán fordított mágneses polaritást mutattak, és a *Spiniferites tihanyensis* dinoflagellata-zónába tartozik (11. ábra). Mindezek figyelembevételével a feltárasban megfigyelt polaritásváltás (legalul fordított, fölötté normál) legvalószínűbben vagy a C4n.2n, vagy a C4r.1n polaritás kron kezdetével korrelálható. Előbbi kora 8,1, utóbbi 8,3 millió év (LOURENS et al. 2004 szerint).

Ahogy arra már MÜLLER & SZÓNOKY (1990) is rámutatott, a fehérparti szelvény lényegesen idősebb, mint a Keleti-Paratethys pontusi korszaka. Utóbbi korát mágnes-rétegtani vizsgálatok alapján 5 és 6 millió év közé helyezik (VASILIEV et al. 2004, 2005, 2011; SNEL et al. 2006). A fehérparti szelvény így nem lehet a pontusi emelet portaferrai alemeletének sztratotípusa (l. MÜLLER & SZÓNOKY 1990). SACCHI et al. (1997) felvetette annak lehetőségét, hogy a pannóniai s. str. és a pontusi emeletek közé eső rétegtani intervallumra vezessük be a „transdanubiai emelet” elnevezést, és ennek sztratotípusa a tihanyi Fehérpart

feltárasa legyen. Ennek a javaslatnak a megvalósítása leginkább azért problémás, mert a pontusi emelet bázisának (tehát a „transdanubiai emelet” tetejének) meghatározása a Pannon-medencében továbbra sem megoldott. Ugyanakkor szaporítanánk a csak specialisták által, és kizárólag szerencsés földtani helyzetben megvonható emelethatárok számát.

A tihanyi pannóniai rétegek korértelmezését a Tihanyi Formáció egészére kivetíteni nem szabad. A formáció képződése olyan üledékes környezetekhez kapcsolódik, amelyek már jóval korábban és még sokkal később is léteztek a Pannon-tó parti régióiban. A Balaton környéki magaspartok faunája dél felé fiatalodik; Balatonvilágosnál már nem a *Lymnocardium decorum* zóna, hanem a *Prosodacnomya* zóna (11. ábra) jellegzetes puhatestűt találjuk a felszínen.

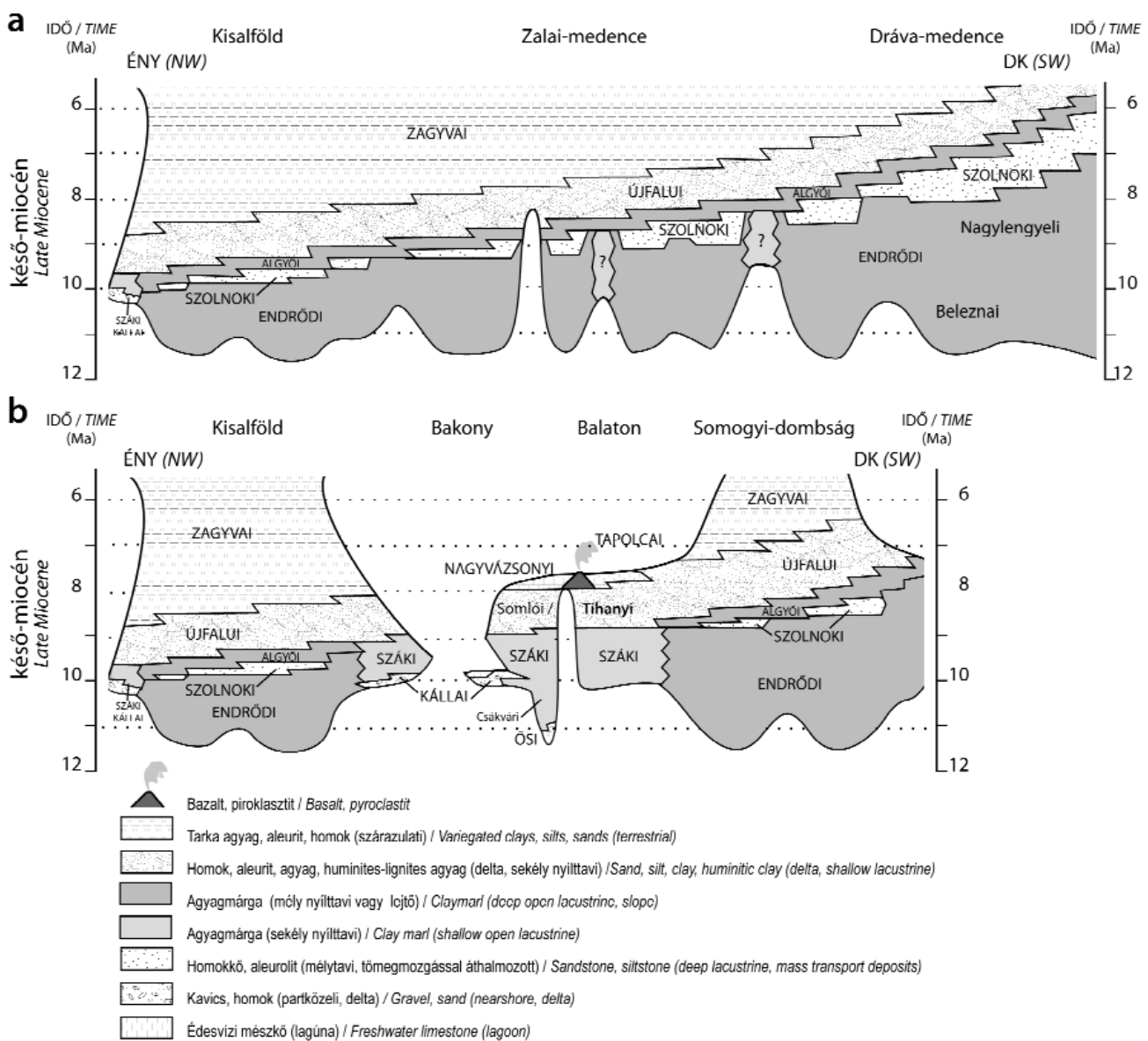
A Tihanyi Formáció helyzete a pannóniai litosztratigráfiai rendszerben

A pannóniai litosztratigráfiai egységek beosztása két, térben jelenleg elkülönülő adathalmazra alapozva alakult ki. A mély medencékben végzett fúrású tevékenység révén elkülönítették a nyílt és mélyvízi Endródi Márgát, a még mindig mélyvízi körülmények között felhalmozódó

turbiditrendszer termékeként: a Szolnoki Formációt, a medence lejtőjét alkotó Algyői, és a sekélyvízi régióban ülepedő Újfalu Formációkat (12. ábra, a; RÉVÉSZ 1980; GAJDOS et al. 1983; BÉRCZI & PHILLIPS 1985; MATTICK et al. 1985; BARDÓCZ et al. 1987; JUHÁSZ Gy. 1992, 1994 és 1998). Ezzel ellentétben, a ma kiemelt helyzetű hegységperemeink térségében terasztrikus képződmények (Ósi Formáció) felett tóparti és lokális forrásból táplálkozó delta-eredetű kavics-homok összleteket (Kállai, Zámori Formáció) vagy változatos vízmélységben és parttávolságban kialakult pelites képződményeket írtak le (Csákvári, Száki Formáció). A rétegsorok a szintén nyílttavi-partmelléki helyzetűnek leírt Somlói és Tihanyi Formációval folytatódnak, majd nagy területen lagunáris, édesvízi Nagyvázsonyi Mészkö, lokálisan a Tapolcai Bazalt Formáció vulkanitjai

zárják a kifejlődést (JÁMBOR 1980, 1985, 1989; JÁMBOR et al. 1997; KÖRÖSNÉ-HÓDI 1998; BUDAI et al. 1999; CSILLAG et al. 2010). Mindkét típusú területen egyöntetűen alluviális síksági képződmények (Zagyvai, Nagyalföldi) jelzik a medencefeltöltés végül egységessé váló arculatát. Véleményünk szerint azonban ez az egység jóval korábban, már a sekélytavi üledékek lerakódásával párhuzamosan létrejött.

Kétségtelen tény, hogy a „hegységperemi” területeken a mélymedence képződmények hiányzanak, sőt az is jól dokumentált, hogy a tó életének korai fázisában a Dunántúli-középhegység területe félszigetként vagy szigetként a víz szintje fölötti helyzetben volt, és csak kb. 10 millió évvel ezelőtt, a Kállai Formáció jelezte transzgresszió során került víz alá (MAGYAR et al. 1999a, 2000, 2007; CSILLAG et al. 2010). Az egységes víztükör alatt két igencsak eltérő

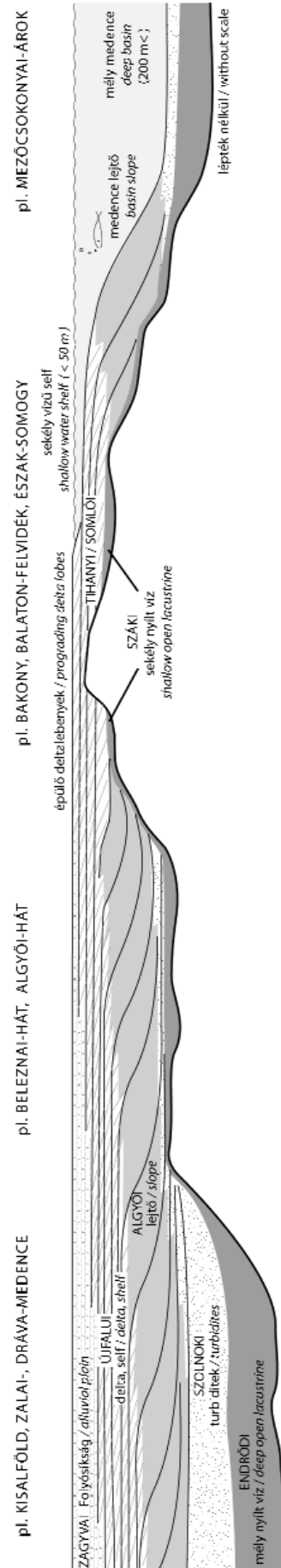


12. ábra. Késő-miocén (pannóniai) lito- és kronostratigráfia a) a Kisalföld, Zalai- és Dráva-medence szelvényében; b) a Kisalföld, a Dunántúli-középhegység és a Somogyi-dombság szelvényében

Figure 12. Late Miocene (Pannonian) litho- and chronostratigraphic sections a) from Kisalföld, Zala to Drava basins; and b) from Kisalföld, trough the Transdanubian Range to Somogy Hills

vízmélységű — és így különböző rétegsor befogadására képes — terület különült el: a több száz méter mély, nyíltvízi, majd turbidites, végül a klintoformok épülésével feltöltődő Kisalföld, Zalai- és Dráva-medencék (sorrendben MAGYAR et al. 2007, UHRIN et al. 2009, UJSZÁSI & VAKARCS 1993), valamint a 150 m-t valószínűleg meg nem haladó vízborítású Közép-Dunántúl–Észak-Somogy. Ennek a területnek önmagában is összetett reliefje lehetett, kisebb szigetekkel, elzárt belső öblökkel. Amíg a Kisalföld medencéje nem töltődött fel, addig erre a víz alatti kiemelt hátra jelentős mennyiségű homok szemcseméretű terrigén anyag sem szállított, kizárólag a torkolatoktól ellebegő szuszpendált anyag érkezett. Így a középhegységi víz alatti háton az előntést követően meglehetősen kondenzált nyíltvízi üledékképződés zajlott, s ennek eredménye a Száki Agyagmárga felhalmozódása, CZICZER et al. (2009) paleo-ökológiai értékelése szerint mintegy 80 m mély vízben. A Kisalföld feltöltődésével, tehát kb. 9 millió éve, azonban teljesen új, nagy területen egységes morfológiát teremtő helyzet alakult ki. Míg Zalában folytatódott a többszáz méter magas klintoformok épülése fedjükben a deltákkal (UHRIN et al. 2009), addig ezzel párhuzamosan a Dunántúli-középhegység területén ‘igazi’ lejtő kialakulása nélkül a Száki Agyagmárga felett jelennek meg a Somlói és/vagy Tihanyi Formációba sorolt deltaüledékek (9., 12. ábra, b, 13. ábra). Ha feltételezzük, hogy mindkét — egymástól csapásirányban nem túl messze eső — területre közel ugyanannyi hordalék érkezett észak-északnyugatról, akkor ennek a következménye egyértelműen az, hogy míg a mélyvízű területeken a lejtő és a morfológiai self viszonylag lassan épült, addig a sekély vízben a feltöltődés és a perem előrehaladása nagyságrenddel gyorsabban történt, a selfterületek térképi nézete „kihasasodását” eredményezve (I. VAKARCS et al. 1994, MAGYAR 2010 ösföldrajzi térképeit).

A sekély vízzel borított tóperem feltöltődése — legyen alatta akár több száz m vastag medencekitöltő üledék, akár kiemelt pozíciójú aljzat — a néhányszor 10 m mély vízbe épülő delták vertikálisan ismétlődő rétegsorával valósult meg (13. ábra). Az ismétlődést a kisebb relatív vízszintemelkedésekkel folyamatosan gyarapodó kitölthető tér növekedése okozta. A Balaton környékén felszínre bukkanó feltárások tanúsága szerint a deltaelőtér hullámbázisnál alig mélyebb vízben gazdag és változatos nyíltvízi faunával jellemezhető homok-aleurit üledett (Somlói Formáció, pl. raposkai téglagyár). A deltatorlatok előreépülésével a síkságon öblök képződtek, melyek rétegsorát a rövid idejű, néhány méteres tőszintváltozások és a gyakori torkolatáthelyeződések során kialakuló, ősmaradványtartalommal párhuzamosan változó aleurit-finomhomok-huminites agyag ciklusok építik fel (Tihanyi Formáció, pl. Tihany, Balatonkenese, Balatonakarattya, Balatonvilágos, M7 bevágások, Fonyód; JÁMBOR 1980, KORPÁSNÉ-HÓDI 1998, SZTANÓ et al. 2005, SZTANÓ & MAGYAR 2007). A delta-lebenyek összefogazódásai és a nagyobb előntések révén megvalósuló ismétlődések miatt nehézkes, ha nem éppen lehetetlen a Somlói és a Tihanyi Formációk következetes elválasztása, amint az a MÁFI fúrásátértékelő projektje



13. ábra. A Pannon-medencealjzat szerkezete különböző vízmélységű területeket hozott létre. Míg a mély medencékben magas, a vízzel borított Közép-dunántúli-hát peremén alacsony, lapos klintoformok jelzik a medence lejtőjét, mely felett a selfen delta-lebenyek épültek. A Közép-dunántúli-hát tetején a sekély vízmélység miatt medence-lejtő nem, csupán delta-lebenyek fejlődtek ki.
Figure 13. Differentiated basement structure of the Pannonian Basin resulted in large variations of water depth in Lake Pannon. High clinoforms developed in deep basins, low and rather flat ones developed along the margin of the sublacustrine Transdanubian High. Both are overlain by deltaic deposits. Above the Transdanubian High, however, water depth was insufficient to produce a slope other than that of the delta lobes

kapcsán is tapasztalható volt. Az ugyanilyen környezetben — delta fronton, -előtérben, a torkolati zátonyokon, a kapcsolódó turzásokon, a delta síksági folyóágakban és mocsarakban — kialakuló képződményeket a mély medencékben az Újfalui Formációba soroljuk (JUHÁSZ Gy. 1992).

Az Újfalui Formációban a 30–50 m vastag felfelé durvuló üledékciklusokat, valamint a vékonyabb szárazulati és nyíltvízi agyagos betelepüléseket, akár több száz méter összvastagságig kitűnően dokumentálták (SACCHI et al. 1999). Tehát a tihanyi Fehérpart rétegsorának példáján ismertett ciklicitás is módot teremt arra, hogy további párhuzamot vonjunk a Tihanyi és az Újfalui Formációk között. A Balaton környéki feltárásokban — méretük miatt — csak korlátozottan, de a környező vízkutató fúrások karotázs görbéin jól megfigyelhetők a 15–30 m vastag, ismétlődő üledékciklusok. Ezeket a rétegsorokat vagy a Somlói/Tihanyi párosba, vagy a Balatontól néhány km-re már az Újfalui Formációba sorolták (SZICK 2010). Noha ezeket a felfele durvuló, sekélyedő üledékciklusokat az Újfalui Formáció esetében torkolati zátonyok termékének tekintették (JUHÁSZ Gy. 1993), levonhatjuk a következtetést, hogy 30–50 m-es vízmélységbe még tengeri körülmények között sem épülnek zátonyok; számtalan recens példa ismeretében ezek maguk az előrehaladó deltalebenyek (cf. POREBSKI & STEEL 2003, ANDERSON 2005, CORREGGIARI et al. 2005, GANI & BHATTACHARYA 2005, GIOSAN et al. 2005 stb.) Mindezek alapján javasoljuk, hogy a Somlói és Tihanyi Formációkat tagozattá minősítve tekintsük a tágabb értelmezésű Újfalui Formáció részének. A fenti javaslatunk egyben azt is jelenti, hogy az eddig csupán fűrómagokkal és karotázsgörbékkel jellemzett Újfalui Formáció a felszínen is tanulmányozható; képződése, litológiai változékony-ságának okai jobban megérthetők a Tihanyi és a Somlói Formációk felszíni feltárásaiban.

A Tihanyi Formáció szekvenciasztratigráfiai helyzete

A Pannon-medence késő-miocén korszakának vízszint-változásai és az ehhez kapcsolódó szekvenciasztratigráfiai munkák áttekintése nem célja ennek a tanulmánynak. Hogy erre mégis röviden kitérünk, annak az az oka, hogy nemrég HORVÁTH et al. (2010) ismételten felvetették, hogy a Tihanyi Formáció felső határa lenne a Pannon-medence egyik legmarkánsabb harmadrendű szekvenciahatára (Pan-2; ca. 8 Ma).

HORVÁTH et al. (2010) tekintélyes mennyiségű és szerteágazó adatra alapozva úgy vélik, hogy a felső-miocén pannon-tavi összlet 4 üledékes szekvenciára bontható. Tanulmányukat főképp a második és a harmadik szekvenciára és a közöttük húzódó Pan-2 határra fókuszálták, mely feltételezésük szerint Tihanyban, illetve a környező balatoni nagy- és ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken, valamint ettől délre, a somogyi mélymedencék területén „ipari” szeizmikus szelvényeken is tanulmányozható. Hipotézisük szerint a MAGYAR (2010) által kimutatott két csapa-

dékmaximumos periódus a két szekvencia transzgresszív rendszeregységét, azaz a Száki és a Toronyi (sic!) Agymárgát hozták létre, míg közöttük a Tihanyi (és Somlói) Formáció alkotja a második nagyvízi rendszeregységet. A Tihanyi Formációra települő vulkanitok már szárazföldre hullottak, így a Tihanyi Formáció erodált felszíne és/vagy a vulkanitok felszíne maga a szekvenciahatár. Véleményünk szerint a fő kérdés az, hogy ez a határfelület valóban harmadrendű-e, vagy csak nagyobb frekvenciás vízszint-ingadozás igazolható, illetve, hogy mi történt a szóban forgó határfelület keletkezése után?

A rendűség kérdésében VAIL et al. (1991) által megadott időtartamokat, a kiterjedésre vonatkozóan pedig CATUNEANU (2006) érvelését tartjuk mérvadónak. Eszerint a százezer éves nagyságrendű és csak kisebb medencerészen térképezhető ciklusok a negyedrendű, míg a milliós éves és medence terjedelmű ciklusok a harmadrendű kategóriába sorolhatók.

A tihanyi Fehérpart rétegsora, a Balaton környékén mélyült fúrások és a nagyfelbontású szeizmikus szelvények valóban bizonyítják, hogy a területen regresszió ment végbe kb. 8 milliós évvel ezelőtt. Negyedrendű léptékben több 15–30 m amplitudójú vízszintváltozás, előntés, majd a deltalebenyek épüléséből eredő feltöltődés zajlott, amint azt munkánk első felében bemutattuk. A ciklusok egy részénél nem bizonyítható a vízszintesítés, csak a következő nagyobb előntés jelzi az új ciklus kezdetét. A ciklusok némelyike biztosan vízszintesítéssel záródott, mint azt a fonyódi 400 m széles és 16 m mély „nagy” bevágódás bizonyítja. Fonyódon a fehérsági rétegekkel egyező korú (L. decorum zóna) üledékekbe vágódott, kereszttrétegzett, agyagkavicsos, áthalmazott faunát tartalmazó test települ, mely felett visszatérnek a Tihanyi Formációra oly jellemző tipikus tavi-deltasíksági paraszekvenciák. A bevágódás szekvenciahatárhoz kötődő többszörös, összetett völgykitöltés jellegéhez, és az azt követő előntéshez nem fér kétség (NOVÁK 2006). Valószínűleg ugyanezt állíthatjuk a dunai nagyfelbontású szelvényen bemutatott (HORVÁTH et al. 2010), hasonló méretű bevágódásról is. Sajnos ennek pontos kora a közeli Tököl-1 fűrés ellenére sem ismert, így a fonyódi-val való egykorúságára sincs bizonyíték. Delta és deltasíksági üledékekről lévén szó, a fonyódihoz hasonló részletek ismerete nélkül az sem kizárt, hogy csupán egy nagyobb deltaágot harántol a szelvény. 100–200 m széles, 5–8 m mély, valamint ennél kisebb medrekre egyébként nagyon sok példát láttunk a balatoni ultranagy felbontású szelvényeken (SZTANÓ & MAGYAR 2007, FÖLDVÁRI 2009), és dél-balatoni feltárásokban (Balatonszentgyörgy, M7) is. Ezek nélkül a delta kiépülése elképzelhetetlen, a medrek szükségképp és természetesen mélyülnek a deltasíkság mocsári rétegeibe anélkül, hogy ez összefüggésben lenne bármilyen vízszintesítéssel. Ezért egy delta eredetű összletben a folyómedrek és a folyóvölgyek gyakran nehezen kivitelezhető megkülönböztetése nélkül vízszintváltozásra következtetni nem lehet.

A Tihanyi — vagy immár tágabb értelemben az Újfalui — Formáció lerakódása idején ezek a negyedrendű szekvenciák (a 15–30 m-es amplitudójú vízszintváltozási ciklusok

eredményeképp) mindaddig képződtek, amíg a selfperem elég közel volt, azaz míg egy-egy előntés érdemi vízborítottságot eredményezett a területen. Körülbelül 8 millió évvel ezelőtt a selfperem már 50 km-rel délebbre, a Kapos-vonal térségében húzódott (MAGYAR 2010, MAGYAR et al. 2012). Recens delták területi elterjedését analógiának véve, valamint feltételezve, hogy a terület süllyedési rátája a környező medenceterületekétől elmaradt, ettől kezdve a Balaton térségében előbb a felső deltasíksági medres–mocsaras környezet válhatott uralkodóvá, majd fokozatosan alluviális síksággá alakult a vidék. Ez az időtartamában harmadrendű változás a kitölthető tér gyarapodását felülmúló üledékbeszállításból eredő normál regresszió volt, amely valóban véget vethetett a Tihanyi Formáció képződésének a térségben, miközben attól délre az a szokott módon folytatódott. Ha ezt erőltetett regresszió (cf. HUNT & TUCKER 1992, POSAMENTIER et al. 1992) — azaz jelentős vízszintesés — okozta volna, akkor sokkal több jelét látnánk vonalas, hátravágódó erózióknak, illetve az egykorú üledékek mélyföldtani képen is találhatnánk további bizonyítékokat (1. alább). A freatomagmás vulkáni aktivitás idején tehát éppen a víztelített deltasíksági, esetleg már alluviális síksági üledék lerakódása zajlott, melyet követően HORVÁTH et al. (2010) nézetével ellentétben a területet újra vízfel borított tőszint emelkedésnek bizonyítéka nincs. „*Congerina rhomboideás*” agyagmárga a Tihanyi Formáció felett nem ismert a Balaton környékén, csak attól sokkal délebbre (pl. Bátaszék), ahol jóval fiatalabb delta-üledékek felett jelzi a jelentős vízszintnövekedést, előntést. A Balaton vidékén a Pannon-tó visszahúzódása után a hidrogeológiai viszonyok átrendeződése révén, nagy területen meszes-kovás édesvízi mészkő képződött (MÜLLER, MINDSZENTY szóbeli közlése). Ebbe tartozhatnak a pontszerű tihanyi „forráskúpok”, valamint a Tihanyi Formációt a későbbi eróziótól megvédő, jóval kiterjedtebb Nagyvázsónyi Mészkő (JÁMBOR 1980, BUDAI et al. 1999). HORVÁTH et al. (2010) a harmadrendű Pan–2 szekvenciahatár további bizonyítékát látja azokban a furcsa szeizmikus fáciesű buckákban, melyek az egyik — véleményünk szerint negyedrendű — szekvenciahatárral egybeeső előntési felszínen helyezkednek el. Elismerjük, hogy ezek kemény forráskúp üledék-ként való értelmezése elegáns és hihető, de fűréssel bizonyítást érdemelne. Ez azonban csak azt bizonyíthatná, hogy a forrásmészkő képződése több fázisban zajlott, felette ugyanis a déli partig követhető és a kenesei–akarattyai magaspartonk Tihanyi Formációjával párhuzamosítható rétegek települnek (SZTANÓ & MAGYAR 2007).

Mindezek után azt is érdemes megvizsgálunk, hogy a somogyi vagy egyéb dunántúli mélyföldtani adatok alátámasztják-e egy harmadrendű szekvenciahatár jelenlétét. HORVÁTH et al. (2010) három dél-dunántúli mesterszelvényén négy pannóniai szekvencia geometriáját láthatjuk. A szerzők maguk is elismerik, hogy a megfelelő reflexió-elvágódások gyakran hiányoznak a határfelületek kijelöléséhez. Ezen felül az értelmezést kétségkívül nehezíti a rétegsor posztpannóniai deformációja. A második és harmadik szekvencia 3–3 rendszeregységét jelentős, mintegy 60 km széles sávban azonosították. Míg a szokatlanul vastag

transzgresszív és a nagyvízi üledékek nagy üledékbehordási ráta esetén egyaránt megjelenhetnek a self, a lejtő és a mély medece területén (cf. SZTANÓ et al. 2012), addig a nagy vastagságú kisvízi (vagy csökkenő vízi) üledékek jelenléte kizárható a selfterületeken. Ezek közei csak lokalizált kis testek (bevágott völgyek, lelépő deltaroncsok) formájában jelenhetnek meg a selfen, ugyanakkor a lejtőnek támaszkodva vagy annak lábánál várhatóan elhelyezkedésüket (cf. POSAMENTIER et al. 1988, POSAMENTIER et al. 1992). Sajnos a bemutatott szelvények nem az utóbbi vázolt geometriát mutatják, a Pan–2 szekvenciahatár kimutatását nem teszik lehetővé. Ugyanerre a megállapításra jutott több mint 100 somogyi szelvény elemzése után TÖRŐ et al. (2012), valamint kisalföldi, zalai és dráva-medencei szeizmikus adatok alapján UHRIN & SZTANÓ (2012).

Ezek után óhatatlanul felmerül a kérdés, hogy milyen szekvenciák azonosíthatók az Újfalu Formációban, vagy általában a pannon-tavi üledékekben. A medence-kitöltő üledékek vizsgálatának legkorábbi szakaszában felismerték azokat a másodrendű rétegtani hézagokat, eróziós és gyakran szögdiszkordanciákat, amelyek a medence szerkezeti fejlődésének köszönhetik létüket (POGÁCSÁS 1984, 1987, HORVÁTH & POGÁCSÁS 1988). Részletesebb regionális szeizmikus adatokra alapozott tanulmányok, melyek már harmad-, sőt negyedrendű szekvenciákat azonosítottak, elsőként az Alföld területén születtek (MATTICK et al. 1985, 1988, VAKARCS & VÁRNAI 1991, CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994), majd a munka a Dél-Dunántúlon folytatódott (UJSZÁSI & VAKARCS 1993; SACCHI et al. 1999). Ezzel párhuzamosan készültek elsősorban lyukgeofizikai görbékben alapuló értelmezések is (JUHÁSZ Gy. 1993; TÓTH-MAKK 2007), melyekben az előntési események alapján rendre sokkal több szekvenciát azonosítottak, mint a szeizmikára alapozott munkákban. Ezzel ellentétben magfúrások szedimentológiai vizsgálata alapján JUHÁSZ E. et al. (1996) csak rövid periódusú klimatikus ciklusokat, valamint egyetlen másodrendű szerkezeti eredetű unkonformitást mutattak ki, harmadrendűeket nem. A határfelületek korát magnetosztratiográfiailag vagy radiometrikusan korolt alföldi magfúrások rétegsorának korrelációjával adták meg, s a Pannon-tó közvetlen tengeri kapcsolatainak hiánya ellenére (MÜLLER & MAGYAR 1992a) a világ tengerek vízszintváltozásaival egyező korúnak ítélték (POGÁCSÁS et al. 1988, 1994; CSATÓ 1993; VAKARCS et al. 1994). A látszólagos egyezések és hasonlóságok ellenére a különböző szerzők 3, 4 vagy 7 késő-miocén harmadrendű szekvenciával számoltak, melyek határfelületei csak meglehetősen laza keretek közt bizonyultak egyező korúnak (TÓTH-MAKK 2007).

Bár MATTICK et al. (1985) a kezdetektől hangsúlyozta, hogy legalábbis a negyedrendű szekvenciák autociklikus torkolatáthelyeződésekhez kötődnek, regionálisan nem térképezhetők, a későbbiekben mégis medenceléptékű vízszintesekkel magyarázták a szekvenciahatárok képződését (POGÁCSÁS et al. 1994, VAKARCS et al. 1994). A szekvenciák kialakulásának jelenleg legelfogadottabb modelljei különböző időtartamú klímaváltozás-vezérelt

vízszintingadozásokkal, és/vagy a medence inverziójához vezető szerkezeti mozgásokkal számolnak (SACCHI et al. 1999, JUHÁSZ Gy. et al. 2007, HORVÁTH et al. 2010, SZTANÓ et al. 2012). Makacsul tartja magát a messinai sókrízishez kapcsolódó több száz méteres vízszintesés hipotézise is (JUHÁSZ Gy. et al. 2007; CSATÓ et al. 2007, 2012), noha MAGYAR & SZTANÓ (2008) kimutatta, hogy különböző beszállítási irányok lejtőinek találkozása, valamint a késő-miocénben kezdődő medence léptékű deformáció hozta létre az „intra-Messinai unkonformitást” kb. a miocén-pliocén határon. Az ellentmondásokat tovább növeli, hogy a késő-miocén összletben nagy területeken (Dunántúl, Mátraalja-Bükkalja, Alföld középső régiója, Makói-árok) sem a korábbi 2D, sem az újabb 3D szeizmikus anyagon nem látunk a vízszinteséseket kétség nélkül bizonyító geometriát: sem lefele lépő (negatív) selfperemnyomvonalat, sem a kisvízi rendszerességre jellemző reflexióelvégződéseket (MAGYAR & SZTANÓ 2008, UHRIN et al. 2009, MAJERCSIK 2009, TÖRÖ et al. 2012, GÄRTNER 2011, UHRIN & SZTANÓ 2012, SZTANÓ et al. 2012). Ehelyett a selfperem periodikusan felfelé és medenceirányban, majd csak medenceirányban épült. A ciklusok időtartama az elérhető adatok felbontásának és/vagy a vizsgált időintervallumnak a függvényében 100–250 ezer év között változott. Tehát a Pannon-tóban negyedrendű szekvenciák bármely medence-részben kialakulhattak, klimatikus hatásra a vízszint emelkedett, majd stagnált, de az egész tavat érintő, a szeizmikus felbontásnál nagyobb (30–50 m!) vízszintesések nem igazolhatók a szeizmika segítségével. Ezért a pannóniai rétegsor harmadrendű szekvenciákra bontását nem tartjuk bizonyíthatónak.

Eredmények, következtetések

A tihanyi Fehérpart feltárása már több, mint száz éve vonzza a geológusokat, itt a pannóniai rétegtan bölcsője, s a pannon-tavi üledéklerakódás alapvető vonásait is meghatározták a nemes elődök. Az egyre romló feltártsági viszonyok ellenére a feltárás újravizsgálata, az archív adatok összegyűjtése, áttekintése és összevetése az utóbbi évtizedben a legkülönbözőbb módszerek révén nyert eredményekkel lehetővé tette, hogy kitekintsünk előbb a szűkebb öskörnyezetre, annak időbeli dinamikus változásaira, majd a Pannon-medence feltöltődés történetének egy térben és időben általánosítható nagyobb szelvére.

1. A fehérrparti szelvény az MN 11 emlős zónával, a Spiniferites tihanyensis dinoflagellata és a Lymnocardium decorum puhatestű zónával korrelálható. Feküjében *Congerina praerhomboides* nyíltvízi rétegek vannak, amelyek Budapest–Kőbányán fordított mágneses polaritást mutattak. A Tihanyi-félsziget Szarkádi erdő részében, vulkáni anyagba zárva már megjelennek a Prosodacnomya zónára utaló formák, így a zónahatár a fedő vulkanit radiometrikus kora alapján idősebb, mint 7,92–7,96 millió év. A rétegsor az alsó néhány méter kivételével normál mágneses polaritású, ezért vagy a C4n.2n kronnal, vagy a

C4r.1n kronnal korrelálható. Kora tehát 8,0–8,1 millió vagy 8,2–8,3 millió év. A fehérrparti szelvény lényegesen idősebb, mint a Keleti-Paratethys pontusi korszaka, így nem lehet a pontusi emelet portaferrai alemeletének sztratotípusa sem. A tihanyi pannóniai rétegek korértelmezését a Tihanyi Formáció egészére kivetíteni nem szabad, még a Balaton környéki magaspártok néhány kilométernyi területén is bizonyítható, hogy faunája dél felé fiatalodik.

2. A fehérrparti rétegsor néhány méteres üledék-ciklusokból épül fel. Egy ideális ciklus mozdított, hullám-bázis-közeli üledékképződéssel indul, melyet a benne található gazdag fauna is alátámaszt. Felfelé egyre sekélyebb vízben, végül a partmelléki mocsárban vagy az azt szelő medrekben lerakódó rétegek következnek. A cikluszáró rétegek faunája az időszakos kiédesedést tükrözi, melyet ismétlődően elöntés és a brakk vízi tavi viszonyok helyreállása követ. Az üledékciklusok paraszekvenciák, melyeket a Pannon-tó nagyfrekvenciájú, néhány méter amplitudójú vízszintingadozásai, a jelentős üledékbeszállítás és a mozaikos öskörnyezet kismértékű változásai együttesen hoztak létre.

3. A rétegsorban felfelé haladva az egymást követő paraszekvenciák progresszíven egyre több partközeli-mocsári keletkezésű üledékből állnak, mely hosszabb távú regressziót jelez. Azonban ezt is a nyílt, brakk vízi, tavi körülmények visszatérte — *Congerina balatonica*s rétegek ismételt megjelenése — követi. A progradáló paraszekvenciasorok felfelé durvuló 15–30 m vastag sorozatokat építenek, melyek fúrású rétegsorokban és lyukgeofizikai görbéken is felismerhetők. Ezen közzettestek geometriáját — 15–30 m magas, 1–2° dőlésszögű, kilométer hosszú progradáló klinofomok — a balatoni nagyfelbontású szeizmikus szelvények képezték le. A Pannon-tó peremén több, közel egyidős, autociklikusan áthelyeződő torkolatból táplálkozó, idővel egymásra lapolódó aleurit – aprószemcsés homok alkotta deltalebeny épült, feltöltve a sekély vízi partmenti területeket. A Tihanyi és a vele majdnem azonos keletkezésű Somlói Formáció ezekből az ismétlődő deltalebenyekből épül fel.

4. A Pannon-tavat feltöltő deltarendszerek dinamikus fejlődése a felszínen tanulmányozható Tihanyi Formáció révén érthető meg. A Tihanyi Formáció keletkezése idején nem volt „hegységperemi” helyzetben, egy néhányszor 10 m mély vízzel borított aljzatmagaslatra érkeztek a delták. A deltaépülés szempontjából majdnem teljesen mindegy, hogy a tófenék alatt kevéssel a medencealjzat, vagy egy mély medence feltöltődésével lerakódott vastag üledékes összlet helyezkedik-e el. Utóbbi esetben a deltaüledékeket az Újfalui Formációba soroljuk. A két formáció között csak a deltaciklusok ismétlődése számában és esetleg azok vastagságában van különbség, amit a kifejlődési területükön az aljzatsüllyedés eltérő mértéke határozott meg. Ettől eltekintve ugyanannak a — lehordási területtől az üledékgyűjtőig tartó — sornak azonos láncszemei. Ezért javasoljuk, hogy az Újfalui Formáció tagozataként tartsuk számon az eddigi Tihanyi (és Somlói) Formáció(ka)t.

5. A fehérrparti szelvény, valamint a Tihanyi Formáció

egésze értelmezhető szekvenciasztratigráfiai szempontból is. A feltárás, a környező fúrások és szeizmikus szelvények egyértelműen tanúsítják a területen ismétlődő elöntések, majd deltaépülés révén zajló transzgressziót-regressziót, melyet valószínűleg klimatikusan vezérelt, 15–30 m-es amplitúdójú vízszíningadozások okoztak. A ciklusok eredményeképp negyedrendű szekvenciák alakultak ki, melyek transzgresszív egységét vékony nyíltvízi deltaelőtéri üledék, nagyvízi egységét az épülő deltalebenyek alkotják. Kisvízi (vagy erőltetett regressziós) üledékek Tihany környékén eddig nem ismertek. A negyedrendű szekvenciák a Tihanyi Formációban mindaddig ismétlődtek, míg a terület a Pannontó selfjéhez tartozott. Ahogy a tó feltöltődése hosszútávú normál regressziót eredményezve haladt dél felé, az elöntések megritkultak, a vizsgált terület fokozatosan szárazulattá vált. Így a mai Balaton környékén ca. 8 millió évvel ezelőtt véget ért a Tihanyi Formáció képződése, miközben attól délre Újfalui Formációként még több millió évig folytatódott. Ezt a Somogytól a Dráva-medencéig futó mélyföldtani és szeizmikus szelvények is igazolják. Azonban ezek egyikén se fedezhető fel olyan geometria, mely alátámasztaná, hogy az egész tavat érintő, a szeizmikus felbontásnál nagyobb (30–50

m) vízszintesek révén a pannóniai rétegsor harmadrendű szekvenciákra lenne bontható.

Köszönetnyilvánítás

A műszeres anyagvizsgálat a Szegedi Tudományegyetem Földtani és Óslénytani Tanszékén készült. A derivatográfias felvételeket FÉNYES József készítette és értékelte. Köszönjük ABBAS Amirnak (MOL) az 5. ábra, ORGEL Csillának (ELTE) a 6. ábra elkészítését. A tanulmány alapos lektorai BABINSZKI Edit (MFGI) és UHRIN András (Eriksfiord AS) voltak. Végül köszönjük HORVÁTH Ferenc (ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék) professzor úrnak az évek hosszú során átívelő szenvedélyes, gyümölcsöző szakmai vitákat, kutatásaink támogatását és barátságát.

A tanulmány elkészülését az OTKA T. 037724 és a 81530 sz. pályázatai tették lehetővé. A cikk az MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport 177. közleménye.

Irodalom — References

- AMOROSI, A. & MILLI, S. 2001: Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. — *Sedimentary Geology* **144**, 357–375.
- ANDERSON, J. 2005: Diachronous development of Late Quaternary shelf-margin deltas in the Northwestern Gulf of Mexico: implications for sequence stratigraphy and deep-water reservoir occurrence. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. (eds): River Deltas - Concepts, models and examples. — *SEPM Special Publication* **83**, 257–276.
- BALOGH, K. 1995: K/Ar study of the Tihany Volcano, Balaton Highland, Hungary. Report of the work supported by the European Community in the frame of program "Integrated Basin studies". — *Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Debrecen*.
- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZ-BARANYAI L. & SOLT G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 243–259.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **28**, 75–94.
- BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2005: Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. — *Geologica Carpathica* **56**, 91–99.
- BARDÓCZ B., BIRÓ E., DANK V., MÉSZÁROS L., NÉMETH G. & TORMÁSSY I. 1987: A dunántúli medenceterületek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményei. — In: JÁMBOR Á. (szerk.): A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **69**, 149–177.
- BARTHA F. 1958: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48**, 1–191.
- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — In: GÓCZÁN F. & BENKŐ F. (szerk.): *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 9–172.
- BARTSCH, E. D. 1782: Bemerkungen über den Plattensee. — *Ungarisches Magazin*, **12**, 129–145.
- BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. 1985: Neogene delta formations in the and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana Magyarázó a Balatonfelvidék fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. *Magyar Állami Földtani Intézet*, 257 p.
- CATUNEANU, O. 2006: *Principles of sequence stratigraphy*. — Elsevier, 375 p.
- CHARWIN, K., HAMPSON, G., GALLAGHER, K. & LABOURDETTE, R. 2010: Intra-parasequence architecture of an interpreted asymmetrical wave-dominated delta. — *Sedimentology* **57**, 760–785.
- CORREGGIARI, A., CATTANEO, A. & TANCARDI, F. 2005: The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth. — *Marine Geology* **222–223**, 49–74.
- CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **226**, 377–400.
- CSATÓ, I., KENDALL, C. G. & MOORE, P. D., 2007: The Messinian problem in the Pannonian Basin, Eastern Hungary -insights from stratigraphic simulations. — *Sedimentary Geology* **201**, 111–140.

- CSATÓ, I., GRANJEON, D., CATUNEANU, O. & BAUM, G. 2012: A three-dimensional stratigraphic model for the Messinian crisis in the Pannonian Basin, eastern Hungary. — *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2012.00553.x
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1989a: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 341–347.
- CSERNY, T. & CORRADA, R. 1989b: Complex geological investigation of Lake Balaton (Hungary) and its results. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 117–130.
- CSERNY T., PRÓNAY Zs. & NEDUCZA B. 2005: A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004**, 273–283.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencébengeoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlemények* **140**, 183–196.
- CZICZER, I., MAGYAR, I., PIPIK, R., BÖHME, M., CORIC, S., BAKRAC, K., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E. & MÜLLER, P. 2009: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **98**, 1741–1766.
- DAXNER-HÖCK, G. 1996a: Faunenwandel in Obermiozän und Korrelation der MN-Zonen mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. — *Beiträge zur Paläontologie* **21**, 1–9.
- DAXNER-HÖCK, G. 1996b: Middle and Late Miocene Gliroidae of western, central, and southeastern Europe. — In: BERNOR R.L., FAHLBUSCH, V. & MITTMANN, H. W. (eds): *The evolution of western Eurasian Neogene Mammal Faunas*. — Columbia University Press, New York, 261–263.
- FIELDING, C. 1987: Coal depositional models for deltaic and alluvial plain sequences. — *Geology* **15**, 661–664.
- FÖLDVÁRI J. 2009: Medrek a balatonai pannonban, ultra-nagy felbontású szeizmikus felvételeken. — *BSc Szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 38 p.
- FUCHS, T. 1870: Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen 4 und 5: Die Fauna der Congerenschichten von Tihany am Plattensee und Kúp bei Pápa in Ungarn. — *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt* **20**, 531–548.
- GANI, M. & BHATTACHARYA, J. 2005: Lithostratigraphy versus chronostratigraphy in facies correlations of Quaternary deltas: application of bedding correlation. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. (eds): *River Deltas — Concepts, models and examples*. — *SEPM Special Publication* **83**, 31–48.
- GAJDOS I., PAP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. 1983: *Az alföldi pannóniai (s.l.) képződmények litosztratiográfiai egységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, 70 p.
- GÄRTNER D. 2011: A Mátra előtér pannóniai képződményeinek szedimentológiai célú szeizmikus és fúrásos vizsgálata. — *Szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék 51 p.
- GIOSAN, L., DONNELLY, J., VESPREMEANU, E., BHATTACHARYA, J., OLARIU, C. & BUONAIUTO, F. 2005: River delta morphodynamics: examples from the Danube delta. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. (eds): *River Deltas — Concepts, models and examples*. — *SEPM Special Publication* **83**, 393–411.
- GOLDFUSS, G. A. 1837: *Petrefacta Germaniae*. — Arnz & Co. Düsseldorf 2/3, 141–224.
- HABLY, L. 1992: The flora of Tihany-Fehérpart (faciostratotype of the Intra-Carpathian Pontian), West Hungary. — *Geophytology*, **22**, 199–205.
- HALAVÁTS GY. 1902: A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. — In: LÓCZY L. (szerk) *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, Őslénytani Függelék **4/2**, 1–74.
- HAMPSON, G. & JOEP, E. 2003: Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. — *Sedimentology* **50**, 667–701.
- HORVÁTH, F. & POGÁCSÁS, G. 1988: Contribution of seismic reflection data to chronostratigraphy of the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. — *AAPG Memoir* **45**, 97–105.
- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI E. 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratiográfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúli és a Balaton területén. — *Földtani Közlemények* **140**, 391–418.
- HUNT, D. & TUCKER, M. 1992: Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. — *Sedimentary Geology* **81**, 1–9.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **52**, 1–259.
- JÁMBOR, Á., 1985: *Magyarország Magyarországi pannóniai (s.l.) képződményeinek földtani térképeihez. (1:500 000)*. — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, 42 p.
- JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.
- JÁMBOR Á., NÉMETH G., GAJDOS I., PAPP S. & JUHÁSZ GY. 1997: A Pannon s.l. litosztratiográfiai beosztása. — In: CSÁSZÁR G (ED.): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet, 72–76.
- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B. D., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 129–152.
- JUHÁSZ GY. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. — *Földtani Közlemények* **122**, 133–165.
- JUHÁSZ GY. 1993: Relatív vízszintingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s.l. üledékösszletében. — *Földtani Közlemények* **123**, 379–398.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlemények* **124**, 341–365.
- JUHÁSZ GY. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratiográfiája. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — MOL Rt. – MÁFI, 469–484.

- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I., VAKARCS, G., 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **202**, 72–95.
- KATONA L. 2004: Pannóniai puhatestű faunák a Bakony-hegység délkeleti előterének feltárásaiból. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék 69+XXX+XVI p.
- KORDOS, L. 1987: Neogene vertebrate biostratigraphy in Hungary. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 393–396.
- KORDOS, L. 1989: Anomalomyidae (Mammalia, Rodentia) remains from the Neogene of Hungary. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 293–311.
- KORPÁSNÉ-HÓDI M. 1998: Medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. ÉS JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — MOL Rt. – MÁFI, 453–468
- KRIJGSMAN, W., GARCÉS, M., LANGEREIS, C. G., DAAMS, R., VAN DAM, J., VAN DER MEULEN, A. J., AGUSTÍ, J. & CABRERA, L. 1996: A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. — *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 367–380.
- LANSON, B., BEAUFORT, D., BERGER, G., BAUER, A., CASSAGNABÈRE, A. & MEUNIER, A. 2002: Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. — *Clay Mineralogy* **37**, 1–22.
- LOURENS, L., HILGEN, F., SHACKLETON, N. J., LASKAR, J. & WILSON, D. 2004: Appendix 2. Orbital tuning calibrations and conversions for the Neogene Period. — In: GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. G. (eds): *A Geologic Time Scale 2004*. — Cambridge University Press, 469–471.
- LŐRENTHEY I. 1905: Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai helyzetéhez. — In: LÓCZY L. (szerk) *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, Őslénytani Függelék **4/3**, 1–193.
- LŐRENTHEY I. 1908: A tihanyi fehérpart pannóniai rétegeiről. — *Földtani Közöny* **38**, 679–686.
- MAGYAR I., 2010. *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — Geolitera, Szeged, 140 p.
- MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* **5**, 245–255.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., & MÜLLER, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the late miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999b: Integrated biostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 5–32.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P., GEARY, D. H., SANDERS, H. C. & TARI, G. 2000: Diachronous deposits of Lake Pannon in the Kisalföld basin reflect basin and mollusc evolution. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56**, 669–678.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P. M., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E. & LANTOS, M. 2006: Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest-Kőbánya. — *Facies*, **52**, 209–220.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIC, D., O., S., SYNAK, R., UJSZÁSI, K. & PÓCSIK, M. 2012: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.06.007
- MAJERCSIK Cs. 2009: Selfperemi deltarendszer progradációjának és tektonikai mozgások általi befolyásoltságának vizsgálata a Közép-Zalai térség pannóniai üledéksorában. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 100 p.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica* **26**, 192 p.
- MATTICK, R. E., RUMPLER, J. & PHILLIPS, R. L. 1985: Seismic stratigraphy of the Pannonian Basin in southeastern Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 13–54.
- MATTICK, R. E., PHILLIPS, R. & RUMPLER, J. 1988: Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rocks in the Pannonian Basin in southeastern Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin*. — *AAPG Memoir* **45**, 117–145.
- MÉSZÁROS L. 1999: Néhány tafonómiai megfigyelés magyarországi felső-miocén Sorcidae (Mammalia) maradványokon. — *Földtani Közöny* **129**, 159–178.
- MÉSZÁROS, L. GY. 2008: Two *Crusafontina* (Mammalia, Insectivora) fossils from the Miocene of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Geologica Pannonica* **36**, 227–233.
- MÜLLER, P. 1990: Revised and other species of malacofauna from Tihany (Fehérpart) in Hungary. — In: STEVANOVIC, P. M., NEVESSKAJA, L. A., MARINESCU, F. L., SOKAC, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys VIII, PII, Pontien*. — JAZU and SANU, Zagreb-Beograd, 558–581.
- MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992a: Continuous record of the evolution of lacustrine cardiid bivalves in the Late Miocene Pannonian lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36**, 353–373.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992b: A Prosodacnomyák rétegtani jelentősége a Kötöcse környéki pannóniai s. l. üledékekben. — *Földtani Közöny* **122**, 1–38.
- MÜLLER P. & SZÓNOKY M. 1988: Tihanyi-félsziget, Tihany, Fehér-part. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MÜLLER, P. & SZÓNOKY, M. 1990: Faciostratotype Tihany, Fehérpart (Hungary), ("Balatonica Beds" by Lőrenthey, 1905). — In: STEVANOVIC, P.M., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F.L., SOKAC, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys VIII, PII, Pontien*. — JAZU and SANU, Zagreb-Beograd, 427–436.
- NAGY-BODOR, E. & SZUROMI-KORECZ, A. 1989: An evaluation of sporomorphs and ostracods of the Fehérpart exposure at Tihany, lake Balaton. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988**, 203–212.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 1999: Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): The Tihany Volcano. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 349–377.

- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **111**, 111–135.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 92 p.
- ORGEL Cs. 2010: Deltasíkságok vízhálózata úrfelvételek alapján. — *BSc szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 44 p.
- PAPP, A. 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **39**, 39–41, 99–193.
- PARTSCH, P. 1836: Über die sogenannten versteinerten Ziegenklauen aus dem Plattensee in Ungarn und ein neues urweltliches Geschlecht zweischaliger Conchylien. — *Annalen des Wiener Museums für Naturgeschichte* **1**, 93–102.
- PHILLIPS, S. & BUSTIN, M. 1996: Sedimentology of the Changuinola peat deposit: Organic and clastic sedimentary response to punctuated coastal subsidence. — *Geological Society of America Bulletin* **108**, 794–814.
- POGÁCSÁS, Gy. 1984: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30**, 373–410.
- POGÁCSÁS, Gy. 1987: Seismic stratigraphy as a tool for chronostratigraphy: Pannonian basin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 55–63.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L., VÁRNAI, P. & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 175–207.
- POGÁCSÁS, Gy., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR, T., JÁMBOR, Á., LAKATOS, L., LANTOS, M., SIMON, E., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1994: Correlation of seismo and magnetostratigraphy in southeastern Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. & KÓKAI, J. (eds): *Basin Analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary*. — Kluwer, Dordrecht, 143–160.
- POREBSKI, S. J. & STEEL, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth-Science Reviews* **62**, 283–326.
- POSAMENTIER, H., JERVEY, M. & VAIL, P. 1988: Eustatic controls on clastic deposition I —conceptual framework — In: WILGUS, C. & HASTINGS, B., KENDALL, C., POSAMENTIER, H., ROSS, C. & VAN WAGONER, J. C. (eds): *Sea level changes —an integrated approach*. — *SEPM Special Publication* **42**, 110–124.
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G., JAMES, D. & TESSON, M. 1992: Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. — *AAPG Bulletin* **76**, 1687–1709.
- READING, H. & COLLINSON, J. 1996: River deltas. — In: READING, H. (ed.): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. — Blackwell, 181–209.
- RÉVÉSZ I. 1980. Az Algyő–2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. — *Földtani Közlemények* **110**, 512–539.
- ROSTA É. 1993: Gilbert típusú delta a Sopron környéki szarmata–pannóniai üledékekben. — *Földtani Közlemények* **123**, 167–193.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 1997: Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys. — *Neogene Newsletter* **4**, 37–46.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 63–88.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society London Special Publication* **156**, 357–390.
- SNEL, E., MĂRUNȚEANU, M., MACALEȚ, R., MEULENKAMP, J. E. & VAN VUGT, N. 2006: Late Miocene to Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 107–124.
- STEVANOVIĆ, P. M. 1978: Neue pannon–pontische Molluskenarten aus Serbien. — *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* **42**, 315–344.
- STRAUSZ, L. 1942: Das Pannon des mittleren Westungarns. — *Annales Historico–Naturales Musei Nationalis Hungarici, pars Mineralogica, Geologica et Palaontologica* **5**, 1–102.
- STRAUSZ L. 1953: Felső-pannóniai ősmaradványok Pécs környékéről. — *Földtani Közlemények* **83**, 163–168.
- SÜTŐ-SZENTAI M. 1991: Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagelláták evolúciójáról. — *Őslénytani Viták* **36–37**, 157–200.
- SÜTŐ-SZENTAI, M. 2000: Organic walled microplankton zonation of the Pannonian s.l. in the surroundings of Kaskantyú, Paks and Tengelice (Hungary). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1994–1995*, 153–175.
- SZICK N. 2010: Pannóniai üledékciklusok vizsgálata a Balaton keleti-medencéjének környékén fúrasi rétegsorok alapján. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 55p +29 melléklet.
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geologie und Palaontologie* **9**, 105–108.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA, L., BABINSZKI, E. & MAGYARI, Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — Abstracts 12th RCMNS, Vienna, 223–227.
- SZTANÓ, O., MAGYARI, Á. & TÓTH, P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közlemények* **140**, 167–182.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D., HOYER, D. & WALLIS, R. 2012: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.05.026.

- TÓTH-MAKK, Á. 2007: Late Miocene sequence stratigraphy of the Pannonian Basin fill (Kiskunhalas—Mélykút region, Hungary): how core, electric log and seismic data fit together? — *Geologica Carpathica* **58**, 353–366.
- TÓTH Zs. 2009: Balatoni többcsatornás vízi szeizmikus mérések feldolgozása és értelmezése. — *Szakdolgozat*, ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 87 p.
- TÓTH Zs., TÓTH T., SZAFIÁN P., HORVÁTH A., HÁMORI Z., DOMBRÁDI E., FEKETE N., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Szeizmikus kutatások a Balatonon. — *Földtani Közlöny* **140**, 355–366.
- TÖRŐ B., SZTANÓ O. & FODOR L. 2012: Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban. — *Földtani Közlöny* **142**, 445–468.
- UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2012: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *Int. J. Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **101**, 1427–1440.
- UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlöny* **139**, 273–282.
- UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., 1993: Sequence stratigraphic analysis in the south Transdanubian region, Hungary. — *Geophysical Transactions* **38**, 69–87.
- VAIL, P. R., ANDEMARD, F., BALMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology: an overview. — In: EINSELE, G. RICKEN W., SEILACHER (eds). *Cycles and events in stratigraphy*. — Elsevier, 617–659.
- VAKARCS G. & VÁRNAI P. 1991: A Derecskei árok környezetének szeizmosztratigráfiai modellje. — *Magyar Geofizika* **32**, 38–51.
- VAKARCS, G., VAIL, P. R., TARI, G., POGÁCSÁS, GY., MATTICK, R. E. & SZABÓ, A. 1994: Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **240**, 81–106.
- VAN WAGONER, J., MITCHUM, R., CAMPION, K. & RAHMANIAN, V. 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. — *AAPG methods in exploration series* **7**, 55 p.
- VASILIEV, I., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, C. G., PANAIOTU, C. E., MATENCO, L. & BERTOTTI, G. 2004: Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of the Focsani basin (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **227**, 231–247.
- VASILIEV, I., KRIJGSMAN, W., STOICA, M., & LANGEREIS, C. G. 2005: Mio-Pliocene magnetostratigraphy in the southern Carpathian foredeep and Mediterranean-Paratethys correlations. — *Terra Nova* **17**, 376–384.
- VASILIEV, I., IOSIFIDI, A. G., KHRAMOV, A. N., KRIJGSMAN, W., KUIPER, K., LANGEREIS, C. G., POPOV, V. V., STOICA, M., TOMSHA, V. A. & YUDIN, S.V. 2011: Magnetostratigraphy and radio-isotope dating of upper Miocene – lower Pliocene sedimentary successions of the Black Sea Basin (Taman Peninsula, Russia). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **310**, 163–175.
- VICZIÁN, I. 2002: Mineralogy of Pliocene to Pleistocene pelitic sediments of the Great Hungarian Plain. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **43**, 39–53.
- VITÁLIS I. 1908: A tihanyi fehérpart pliocén korú rétegsora és faunája. — *Földtani Közlöny* **38**, 665–678.
- VITÁLIS I. 1910: A balatonvidéki kecskekörmök és lelőhelyeik. — In: LÓCZY L. (szerk.) *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, Őslénytani Függelék* **4/4**, 1–35.
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204.

Kézirat beérkezett: 2012. 11. 07.

Események, rendezvények

Az „Ásványvagyon minősítés és gazdálkodás kérdései” Ankét megnyitója (MFGI 2013. február 21.)

Hölgyeim és Uraim!

Nagy örömmel tölt el, hogy a Magyarhoni Földtani Társulat által kezdeményezett, az MBFH és az MFGI segítségével szervezett, most megnyitandó ankétunkon ilyen nagyszámú szakértőt résztvevőt köszönhetek.

Örömmel nem a szokásos udvariassági formulákon alapszik, mert végigéltem, azt a hatalmas munkát, amit szakértőink, felkért előadóink, szervezésben részt vállaló kollégáink végeztek, hogy ez a rendezvény a legmagasabb színvonalon, minden érdekelt fél bevonásával, a magyar bányászat és földtan érdekeit szolgálva jöjjön létre.

Köszönöm minden kedves kollégámnak az önzetlen és szorgalmas felkészülést, köszönöm az MBFH-nak, az MFGI-nek, személy szerint JASZAI Sándor Elnök Úrnak és FANCSIK Tamás Igazgató Úrnak, hogy jó feltételeket biztosítottak a számunkra az eredményes munkához. Köszönöm Társulatunk „Ásványvagyon értékelési és minősítési munkabizottságának”, hogy komolyan veszi munkáját és a szakmánk, hivatásunk érdekében mindent megtesz, hogy a legszélesebb körű információk alapján, a nemzetközi követelményeket is kielégítő javaslatokat és értékeléseket tegyen le mindannyiunk közös asztalára.

Ma nemcsak a szakma legkiválóbb szakértőinek hallgatjuk meg az előadásait, de a jövőnk építése érdekében meghívtuk az egyetemi „Student Chapterek” képviselőit is, hogy szerves kapcsolat és folyamatosság alakulhasson ki a jelenlegi gyakorlat, valamint a tudomány eredményeit most kóstolmány, és azok alkalmazására készen álló fiatal szakemberek között. Számomra különösen ígéretesnek látszik az ELTE diákjaiból, doktoranduszaiból szerveződött „Society of Economic Geologists Hungary Student Chapter”, hiszen az ő tevékenységük harmonizál a saját korábbi működési területemmel, és alapját képezheti a Társulat új, Gazdaságföldtani Szakosztálya megalakulásának. Üdvözljük a budapesti ELTE és a Miskolci Egyetem „AAPG Student Chapterének” bemutatkozását, akiknek a tevékenysége elsősorban a szénhidrogének földtanával és bányászatával kapcsolatos.

Tisztelt Kollégák!

Bizonyára sokan találkoztak már a most februárban megjelent, a Nemzeti Fejlesztési Minisztérium által jegyzett „Ásványvagyon-hasznosítási és készletgazdálkodási Cselekvési Terv”-el, amelyben felfedezhetők azoknak a szakmai véleményeknek, civil szervezetek javaslatainak a nyomai is, amelyhez október 25-én itt az MFGI-ben megtartott előzetes egyeztetésen mi is hoztunk hozzávalókat.

Üdvözlendő, hogy a tárcaközi egyeztetésre kiküldött anyag még nincs lezárva, és őszintén remélem, hogy a mai ankétunk állásfoglalásai, eredményei szakmai hatáságunk közvetítésével tükröződni fognak a végleges anyagban is. Különösen figyelemre méltó, hogy a Terv előírja egy *Nemzeti Ásványvagyon gazdálkodási Stratégia* megalkotását, amely évtizedes adóssága a szakmának és a törvényhozásnak.

Végül néhány személyes gondolat! Magyarország nemzeti vagyona az elmúlt húsz évben sajátos átalakuláson ment át. Tudomásom szerint 1989 óta nem készült hivatalos nemzeti, általános

vagyoneleltár sem. Igen sok a mulasztás és ebből mi sem vonhatjuk ki magunkat. *Az állam vagyona a nemzet vagyona, és a nemzet mi vagyunk.* A termőföld maradéka, az ivóvízkészlet, az erdeink állománya és a friss levegő megmentése mellett a mi patrióta kötelességünk, hogy a magyar föld kincseivel jól, lelkiismeretesen sáfárkodjunk. Ehhez a felemelő, de veszélyes és fárasztó munkához kívánok kedves Mindnyájatoknak

Jó szerencsét!

BAKSA Csaba

Jelentés a 34. Nemzetközi Földtani Kongresszusról (Brisbane, 2012. augusztus 2–12.)

A 34. IGC-t, mint a földtudományi szakma legnagyobb találkozóját 1878 óta 4 évente rendezik meg Az IUGS-szel (International Union of Geological Sciences) és az IGC vezetésével közösen. Két európai helyszínt követően, 36 évvel a Sydney-i IGC után ismét Ausztrália élt a rendezés jogával. A konferencia helyszínét a Brisbane központjában lévő konferencia és rendezvény központ biztosította 10 000 fő befogadására képes létesítményeivel.

A konferencián 137 országból több mint 6000 fő vett részt, 3232 szóbeli előadás hangzott el, és 1439 poszter került bemutatásra. A kiállító standokon a világ jelentősebb bányászati és földtani intézményei, könyvkiadói képviseltették magukat. A kongresszus keretében 29 szakmai kirándulás valósult meg. A résztvevők között mindössze 8–10 magyar volt, akik közül 4–5 volt hazai munkaviszonyban, a többiek külföldön tanuló vagy dolgozó honfitársak. Az elmúlt 50 év viszonylatában tehát a magyar részvétel az eddigi legalacsonyabbnak becsült.

A szakmai program szimpóziumokba, workshopokba és egy-egy kiemelt téma plenáris előadásaiba szerveződött. A kiemelt témák:

1. Ásványvagyon kutatás a jövőnek; a növekvő népesség igényeinek kielégítése.
2. Az energia a szén-dioxid által szorított világban.
3. A Föld és az Ember: fáradhatatlan élet.
4. Mit mond a földtani adat a múltbéli éghajlatról és ennek vetülete a mai éghajlatváltozásra.
5. Digitális világ — Az információrobbanás.

A résztvevők között a fiatalabb generáció kisebb arányban volt jelen. Aktív bevonásukat a szervezők az IGC mellett egyidejűleg működő YES szervezet (Young Earth Scientists) konferenciával próbálták elősegíteni, amelyen a nagy ipari vállalatok (pl. BHP Billiton) támogatásával szervezett előadások és állásbörze próbált a fiatal földtudományi szakemberek és az ipar között hidat építeni.

Az IUGS Council ülések eredményei

Áttekintették az IUGS gazdálkodását, és a tudományos projektek eredményeit. A gazdálkodás stabilnak mondható, jelenleg is van 1.5 m euro tartaléka a szervezetnek, de komoly gondok voltak a titkárság elhelyezésével, mert a USGS nem kívánta tovább befogadni, és végül Kína ajánlotta fel az elhelyezést és az ezzel járó támogatást. Rendszeresen fizető tag jelenleg 65 van. Viszonylag kevés magyar vonatkozás volt megemlítve, de kitértek a beszámolóban például az INHIGEO 2009-es budapesti ülésére. A szakbizottságok, projektek és munkacsoportok tevékenysége hatékonynak és sikeresnek minősíthető különösen az átlagban 5–6 ezer euro/év költségvetésük tükrében. Kiemelni az IGCP projekteket és a Rétegtani Bizottság munkáját lehet. Szintén megvitatásra került a

szervezet belső szabályozásának módosítása, itt elsősorban az IUGS és az IGC közötti enyhe konfliktus került előtérbe.

A második ülésnapon került sor az új tisztségviselők és a 36. IGC helyszínének szavazására. Ez utóbbit Delhi nyerte Vancouver-el szemben, jelentős előnnyel. Az új tisztségviselők:

elnök: Roland OBERHANSLI (Svájc),

főtitkár: Ian LAMBERT (Ausztrália),

kincstárnok: Shuwen DONG (Kína),

alelnökök: Yildirim DILEK (USA), Marko KOMAC (Szlovénia)

tanácsnokok: 2010–2014: Wesley HILL (USA), Sampat Kumar TANDON (India), 2012–2016: Hassina MOURI (Dél-Afrika), Yujiro OGAWA (Japán), 2014–2018: Amel BARICH (Marokkó), Stephen JOHNSTON (Kanada)

Nagyobb vita után elfogadták az IUGS új stratégiáját.

A kongresszus a kapcsolatépítés, a földtudomány jelenlegi és a középtávú fejlődési irányai meghatározása szempontjából igen fontos és hasznos volt. A jelentős részvétel, a „harmadik világ” kutatóinak magas részvételi aránya, a vezető világcégek állásbörzéi és a gazdag, bár esetenként változó színvonalú program, mind egy újból lendületbe került szakma szimptomái, és így bizakodásra adnak alkalmat, legalábbis szakmánk nemzetközi helyzetét illetően. A következő kongresszus helyszíne Afrika, Fokváros lesz 2016-ban.

HÁMOR Tamás

Beszámoló az IAH Niagara Falls-ban (Kanada) „Confronting Global Changes” címmel megrendezett 39. Kongresszusáról (2012. szeptember 16–21.)

Az IAH (International Association of Hydrogeologists) Kanadai Nemzeti Tagozat (CNC) megalapításának 40. évfordulója alkalmából Niagara Falls-ban rendezték meg a Hidrogeológusok Nemzetközi Szövetségének 39. Kongresszusát (<http://www.iah2012.org/>). A kongresszus technikai szekciói a következő témakörök köré szerveződtek: energia és klímaváltozás, felszín alatti vízkészletek elemzése és vízgazdálkodás, felszíni és felszín alatti vizek kölcsönhatása (ökohidrogeológia), felszín alatti vízminőség, karszt hidrogeológia, általános hidrogeológia és geotechnika. A kongresszust nyolc rövidkurzus előzte meg, a plenáris előadók pedig a hidrogeológia jelenleg ismert legkiválóbb személyiségei: John CHERRY, Allan FREEZE, Frank SCHWARTZ és TÓTH József voltak.

A kongresszuson résztvevő magyar delegáció tagjai: SZÜCS Péter, KOVÁCS Balázs, MADARÁSZ Tamás, ZÁKÁNYI Balázs (Miskolci Egyetem), SZANYI János (Szegedi Egyetem), MÁDLNÉ SZÓNYI Judit, CZAUNER Brigitta, ERŐSS Anita, SIMON Szilvia (ELTE), továbbá DEÁK József (GWIS Kft) voltak. TÓTH József professzor mellett az Albertai Egyetemen Tóth Ösztöndíjjal PhD tanulmányokat folytató DÉRI-TAKÁCS Judit és MSc szinten hidrogeológiát tanuló LENGYEL Tibor is képviselték a magyar szakembereket.

A rendezvénynek több hazai vonatkozású eseménye is volt. A Hidrogeológusok Nemzetközi Szövetsége a kongresszus előtt benyújtotta le a vezetőség újraválasztását. A választás eredményeként az IAH Council nyugat- és közép-európai alelnöke Szócs Teodóra lett. A Társaság elnökévé Ken HOWARD-ot (Kanada) választotta.

Második örömteli esemény, hogy TÓTH József professzornak, tevékenysége elismeréseképpen „Honorary Membership”-et adományozott az IAH elnöksége, melyhez ezúton is gratulálunk! A Kongresszuson hagyományosan átadásra került a legjobb kanadai hallgatói munkának szóló Tóth Award. Idén LENGYEL Tibort is díjazta az IAH alelnöke által összehívott bizottság.

Végezetül, szakmai szempontból kiemelt jelentőségű a hír, hogy az IAH keretein belül 2011-ben magyar közreműködéssel alapított Regional Groundwater Flow Commission (RGFC) a kongresszus

igen eredményes szekcióját tudhatja maga mögött. A több mint, 120 főt számláló tagság TÓTH József professzort alelnökké, MÁDLNÉ SZÓNYI Juditot pedig elnökévé választotta. A Co-Chair pozícióra egy kínai és egy mexikói professzor került megválasztásra. A Bizottság megtartotta alakuló ülését Niagara Falls-ban.

Az IAH idei eseménynaptárában két magyar szervezésű rendezvény is szerepel:

— 2013. május 8-10. Mórahalom: Geothermal Applications and Specialities in Groundwater Flow and Resources. IAH Central European Groundwater Conference 2013. A Konferencia szervezői az IAH Magyar Nemzeti Tagozata, a Szegedi Tudományegyetem és a Magyarhoni Földtani Társulat

— 2013. szeptember 2–7. Budapest: International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions. A Szimpózium szervezői az IAH Commission for RGF and Karst, Karst Hydrogeology and Speleogenesis Commission of IUS. A Szimpózium megszervezését a Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat és a Magyarhoni Földtani Társulat támogatja.

MÁDLNÉ SZÓNYI Judit

Elindult a KÚTFŐ projekt

„A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának felszín alatti vizekhez kapcsolódó nemzetközi kutatási potenciáljának fejlesztése célzott alapvető feladatok támogatása által” nevű projekt célja, hogy a Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézetében több évtizede kialakított felszín alatti vizekhez kapcsolódó kompetenciáit és kutatási potenciált hazai és nemzetközi kutatóhelyekkel és piaci szereplőkkel együttműködve fejlesszük tovább, javítva ezzel a kutatóhely nemzetközi megítélését és kutatóinak nemzetközi láthatóságát úgy, hogy közben az Észak-magyarországi régió munkaerő piaci helyzetét javítjuk és a felszín alatti vízkészleteinek fenntartható gazdálkodását is elősegítjük. A projekt céljai:

— A kutatási potenciál fejlesztése a Miskolci Egyetem Hidrogeológiai-Ménökeológiai Intézeti Tanszékéhez kapcsolódó kari kompetenciákkal kiegészítve és a partner intézmények kutatóinak bevonásával.

— Kutatói utánpótlásnevelés: PhD hallgatókat, predoktorok és posztdoktorok (fiatal kutatók) alkalmazása a kutatói teamekben, ezzel jól képzett fiatal kutatókat tartunk a régióban (hozunk a régióba!)

— A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának FP8-as pályázati esélyeinek növelése nemzetközi kutatói hálózatok bővítése által

— Új kutatás-, és tudásmenedzsment modell felépítése a projekt által érintett szakterületen a kutatóhely és vállalkozások együttműködésének katalizálása céljából.

A kutatási feladatokat az Észak-magyarországi régió specifikumaiból kiindulva az alábbi 5 kutatási modulban foglaltuk össze:

1. Ásvány-, gyógy- és hévízkészletek feltárását és hasznosítását szolgáló komplex vízföldtani kutatások az Észak-magyarországi régióban.

2. Hideg és meleg karsztvíztestek kapcsolatrendszerének jobb megismerését és védelmét célzó kutatások.

3. A bányászati tevékenységek felszín alatti vízkészletek mennyiségére és minőségére gyakorolt hatásának vizsgálata.

4. Speciális szennyezőanyagok/szennyezések felszín alatti transzportfolyamatainak pontosabb és megbízhatóbb megismerését segítő kutatások

5. Szükséges időjárási viszonyok hatása a felszín alatti vízkészletek utánpótlódására, illetve a felszín alatti vízforgalomra

A projekt szakmai vezetője SZÜCS Péter egyetemi tanár, az adminisztratív vezetésért Madarász Tamás egyetemi docens projektmenedzser felel. Az alap kutatás jellegéből adódóan a projekt megvalósítása során több olyan szakmai kérdés, döntéshelyzet kerülhet elő, ami a kutatás folytatásának irányait és sikerét érinti. Ezeknek a kérdéseknek a véleményezésére — és a projekt szakmai felügyeletének ellátására — egy Szakmai Tanácsadó Testületet hozunk létre, amelynek felkért tagjai: MÁDLNÉ SZÓNYI Judit, egyetemi docens, ELTE; SZANYI János egyetemi docens Szegedi Tudományegyetem; VANCSURA Miklós, a Magyar Fürdőszövetség elnöke; GILYÉN Elemér, Magyar Mérnöki Kamara Környezetvédelmi Tagozatának elnöke és PERGER László, főosztályvezető, Nemzeti Környezetügyi Intézetből. Az egyes kutatási témacsoportok (modulok) szakmai vezetését SZÜCS Péter, KOVÁCS Balázs, LÉNÁRT László és MADARÁSZ Tamás vezető oktatók végzik.

Célkitűzésünk, hogy minél nagyobb számban vonjunk be fiatal kutatókat a kutató csapatokba. BSc és MSc hallgatók bevonása mellett, PhD hallgatók, predoktorok és posztdoktor kutatók is részt vesznek a kutatásban.

Bár a Miskolci Egyetem önállóan nyújtotta be pályázatát, de már a célrendszer meghatározásakor is több hazai és nemzetközi együttműködő partnert/személyt nevesített közreműködőként. Az együttműködések egy része — készülve a Horizont 2020 tervezési időszak felhívásaira — a nemzetközi hálózatosodás tudatos erősítését szolgálja, másik csoportja az ipari kapcsolatokat és K+F-együttműködések erősítését. A projekt tudatos kapcsolatot épít hatóságai szereplőkkel is, mivel néhány tématerületen számítunk olyan eredményekre, amik szakterületi jogi és hatósági kérdésekre is hatással lehetnek. A pályázat megvalósítására létrehozott partnerség a kutatáshoz szükséges teljes szakmai kompetenciát lefedti. A kitűzött feladatok egy részét (a fejlesztések összértékének 13%-a) a partnerségbe bevont szakértők vagy alvállalkozók útján fogjuk megvalósítani, akik egyes részfeladatokhoz kapcsolódó célzott K+F tevékenységet végeznek majd, illetve terepi, laboratóriumi mérések, szakmai szolgáltatások kivitelezését vállalják.

A projekt legfontosabb adatai: TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0049, kedvezményezett: Miskolci Egyetem, megítélt támogatás: 476 902 260 Ft, a támogatás mértéke: 100%, időtartam: 28 hónap (2012. 10. 01. – 2015. 01. 31.)

SZÜCS Péter

Személyi hírek

Az MFT szervezeti egységeinek vezetősége 2012–2015 időszakra

Területi szervezetek

Alföldi Területi Szervezet

Elnök: KISS Balázs

Titkár: KOVÁCS Gábor

Vezetőségi tagok: GEIGER János, KISS Károly, M. TÓTH Tivadar, NAGY Ágnes, RÓZSA Péter

Budapesti Területi Szervezet – Általános Földtani Szakosztály

Elnök: KERCSMÁR Zsolt

Titkár: SEBE Krisztina

Vezetőségi tagok: BUDAI Tamás, CSILLAG Gábor, FODOR László

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

A vezetőség választás nem történt meg. Az előző időszak vezetősége:

Elnök: HORVÁTH Zsolt

Titkár: BODORKÓS Zsolt

Vezetőségi tagok: BARABÁS András, CHIKÁN Géza, CSICSÁK József, FEDOR Ferenc, HÁMOS Gábor, GOMBOR László, SEBE Krisztina, KRAFT János, SZEDERKÉNYI Tibor, KASZÁS Ferenc, MÁTHÉ Zoltán, SÜTŐ Zoltánné

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

Elnök: LESS György

Titkár: KERTÉSZ Botond

Vezetőségi tagok: FÖLDESSY János, DEÁK János, MÁDAI Ferenc, NÉMETH Norbert, PRAKALVI Péter

Közép és Észak-Dunántúli Területi Szervezet

Elnök: FUTÓ János

Titkár: RAUCSIK Béla

Vezetőségi tagok: FÜLE László, KNAUER József, KNEIFEL Ferenc, KORBÉLY Barnabás, SZÓTS András, VÍGH Tamás

Szakosztályok

Agyagásványtani Szakosztály

Elnök: DÓDONY István

Titkár: KÓNYA Péter

Vezetőségi tagok: KOVÁCSNÉ KIS Viktória, KRISTÓF János, NÉMETH Tibor, RAUCSIK Béla, SZENDREI Géza, TOMBÁCZ Etelka, VICZIÁN István

Általános Földtani Szakosztály - Budapesti Területi Szervezet

I. a területi szervezetnél

Ásványtan-geokémiai Szakosztály

Elnök: SZAKÁLL Sándor

Titkár: CORA Ildiko

Vezetőségi tagok: DÓDONY István, PAPP Gábor, PÓSFALVI Mihály, SZABÓ Csaba, WEISZBURG Tamás

Póttagok: BAJNÓCZI Bernadett, M. TÓTH Tivadar

Geomatikai és Számítástechnikai Szakosztály

Elnök: GEIGER János

Titkár: KOVÁCS József

Vezetőségi tagok: FÜST Antal, M. TÓTH Tivadar, SZANYI János, UNGER Zoltán, ZAHUCZKI Péter

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Elnök: TÖRÖK Ákos

Titkár: GÖRÖG Péter

Vezetőségi tagok: CSERNY Tibor, GÁLOS Miklós, KLEB Béla, KUTI László, KÜRTI István, PAÁL Tamás, PUZDER Tamás, SCHAREK Péter, VAMOS Mariann

Oktatási és Közművelődési Szakosztály:

Elnök: HARTAI Éva

Titkár: NÉMETH Norbert

Vezetőségi tagok: BARCZI Attila, BREZSNYÁNSZKY Károly, DÁVID Árpád, FÓZY István, KOVÁCS János, PÁL MOLNÁR Elemér, RÓZSA Péter, TÖRÖK Ákos, WEISZBURG Tamás

Őslénytani- Rétegtani Szakosztály:

Elnök: DULAI Alfréd

Titkár: ÓSI Attila

Vezetőségi tagok: FÓZY István, GALÁCZ András, HABLY Lilla, PÁLFY József, VÖRÖS Attila

Tudománytörténeti Szakosztály:

Elnök: TÓTH Almos

Titkár: PAPP Péter

Vezetőségi tagok: BREZSNYÁNSZKY Károly, DOBOS Irma, HÁLA József, KÁKAY SZABÓ Orsolya, KECSKEMÉTI Tibor, PÓKA Teréz, TÓTH Béla, VICZIÁN István, VITÁLIS György, ZSADÁNYI Éva.

Köszönetnyilvánítás

2012. évben Társulatunkat 56 fő támogatta adományával, és ezzel nagymértékben hozzájárultak Társulatunk gazdasági helyzetének stabilizálásához, illetve biztosították zavartalan szakmai és szervező munkánkat.

Támogatóink széles köre bizonyította, hogy az áldozatokra is képes tagság szívén viseli nagy múltú szakmai szervezetünk sorsát és egyetért az elnökség azon törekvésével, hogy a spirituális talapzat megszilárdítása és ápolása mellett az anyagi biztonságunk növelése is elengedhetetlen feladat. Támogatóink:

ÁRKAI Péter, BAKSA Csaba, CSERNY Tibor, CSICSELY György, CSONTOS László, DANK Viktor, DUNKL István, FODOR Béla, FÖLDESSY János, GOMBOR László, GRESCHIK Gyula, HAAS János, HALMAI János, HÁMOR Tamás, JUHÁSZ Árpád, KECSKEMÉTI Tibor, KLEB Béla, KNAUER József, KOMLÓSSY György, LEMBERKOVICS Viktor, MÁDLNÉ SZÖNYI Judit, NEMECZ Ernő, NUSSZER András, PAPP Ferencné, PÓSFAL Mihály, RÉVÉSZ István, SCHAREK Péterné és férje, SZEDERKÉNYI Tibor, TÓTH Álmos, VITÁLIS György, VÖRÖS Attila, WANEK Ferenc

Ezúton is hálásan köszönjük mindazok támogatását, akik hozzájárultak nevük feltüntetéséhez, és azoknak is, akik az anonimitást választották!

BAKSA Csaba

Az MFT elnökségének javaslatára a Választmány jóváhagyásával SZTANÓ Orsolyát a 2013. évtől a Földtani Közlöny főszerkesztő helyettesévé választották.

Gyász hírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy Dr. NAGY Lászlóné, Dr. KOVÁCS Eszter (Dr. NAGY Eszter) tiszteleti tagunk 98 éves korában, 2012. november 12-én elhunyt.

Szomorú szívvel tudatjuk, hogy Dr. KERTÉSZ Pál gyémánt-diplomás mérnök, a műszaki tudomány kandidátusa, ny. egyetemi docens 2012. december 7-én életének 85. évében szerettei körében csendesen elaludt.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. MARTON Lajos okl. mérnök, hidrológus, műsz. tud. kandidátusa 2012. december 8-án, életének 86. évében elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. RÉVÉSZ István geológus, a Magyarhoni Földtani Társulat Tiszteleti tagja, 2013. január 24-én elhunyt. Hosszú időn keresztül titkára, majd elnöke volt az Alföldi Területi Szervezetnek.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!

Könyvismertetés

VITÁLIS István: A szén keletkezése és Kárpát-medencei előfordulásai

Bányászattörténeti Kutatások Alapítvány, Rudabánya, 2012.

VITÁLIS István 1942-ben megírta az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület felkérésére a Szénbányászat c. munkájának első kötetét, de a háború miatt a kiadás elmaradt. A kötet a Kárpát-medencének azt a részét is magába foglalta, amely a bécsi döntés során visszakerült hazánkhoz. A későbbi társadalmi és gazdasági időszak sokáig nem volt alkalmas a nyomdakész monográfia kiadására. VITÁLIS György, a professzor unokája a kéziratot megtalálta és szükségesnek tartotta a mű megőrzését, amelynek kiadását a Bányászattörténeti Kutatások Alapítványa vállalta.

Az eredeti szövegen semmilyen változtatást nem végzett sem a szerkesztő, sem a nyomda részben a szerző iránti tiszteletből, részben az eredeti nyelvi fordulatok megtartása érdekében.

A hat fő fejezetből álló munka első fejezete a szén keletkezésével foglalkozik. Ezt a lelőhelyek részletes bemutatása követi.

A tőzeg, vagy akkor még turfának is nevezett képződmény bemutatását a Hansággal indítja a szerző. A 0,1–2 m vastagságú telep 200 millió m³ tőzeget tárolt. Megtudhattuk, hogy már 1840-ben kísérleteztek a termeléssel, majd kiszáritás után fűtésre, állatok almozására is használták. A Balaton környékén is számos tőzegtelepről tesz említést mind az északi, mind a déli oldalon. A Tiszántúl négy nagy előfordulása közül a Nagy-Sárrét ekkor már mezőgazdasági művelés alatt állt, a Körös-Sárrét (Kis-Sárrét) és az Ecsedi-láp kiegészült a beregi Szernye-mocsár és az Oláh-csertész közeli tőzegteleppel. A visszakerült erdélyi területen 5 hely közül talán a legérdekesebb a Tusnádfürdő közeli Mohás-tó tiszta mohatőzege. Az akkori Magyarország összes tőzegkészlete 800 millió m³-t tett ki.

A harmadik fejezet a barnaszén-előfordulásokat tárgyalja és keletkezését, közetalkotóit a színtől az összetételig felvázolja. A telepek leírását, az előfordulásokat földtani koronként veszi számba és az előfordulási hely leírása után a széntelep minőségi és mennyiségi jellemzőit ismerteti. Esetenként még feltárára kerülő készletre is kapunk utalást.

A negyedik fejezet a feketeszen-előfordulásokkal foglalkozik. Az itt ismertetett lelőhelyek széntelepei mind a jura időszakban képződtek.

Az ötödik fejezet az idősebb kőszén-előfordulásokat tárgyalja. Ezt a részt a karbon időszak bemutatásával, annak növényvilágával indítja a szerző, rámutatva azokra az éghajlati és légköri viszonyokra is, amelyek elősegítették a nagy kiterjedésű, különleges kőszén képződését. Mind e mellett felsorolja a világ legnagyobb karbon időszakos kőszéntelepeit és néhány kárpát-medencéit is: főként Erdélyben, a Máramarosi-havasokban és a Zempléni-szigethegységben.

A hatodik fejezet az 1942. évi adatok szerinti szénvagyon ismerteti. Ehhez PAPP Károly 1913., ZSIGMONDY Árpád 1914. évi becslését, illetve számítását is felhasználta a szerző, majd VIZER Vilmos 1920. és VADÁSZ Elemér 1925. évi adatát említi a megmaradt ország szénkészleténél. Ezek után javaslatot tesz a szénkészlet gyarapítására (Mátraalja, Borsod), majd felsorolja azokat a helyeket, ahol már jelentős eredmények születtek (Mátraverebély, Várpalota, Bakony, Vértes, Gerecse, Pilis, Budai-hegység). Ezután táblázatban foglalja össze mindazon lelőhelyeket, ahol a szénvagyon 970 millió tonnával gyarapodott 1920 és 1942 között, a másik kimutatás az erdélyi és a kárpátaljai területet is figyelembe véve medencénként ismerteti a teljes akkori szénkészletet, az összesen 1492 millió tonnát.

A monográfia befejező része 1913-tól több év termelési adatát sorakoztatja fel és részletesen elemzi a bécsi döntések hatását és ezek nyomán a széntermelés fokozását.

A monográfia áttanulmányozása után megállapíthatjuk, hogy egy olyan értékes munkát kaptunk kézhez, amelynek valóban 70 évvel ezelőtt kellett volna a nyomdából kikerülnie. Felmérhetetlen segítség lett volna többek között az 1954-ben megalakult ipari geológiai szolgálatnak a további kutatások megvalósításához. Az értékes munka kiadásáért köszönet illeti VITÁLIS Györgyöt, a kifogástalan szerkesztésért pedig HADOBÁS Sándort.

A kiadvány az Országos Széchényi Könyvtár által működtetett Magyar Elektronikus Könyvtár állományában is megtalálható (<http://mek.oszk.hu/11000/11026/11026.pdf>).

DOBOS Irma