

Felelős kiadó

BAKSA Csaba,
a Magyarhoni Földtani Társulat
elnöke

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Főszerkesztő-helyettes

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

Elnök: BAKSA Csaba
CSERNY Tibor, FODOR László, PALOTÁS
Klára, PAPP Gábor, TÖRÖK Ákos,
VÖRÖS Attila

Főtámogató

Mol Nyrt.

Támogatók

Colas Északkelet 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**

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
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Chairman: Csaba BAKSA
Tibor, CSERNY, László FODOR, Klára
PALOTÁS, Gábor PAPP, Ákos TÖRÖK,
Attila VÖRÖS

Sponsors

Mol Nyrt.
Colas Északkelet 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

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**

- HIDASI Tibor, VARGA Andrea, PÁL-MOLNÁR Elemér: A Gyűrűfői Riolit kőzet-
mintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon
kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával: nyugat-mecseki pre-
parátumok. — *Petrographic analysis of Gyűrűfői Rhyolite Formation using
the thin section collection of Mecsekérc Company.* 3
- GYÖRFY Éva: Új adatok a Dráva-medencei középső-miocén konglomerátum-
breccsa kőzettani összetételéről és lehordási területéről. — *Mid-Miocene
coarse-clastic sequences in the Dráva Basin: petrography and provenance.* 23
- MACOVEI, Gheorghe, KOVÁCS-PÁLFFY Péter, KÓNYA Péter: Upper Miocene
lignite occurrences in the Oaş Depression, Satu Mare County, Romania. —
*Felső-miocén lignit-előfordulások az Avasi-medencében, Szatmár megye,
Románia.* 45
- KERCSMÁR Zsolt, THIELE Ádám: A belső-somogyi gyepvasérc genetikája,
geokémiai jellemzői és archeometallurgiai jelentősége. — *Genetic types,
geochemistry and the archaeometallurgical importance of bog iron ore
deposits from Inner Somogy.* 53
- BOTKA Dániel, MÉSZÁROS Lukács: A Somssich-hegy 2-es lelőhely (Villányi-
hegység) alsó-pleisztocén *Beremendia fissidens* (Mammalia, Soricidae)
maradványainak taxonómiai és paleoökológiai vizsgálata. — *Taxonomic
and palaeoecological studies on the Lower Pleistocene Beremendia fissi-
dens (Mammalia, Soricidae) remains from the Somssich Hill 2 locality
(Villány Hills).* 73
- KOCSIS T. Ádám, SÁGHI Kristóf, PÁLFY József: A Paleobiology Database szerepe
a modern őslénytani kutatásban. — *The Paleobiology Database as a re-
search tool for modern palaeontology.* 85
- Hírek, ismertetések** (összeállította CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára) 99

*Első borító: Kvarc, földpát, vulkáni és metamorf kőzettörmelék homokkőben, Cserdi Formáció
(a HIDASI et al. cikkben szereplő 9. ábra képe (Fotó: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea))
Hátsó borító: Gyűrűfői Riolit, kristálygazdag lapillitufa; helyben maradt törmelék minta
a Gyűrűfői és Dinnyeberki közötti felszíni feltárából (fotó: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea).*

Budapest, 2015

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 válasza a vitázó cikkkel 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 költségvonatára.

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 cikket 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), postacím (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 alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdéjelölést. 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 szürkeárnyaltos 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@mfi.hu

A Gyűrűfűi Riolit kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával: nyugat-mecseki preparátumok

HIDASÍ Tibor¹, VARGA Andrea^{1,*}, PÁL-MOLNÁR Elemér^{2,3}

¹SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.

²SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Vulcano Kutatócsoport.

³MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest.

*levezető szerző, e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

Petrographic analysis of the Gyűrűfű Rhyolite Formation using the thin section collection of Mecsekérc Company

Abstract

Facies interpretation of volcanic rocks is of critical importance for the reconstruction of eruptive processes, particularly in ancient and sometimes strongly altered successions with a limited outcrop. However, this is often a difficult task since some pyroclastic rocks such as high-grade ignimbrites and felsic lavas may develop similar textures during emplacement, cooling and post-depositional alteration. In this study the samples of the “Vulkanitok, etalon kollekció” thin-section collection (“Volcanic rocks, reference collection”, Mecsekérc Ltd) were examined, representing the rocks of the Permian Gyűrűfű Rhyolite Formation and their resedimented clasts from the Cserdi Conglomerate Formation (in southern Transdanubia, Mecsek Mountains, Hungary). This area represents a felsic igneous province in the post-collisional Variscan foreland; here the Gyűrűfű Rhyolite has been interpreted traditionally as a rather monotonous complex of lava flows. The most conspicuous feature of the studied samples is the apparent porphyritic texture comprising abundant, but unevenly distributed, mostly broken quartz and feldspar phenocrysts and opaque pseudomorphs after biotite. An important indicator of the volcanoclastic origin is, however, the presence of relict, coarsely porphyritic pumice lapilli which have been flattened during compaction. Examination of a thin-section provides clear evidence of recrystallised shards in the matrix, showing strongly-altered vitriclastic textures. Some shards have recognisable rod and bubble-wall shapes, but those at the edges of quartz and feldspar crystals are strongly deformed and indicate welding compaction. The formerly glassy shards show remnants of an axiolitic devitrification texture. In the relict pumice clasts, the internal vesicular microstructure has been destroyed. The brown rims of pumice clasts show axiolitic and spherulitic devitrification. Their central parts consist of a mosaic of fine-grained quartz. Axiolitic devitrification develops during primary cooling and crystallisation of hot volcanic glass, and is a good indicator of the primary emplacement of volcanoclastic deposits. In the framework of the Cserdi Conglomerate samples, volcanic rock fragments with felsitic and altered vitriclastic textures are dominant. The data acquired for this study show that previously identified lavas are best interpreted as ignimbrites and that, as a result, the importance of explosive volcanism has been underestimated in the western part of the Mecsek Mts. This research has been supported by the Hungarian Scientific Research Fund (OTKA; No. PD 83511) and by the János Bolyai Research Scholarship of the Hungarian Academy of Sciences (AV).

Keywords: Gyűrűfű Rhyolite, Permian, pyroclastic deposit, volcanic shard, fiamme, devitrification, spherulite

Összefoglalás

Munkánkban a Mecsekérc Zrt. „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményéből a permiai Gyűrűfűi Riolit Formációt és a Cserdi Konglomerátum Formációt képviselő minták (nyugat-mecseki mélyfúrások és felszíni feltárások) petrográfiai jellemzését végeztük el. A Gyűrűfűi Riolit mintáiban nagy hőmérsékleten devitrifikálódott, deformált relikthorzsakövek, illetve egykori kőzetüvegszilánkok, szferolit-osaxiolitos átkristályosodási bélégek figyelhetők meg; további jellegzetességük a rosszul osztályozott, szilánkos, töredezett kristálytöredékek (kvarc, földpát) nagy száma. Szövetük reliktvitroklasztos; átalakult, kristálygazdag lapillitufát képviselnek. A Cserdi Konglomerátum mintái felzites, továbbá átalakult, vitroklasztos vagy horzsaköves szövetű vulkanitszemcséket tartalmaznak, amelyek csak részben azonosíthatók a fekvő Gyűrűfűi Riolit kőzetanyagával. Eredményeink rámutattak arra, hogy a robbanásos vulkáni működés mértékét korábban alábecsülték a vizsgált területen, illetve képződményben.

Tárgyszavak: Gyűrűfűi Riolit Formáció, perm, piroklasztit, kőzetüveg-szilánk, fiamme, devitrifikáció, szferolit

Bevezetés

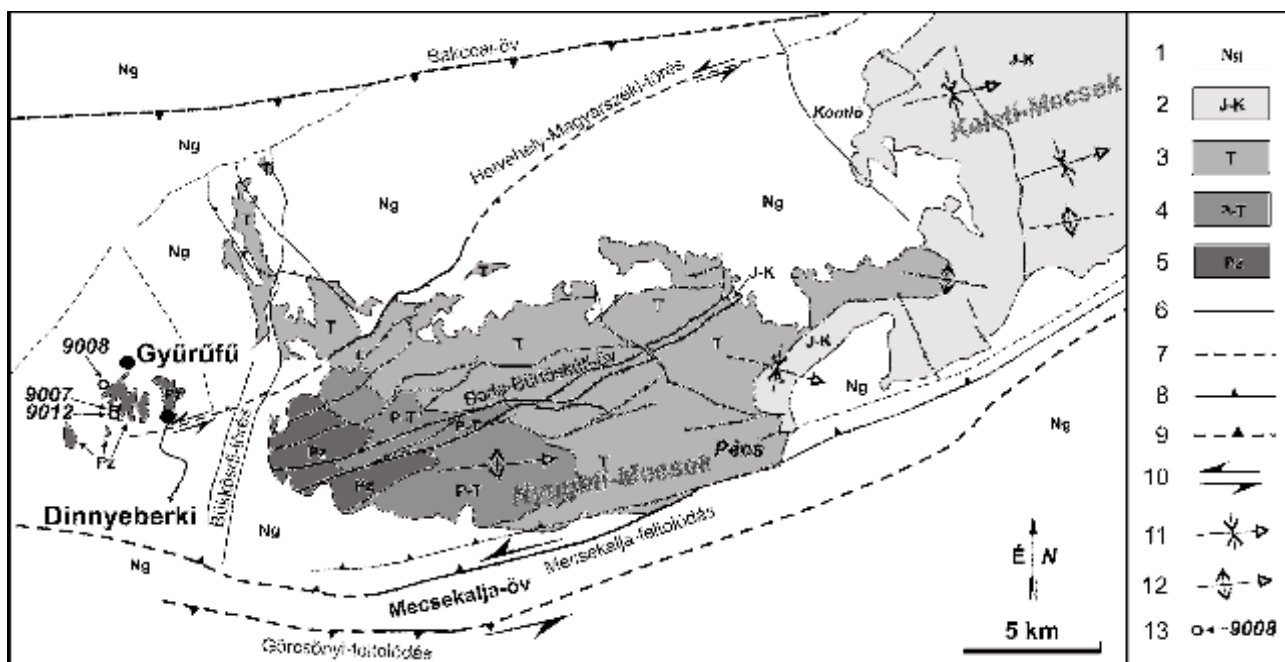
A hazai uránérckutatáshoz kapcsolódóan 1955-ben alakult meg a pécsi székhelyű Bauxitbánya Vállalat, mely az uránércbányászatot koordinálta. A kialakított kutatócsoportok egyike 1957-től Pécsi Uránbánya Vállalat, majd 1964-től Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) néven működött (KONRÁD & BARABÁS 2001). A felső-paleozoos (döntően permi) vulkanitok ásványtani, kőzettani, kémiai, valamint sugárzóanyag-tartalmának vizsgálatával és értékelésével a vállalat egyik geológusa, FAZEKAS Via foglalkozott. Munkája során ő állította össze a „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményt (100 db csiszolat). Ebben döntően magyarországi, túlnyomó többségében dél-dunántúli kutatófúrásokból és felszíni feltárásokból származó, kiömlési és robbanásos vulkáni működést képviselő kőzetek vékonycsiszolatait gyűjtötte össze. Ezt a mecseki permi képződmények esetén olyan törmelékes kőzetmintákkal (homokkő, konglomerátum) egészítette ki, amelyek jelentős mennyiségű vulkáni eredetű kőzettörmelék-szemcsét tartalmaztak. Az így összeállított összehasonlító, „etalon” sorozat volt a későbbi petrográfiai korrelációs vizsgálatok egyik alapja. Annak ellenére, hogy FAZEKAS Via meghatározó szerepet töltött be a dél-dunántúli paleozoos képződmények kőzettani vizsgálatában (a vékonycsiszolatok leírását éveken keresztül ő végezte a MÉV-nél), megfigyelései, eredményei — az uránérckutatáshoz kapcsolódó titkosítások következtében — nagyrészt publikálatlanok maradtak. Munkáit elsősorban MÉV adattári jelentések formájában (pl. FAZEKAS

1978), alárendelten a Földtani Közlöny lapjain (pl. FAZEKAS 1987) olvashatjuk. Számos megfigyelése az integráló geológiai tanulmányok ásvány–kőzettani alapját képezte (pl. FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

A dél-dunántúli nagy vastagságú paleozoos rétegsorban a permi Gyűrűfői Riolit Formáció az egyetlen vulkáni kőzetasszociáció. A Mecsek nyugati előterében, Gyűrűfű községtől D-re, pleisztocén lösz és pannóniai képződmények alól kibukkanó „kvarcporfir” (nem hivatalos paleovulkáni elnevezés az átalakult riolitokra) -testek hosszú ideje ismertek, a tudománytörténeti vonatkozások FÜLÖP (1994) munkájában olvashatók. A MÉV mélyfúrásos kutatási tevékenysége során három előfordulási területet különítettek el: Nyugat-Mecsek, a Villányi-hegység északi előtere és a Máriakévend–Bár–Báta településekkel lehatárolható terület (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

Az uránérckutatáshoz kapcsolódóan a MÉV 1957 és 1962 között kutatófúrásokat és két kutatóaknát mélyített a nyugat-mecseki kifejlődési területen a részletesebb kutatások érdekében (1. ábra). A felszíni feltárás, valamint a 9008. és a 9015. számú fúrások részletes vizsgálatát SZEDERKÉNYI (1962) végezte el. Jelentésében az alsó-perm konglomerátum (Cserdi Formáció) „porfirít” kavicsait is összehasonlította a Gyűrűfői Riolit kőzeteivel.

A több évtizedes MÉV kutatás tapasztalatai alapján a Gyűrűfű környékén előforduló, homogén megjelenésű, halvány szürkés-lila riolitot egyetlen lávaömlésből származó vulkanikus kőzetnek tekintették (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998), de a keletkezésével kapcsolatban szá-



1. ábra. A Nyugat-Mecsek és környezetének szerkezetföldtani térképe KONRÁD & SEBE (2010) alapján a mintagyűjtési helyek feltüntetésével

1 – neogén képződmények; 2 – jura–kréta képződmények; 3 – triász képződmények; 4 – felső-perm–alsó-triász képződmények; 5 – paleozoos képződmények általában; 6 – észlelt szerkezeti elem; 7 – szerkesztett szerkezeti elem; 8 – észlelt feltolódás; 9 – szerkesztett feltolódás; 10 – eltolódás; 11 – szinklinális; 12 – antiklinális; 13 – mintavételi hely

Figure 1. Structural framework and generalized geological map of the Western Mecsek Mts. after KONRÁD & SEBE (2010), showing the localities where analyzed samples were collected in this study

1 = Neogene; 2 = Jurassic and Cretaceous; 3 = Triassic; 4 = Upper Permian - Lower Triassic; 5 = Palaeozoic in general; 6 = observed fault; 7 = compiled fault; 8 = observed reverse fault; 9 = compiled reverse fault; 10 = strike-slip fault; 11 = syncline; 12 = anticline; 13 - sampling site

mos kérdés tisztázatlan maradt. Felmerült, hogy a viszonylag nagy viszkozitású, riolitos olvadék hogyan kerülhetett a kitöréstől nagyobb távolságra, és ott miként alkothatott nagy kiterjedésű, egyenletes, vékony takarót. A lefelszerű megjelenése alapján már a kutatások korai szakaszában felvetődött az ignimbrit eredet lehetősége (akkori szóhasználatban ez nem a horzsakő- és hamuárüledéket jelentette), amely mint izzó felhő került a felszínre és terült szét valamely működő vulkán tágabb környezetében (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998). FAZEKAS (1978) véleménye szerint, aki a riolit ásvány- és kőzettani vizsgálatát végezte nem zárható ki a piroklaszt eredet, de a jelentős mértékű utólagos hatás (illitesedés, kovásodás) miatt az ignimbritre jellemző szöveti bélyegek már nem fedezhetők fel (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

A Gyűrűfői Riolit tanulmányozása az ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszékén a dél-dunántúli permokarbon rétegsor reambulációs vizsgálatához kapcsolódva kapott új lendületet, bár az első eredmények nem léptek túl a korábbi megállapításokon (JAKAB 2005). VARGA (2009) azonban ismét felvetette, hogy a Mecsek nyugati részéről származó Gyűrűfői Riolit nem kiömlési kőzet, hanem nagyon erősen összesült ignimbrit. Munkahipotézise alapján a nyugat-mecseki Gyűrűfői Riolit és a Cserdi Formáció alsó részének kőzetei egyidősek és genetikailag egységes kőzetegyüttest alkotnak (VARGA 2009, 2011; VARGA et al. 2012, 2013).

Munkánkban az OTKA PD 83511 nyilvántartási számú alapkutatáshoz kapcsolódva, a Mecsekérc Zrt. által tudományos kutatás céljából átadott, FAZEKAS Via által összeállított „Vulkanitok, etalon kollekció” gyűjtemény csiszolatai alapján részletesen vizsgáltuk és dokumentáltuk a Gyűrűfői Riolit és a vulkáni eredetű kőzettörmelékben gazdag Cserdi Konglomerátum Formáció kőzetanyagát képviselő preparátumokat. Jelen tanulmányunkban kizárólag a Nyugat-Mecsekből származó mintákat vizsgáltunk, ezért a levont következtetések nem a teljes formációra vonatkoznak, hanem a szűkebb, nyugat-mecseki kifejlődési területre korlátozódnak.

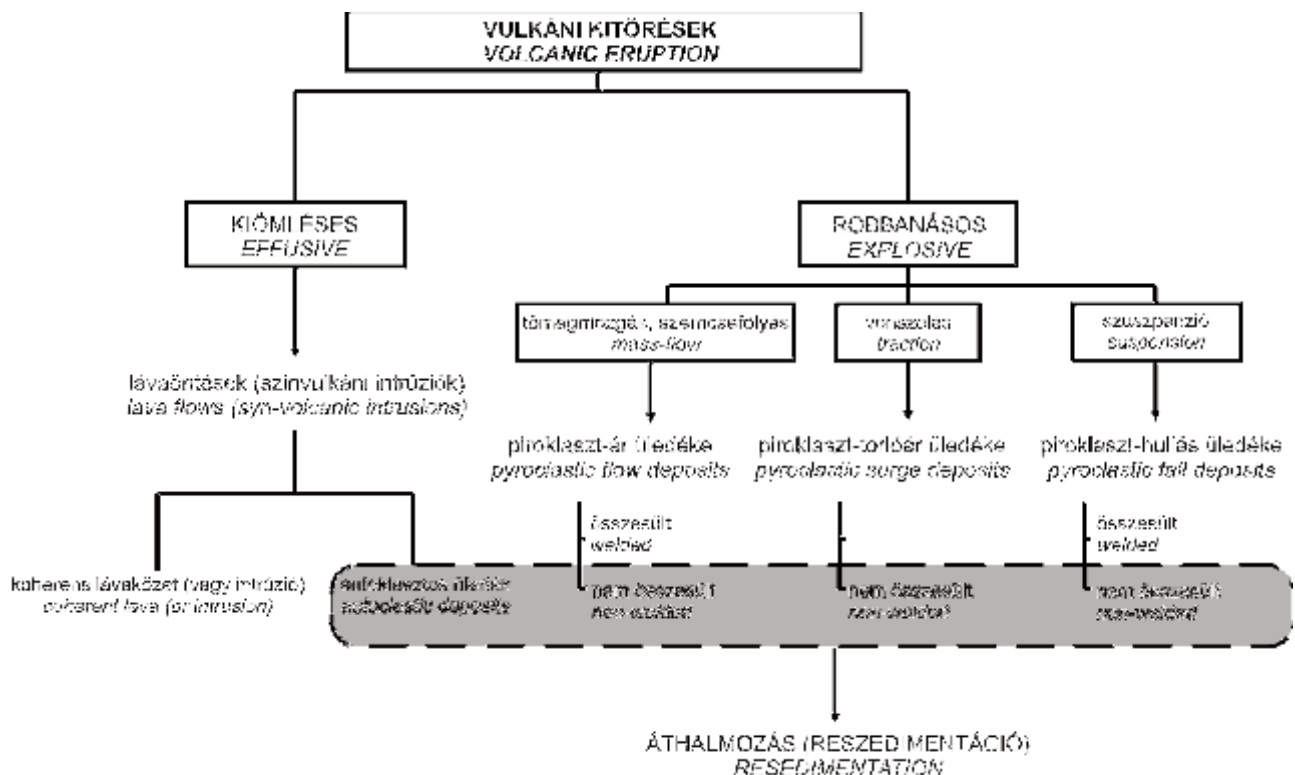
Az archivált vékonycsiszolatok reambulációjának jelentőségét egyrészt kiemeli, hogy az egykori MÉV jelentésekben ezeket használták összehasonlítási alapul. A korábbi Gyűrűfői Riolit kőzetminták többsége — közöttük számos mélyfúrás maganyaga — napjainkban már nem tanulmányozható. A rendelkezésre álló csiszolatleírásokkal összehasonlítva az „etalon kollekció” revíziós eredményeit, a tapasztalt azonosságok, illetve különbségek felhasználhatók a publikálatlan jelentésekben közölt adatok értelmezésekor. Másrészt annak ellenére, hogy a dél-dunántúli permokarbon rétegsorban komoly korrelációs szerepet kapott a Gyűrűfői Riolit, néhány korlátozottan elérhető kézíratos munkán kívül sem szakcikkekben, sem földtani összefoglaló munkában nem publikáltak fotóanyagot a kőzet petrográfiai jellemzőiről (ásványos összetétel, szövet), ami a lokális és a regionális korrelációt egyaránt megnehezíti. Tanulmányunkban törekedtünk ennek pótlására is.

Az effuzív vulkáni kőzetek (lávafolyások, szinvulkáni intrúziók) és a piroklasztárüledékek elkülönítése mikroszvöeti vizsgálatok alapján

A vulkanikus kőzetek kétféleképpen érkezhettek a felszínre: lávafolyással, illetve robbanásos kitöréssel. A lávafolyással felszínre kerülő kőzeteket a vulkáni kiömlési (vagy extruzív) kőzetek közé soroljuk, míg az explozív (kitörési) folyamatok során keletkezők a vulkáni törmelékes kőzetek családjába tartoznak (2. ábra; MCPHIE et al. 1993, KARÁTSZON 1998, NÉMETH & MARTIN 2007, HARANGI 2011, HARANGI et al. 2013). Elkülönítésük terepi megfigyelések birtokában általában nem okoz problémát (NÉMETH & MARTIN 2007, HARANGI et al. 2013, WILLCOCK et al. 2013).

A lávafolyások és a szinvulkáni intrúziók MCPHIE et al. (1993) rendszerezése alapján négy jellegzetes fáciesben jelenhetnek meg. A koherens fácies jellemzője a porfíros (egyenletesen eloszló euhedrális kristályok) vagy afanitos (a fenokristályok kivételével a többi elegyrész szabad szemmel nem különíthető el; HARANGI et al. 2013) szövet, az alapanyagban nagy hőmérsékletű devitrifikációs bélyegek megjelenésével (szferolitok, litofizák, mikropoikilitos szövet). Mind a lávafolyások, mind a szinvulkáni intrúziók belső részére masszív/tömeges vagy folyási foliációs kifejlődés lehet jellemző; nem hólyagüreges és hólyagüreges (horzsaköves; salakos) szövetű részek egyaránt azonosíthatók ebben a fáciesben. Az autoklasztit fácies monomikt jellegű, porfíros vagy afanitos szövetű klasztok jellemzik, amelyek jellegzetessége a fűrészfog- (farkasfog) szerű (*jigsaw-fit*) illeszkedés. Az autobreccsa fácies táblás, illetve folyási foliációs klasztokat, tömör blokkokat, továbbá horzsakő- vagy salakklasztokat tartalmazhat. A 2 mm-nél kisebb klasztok aránya alárendelt, különálló kristályfragmentumok ritkán fordulnak elő ebben a fáciesben. A hialoklasztit breccsa görbevonalú felszínnel rendelkező blokkokat tartalmaz, amelyek szegélye általában üveges, a klasztok belseje üveges vagy kristályos, a klasztok szegélye mentén gyakori kőzetrésekkel. A hialoklasztit breccsa mátrixát durvaszemcsés homok-dara méretű (1–4 mm) szemcsék jellemzik. Különálló kristályfragmentumok, horzsakő- vagy salakklaszto színtén gyakoriak lehetnek ebben a fáciesben.

A piroklasztikus üledékek két fő genetikai csoportba sorolhatók (MCPHIE et al. 1993). A magmás robbanásos és freatomagmás kitörések üledékei általában kristályokból, horzsakő- vagy salakklasztokból, illetve más, kevésbé buborékosodott juvenilis klasztokból és litikus fragmentumokból állnak. A juvenilis klaszto jellemzően porfíros szövetűek vagy afanitosak. A litikus klaszto mennyisége a ritkától a bőségesig változhat. A mátrix gyakran kristályfragmentumokban gazdag. Ezen a csoporton belül a magmás robbanásos kitörések üledékeire a buborékfal alakú üvegszilánkokban gazdag alapanyag jellemző. A horzsakő- vagy salakklaszto szegélye általában szabálytalan, alakjuk lencseszerű, lemezes vagy blokkos. Akkrációs lapillit tartalmazhatnak, továbbá összesült vagy nem összesült



2. ábra. A vulkánkitörések genetikai típusai MCPHIE et al. (1993) és HARANGI et al. (2013) alapján
 Figure 2. Genetic classification of volcanic eruptions after MCPHIE et al. (1993) and HARANGI et al. (2013)

változatban egyaránt megjelenhetnek. A freatomagmás kitörések üledékei ettől eltérően általában blokkos vagy szálszerű üvegszilánkokat tartalmaznak. A horzsakő- vagy salak-, illetve más juvenilis klasztok tipikusan blokkosak, és gyakran görbült felszínnel rendelkeznek. Akkréciós lapillik ebben a típusban gyakran kialakulnak, az összesülés azonban általában nem jelenik meg a freatomagmás kitörések termékeiben. Felépítésükre túlnyomórészt a hamu és a finom lapilli jellemző. A másik fő csoportot képviselő freatikus kitörések üledékanyaga gyakran litikus piroklasttóból és hidrotermálisan átalakult klasztokból áll; akkréciós lapillit szintén jelentős mennyiségben tartalmazhat. Korlátozott kiterjedésű (a forrástól ≤ 2 km), kis térfogatú ($\ll 1$ km³) kőzettesteket jelentenek (főleg piroklastthullás vagy torlóár üledékei), amelyekben összesülés nem alakul ki.

Munkánkban kizárólag a mikroszkópban látható elegyrészek és szöveti bélyegek alapján volt módunk a képződés körülményeire és a kőzet típusára következtetni. Petrográfiai megfigyeléseink során ezért döntően PAULICK & BREITKREUZ (2005) által felvázolt meghatározási és genetikai elkülönítési módot alkalmaztuk (1. táblázat), melyet MCPHIE et al. (1993) munkájukban bemutatott szöveti jellemzőkre épülő elkülönítési lehetőségekkel egészítettünk ki. Ezek alapján a felzikus lávák (illetve szinvulkáni intrúziók) és a piroklasttárak üledékeinek megkülönböztetésében nagy szerepet kapott a mikroszövet, különösen a korábban említett homogén porfíros és a vitroklasttos szöveti típus. A fenokristályok alakját és méreteloszlását, valamint a juvenilis komponensek közül a horzsakövek és az üveg-

szilánkok jellegzetességeit (alak, méreteloszlás, devitrifikációs és egyéb átalakulási bélyegek) az elkülönítésnél kiemelten kell kezelni. A dolgozatunkban használt legfontosabb szöveti elemeket a következőkben MCPHIE et al. (1993), MCARTHUR et al. (1998), GIFKINS et al. 2005, NÉMETH & MARTIN (2007), BREITKREUZ (2013) és HARANGI et al. (2013) alapján ismertetjük.

A vitroklasttos szövetű kőzet alapvetően törmelékes szilánkokat (klasztokat) tartalmaz, üveges megjelenésű, és főleg a piroklasttitokat jellemzi. Horzsakőlapillit és egyéb litikus klasztokat egyaránt tartalmazhat. A lapilluszok belsejében finom, szálas, cső alakú hólyagüregek fordulnak elő. A mátrixban különféle formájú kőzetüvegszilánkok vannak jelen: általában elnyúlt, ellapult, Y-alakú, csontvégszerű, táblás és ívelt peremű, buborékfal alakú szilánkok különböztethetők meg. Az elnyúltságból a tömörödési kompaksióra és/vagy az összesülés mértékére lehet következtetni. A horzsakövek belsejében az átkristályosodás hatására kvarcmozaiikos kitöltés, szegélyén pedig axiolitos devitrifikáció alakulhat ki. A litikus részeket kőzettől függően földpátok, kvarc, illetve mafikus ásványok (pl. piroxén) alkotják (MCPHIE et al. 1993, MCARTHUR et al. 1998, GIFKINS et al. 2005, HARANGI et al. 2013, WILLCOCK et al. 2013).

A vulkáni üveg metastabil volta miatt már a lerakódás és a szállítódás alatt változásokon megy keresztül. A nagy kovasavtartalmú vulkáni üveg termodinamikailag instabil, így megindul a devitrifikációja, melynek következtében nagyon hamar megkezdődik a kismértékű kikristályosodás. Ezt a folyamatot nagy hőmérsékletű devitrifikációnak ne-

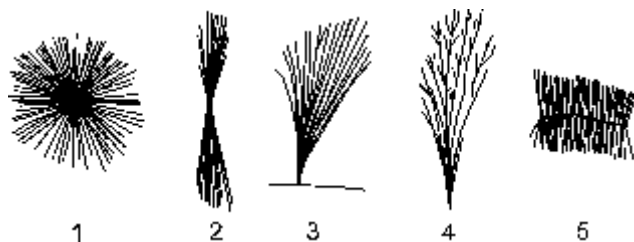
I. táblázat Felzikus lávák és piroklasztár üledékek jellemző bélyegei PAULICK & BREITKREUZ (2005) összeállítása alapján**Table I.** Diagnostic characteristics of felsic lavas and pyroclastic flow deposits after PAULICK & BREITKREUZ (2005 and references cited therein)

Láva: mag. típus	Láva: lávabreccsa típus (mag. típus)	Piroklasztár üledék
Fácies kapcsolatok: „fácies- diszkontinuitás” A lávabreccsa fáciesbe megy át.	Alsó és felső részén az autoklaszt fáciesbe megy át. Átalakulóként szövetként breccsa jellemző a közvetlen szegélyein.	Tipikusan a kogenetikus, litikus és a kristályosanlag felszíni üledék és metamorfizált forrászónákhoz kapcsolódik.
Belső rendezettség	Egyszerű (kohéziós), homogén porfirok megjelenés jellemző homogén alapszállal, lokálisan folyási sávokkal.	Vitroklastikus, részben kristályosított, mátrixos, tipikusan sűrűség szerinti gradáció. A helyi felépítés egy folyási egységben belül is nagymértékben változhat: további eltérhet az összesülés, a reorganizáció vagy az átalakulás következtében.
Xenolitok, litikus közetrészek	Általában ritkán, lensékben tebbelveződve fordulnak elő.	Tipikusan gyakori, irréguláris előforduló komponensek homogén vagy gradációt mutató eloszlásban.
Fenokristályok	Egyenletesen eloszlott megjelenésűek.	Jellemzően gyakoriak fordulnak elő az alapszállalban, ritkán a forráskövekben vagy a vulkáni közetrészekben, mivel a hamufrakció kiürül az ár mozgása során.
Törött fenokristályok	Nem gyakori, a szálított kristályok epikai orientációja azonos.	A törött és szálított fenokristályok helyenként megjelenhetnek az autoklaszt breccsákban.
Alapszáll	Homogén mikrokristályos (kvadranguláris), helyenként korábbi szferolitok utáni szellemszerkezettel.	Heterogén, íves megjelenésű, a helyi átalakulástól a forráskövességig változó szöveti és/vagy devitrifikált szferolitok, brotízis, breccsisodott megjelenés jellemző; a folyási foliáció gyakori jelenség.
Összesülés jelző szövet	Hiányzik.	Jellemző: összesülési zónák, a vastag egységekben a reorganizáció átalakulási fázisúhatják az összesülési utáni szöveti elemeket.

vezik, ami a hűlő, forró üvegre jellemző, ezért lávákban, sekély intrúziókban és erősen összesült piroklasztikus üledékekben egyaránt megjelenik. A nagy hőmérsékletű devitrifikáció szöveti megfigyelések segítségével elkülöníthető a metamorfózistól, a hidrotermális átalakulástól és a mállási átkristályosodástól. A devitrifikáció kezdeti fázisában ugyanis az eredeti üveg fokozatosan átalakul (pl. palagonit képződik). Új ásványok kristályosodnak (pl. zeolitok, filloszilikátok), majd a nukleáció és a folyamatos kristálynövekedés eredményeként szferolitos és litofízis szövet alakul ki az eredetileg üveges vulkáni anyagban. Későbbi újrakristályosodás azonban módosíthatja ezeket az átkristályosodott szöveti bélyegeket (MCARTHUR et al. 1998, MCPHIE et al. 1993, NÉMETH & MARTIN 2007, HARANGI et al. 2013).

A hőmérsékletcsökkenés intenzitása alapján a devitrifikáció két altípusa különböztethető meg. A gyorsan hűlő és viszonylag „száraz” olvadék alacsony hőmérsékletű (200 °C) hidratációval társult devitrifikációja során az üveges alapszáll izolált szferolitokat tartalmaz. Ettől eltérően a viszonylag lassan hűlő olvadékokban a nagy hőmérséklet (400–700 °C) vagy a nagyobb illótartalom (főleg alkália-gazdag környezetben) eredményeként szferolitos és/vagy mikro-poikilitos szövet alakulhat ki (MCARTHUR et al. 1998, MCPHIE et al. 1993, HARANGI et al. 2013). A szferolitosodás mérettartománya változatos lehet, a mikrolitgazdag, csillag-

szerű foltokban megjelenő szferolitok elérhetik a dm-es nagyságot (MCPHIE et al. 1993, NÉMETH & MARTIN 2007, BREITKREUZ 2013, HARANGI et al. 2013). A szálak különböző alakzatokban, sugárirányban alakulnak ki valamilyen kristálygóc körül. Ezek a vékony szálak rendszerint földpátból és/vagy kvarcból állnak. A szferolitok több különböző morfológiai típusát lehet megkülönböztetni (MCARTHUR et al. 1998, MCPHIE et al. 1993, BREITKREUZ 2013 és az általuk hivatkozott irodalmak): gömbszerű (szferolitos), csokornyakkendő vagy legyező alakú, madártollaszerű, illetve axiolitos szöveti formák különíthetők el (3. ábra).



3. ábra. A szferolitok morfológiai típusai MCPHIE et al. (1993) alapján módosítva

1 - gömbölyű (szferolitos); 2 - csokornyakkendő alakú; 3 - legyező alakú; 4 - madártollaszerű; 5 - axiolitos

Figure 3. Spherulite morphologies modified of MCPHIE et al. (1993)

1 = spherical; 2 = bow-tie; 3 = fan; 4 = plumose; 5 = axiolitic

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

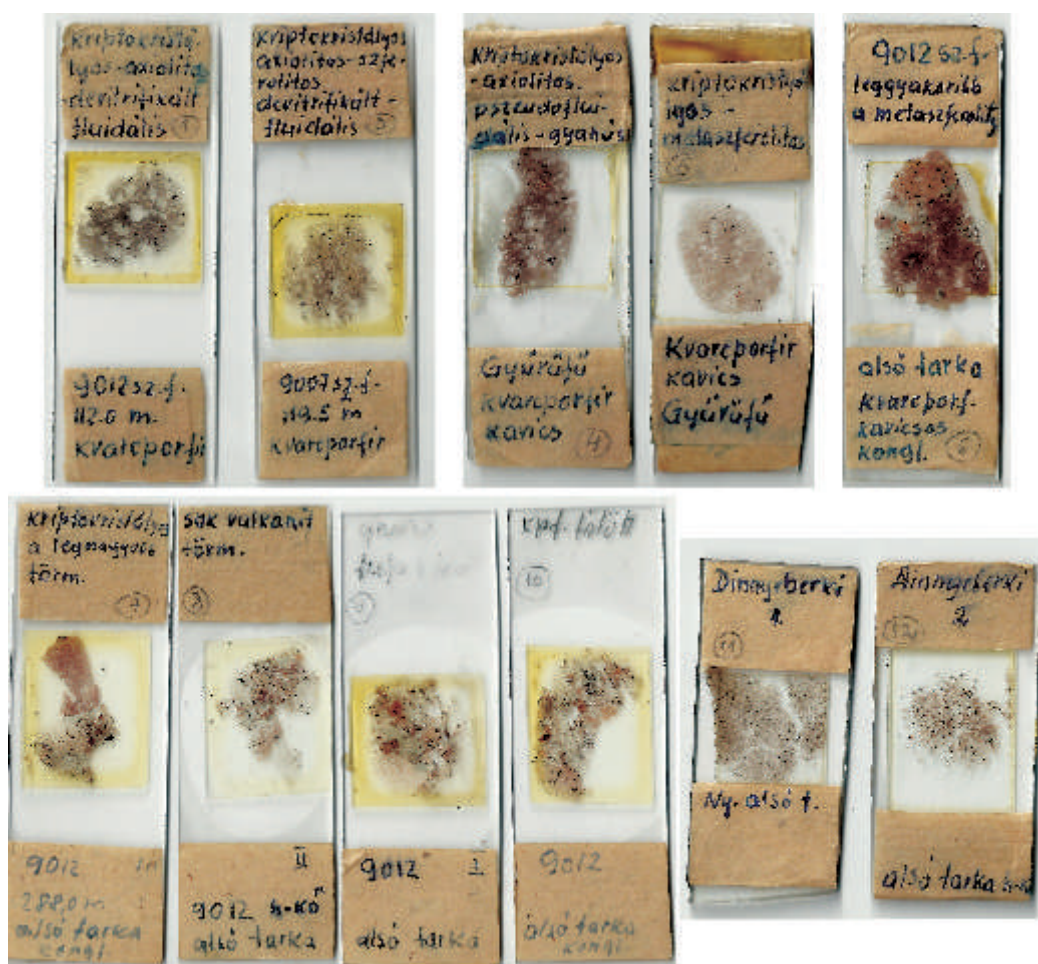
Tanulmányunkban az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményéből a Gyűrűfői Riolit és a Cserdi Konglomerátum nyugat-mecseki kifejlődési területéről származó vékonycsiszolatok részletes petrográfiai jellemzőit mutatjuk be (4. ábra; II. táblázat). A kiválasztott minták petrográfiai leírása és értelmezése HIDASÍ (2013) munkájához kapcsolódott. A Gyűrűfői Riolit mintái a 9007. és a 9012. számú fúrásokból származó szálkőzetek, valamint gyűrűfői felszíni feltárásból, kavicsanyagból származtak (1. ábra). Ez utóbbiak pontosabb gyűjtési területe ismeretlen. A Cserdi Formáció alsó részének (a gyűjteményben ezeket alsó-tarka felirattal találjuk) üledékes homokkő-, konglomerátummintái a 9012. számú fúrásból, illetve Dinnyebéri környéki feltárásokból kerültek elő. Ez utóbbiakban a vulkáni kőzettörmelék eredetű szemcséket és kavicsokat dokumentáltuk részletesen, mivel azokat a Gyűrűfői Riolit eróziójából származtatják (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

Petrográfiai vizsgálatok

A Gyűrűfői Riolit fúrómagok mikroszöveti jellegei

A 9007. és a 9012. számú kutatófúrásból származó Gyűrűfői Riolit csiszolatai szabad szemmel porfíros szövetűek, melyek szürkésbarna alapanyagában ~1 mm-es opakásványok, valamint 2–5 mm-es kvarc és földpát fenokristályok ismerhetők fel (4. ábra).

A vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata alapján a fenokristályként, illetve mikrofenokristályként megjelenő kvarc rendszerint félig sajátalakú, mérete 20 μ m és 4 mm között változik (rosszul osztályozott), kioltása általában egyenes. Gyakoriak a kristálytöredékek, illetve az erősen repedezett, töredezett szemcsék (5. és 6. ábra). A szemcsék tört szegélye rendszerint íves határvonalú, belső repedései mentén gyakoriak az ívelt lefutású fluidumzárványosok (5. ábra, a). A kristályok szegélyén gyakran rezorbeálódás nyomai láthatóak; belsejükben átkristályosodott olvadék-zárványok fedezhetők fel. Az egykori olvadékszárványok



4. ábra. Az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének részlete (vizsgált minták: Gyűrűfői Riolit Formáció, Cserdi Konglomerátum Formáció)

Figure 4. Parts of 'Vulkanitok, etalon kollekció' thin section collection of former MecsekOre Ltd. (studied samples from the Gyűrűfői Rhyolite and Cserdi Conglomerate Formations)

II. táblázat. A vizsgált minták gyűjtési és korábbi közettani adatai (FAZEKAS, publikálatlan adatok alapján)

Table II. Sampling and previous petrographic data of the studied samples (after FAZEKAS, unpublished data)

Észlelési szám	Lelethely	Kőzettípus	Eredeti megjegyzés (FAZEKAS V.)	Formáció
1	9012 fúrás (112,0 m)	„kvarcporfir”	szövet: kriptokristályos, axiolitos, devitrifikált, fluidális	Gyűrűfői Riolit
2	9008 fúrás	„kvarcporfir”		Gyűrűfői Riolit (hányzó minta)
3	9007 fúrás (119,5 m)	„kvarcporfir”	szövet: kriptokristályos, axiolitos, szferrolitos, devitrifikált, fluidális	Gyűrűfői Riolit
4	Gyűrűfői	„kvarcporfir” kavics	szövet: kriptokristályos, axiolitos, pseudofluidális jellegű	Gyűrűfői Riolit anyagi kavics
5	Gyűrűfői	„kvarcporfir” kavics	szövet: kriptokristályos, metaszerolitos	Gyűrűfői Riolit anyagi kavics
6	9012 fúrás	„kvarcporfir” kavicsos konglomerátum	szövet: a klasztok közül leggyakoribb a metaszerolitos szövetű villózus	Cserdi Konglomerátum („alsó-lárka”)
7	9012 fúrás (288,0 m)	konglomerátum	szövet: kriptokristályos a legnagyobb törmelék	Cserdi Konglomerátum
8	9012 fúrás	homokkő	sok vulkanittörmelék	Cserdi Konglomerátum
9	9012 fúrás	homokkő	a kőzettörmelék szemesek anyaga gneisz és tufa eredetű	Cserdi Konglomerátum
10	9012 fúrás	homokkő	kvarcporfir feletti összlet (kpf. fölött)	Cserdi Konglomerátum
11	Dinnyeberki	homokkő		Cserdi Konglomerátum
12	Dinnyeberki	homokkő		Cserdi Konglomerátum

beöblösödéseit kovaanyag tölti ki. A kvarctöredékek szegélye mentén helyenként rátapadt üveges alapanyag figyelhető meg, ami devitrifikálódott, szegélyén axiolitosodott (6. ábra, a és b).

A földpát fenokristályok általában hipidiomorfok, maximum 3–4 mm hosszúak, rendszerint töredezetek, alárendelten rezorbeálódtak (6. ábra, e és f). A töredékdarabok mérete erősen változó. Általános jelenség a földpátok erőteljes átalakulása: helyenként kovásodtak vagy karbonáttal helyettesítődtek (5. ábra, e és f), de előfordulnak szericitesedett földpátkristályok is (5. és 6. ábra). Az átalakulás gyakran a hasadási síkok irányát követi. Az ikresedés jellege, illetve a hematizzárványok gyakorisága és eloszlása alapján mind káliföldpát, mind plagioklász jelen van a mintákban, azonban a blokkos-táblás jellegű rendellenes kioltás alapján a földpátok utólagos metasomatózist (K- és/vagy Na-dúsulás) szenvedtek, ezért az eredeti földpátösszetételt nem lehet kellő biztonsággal meghatározni.

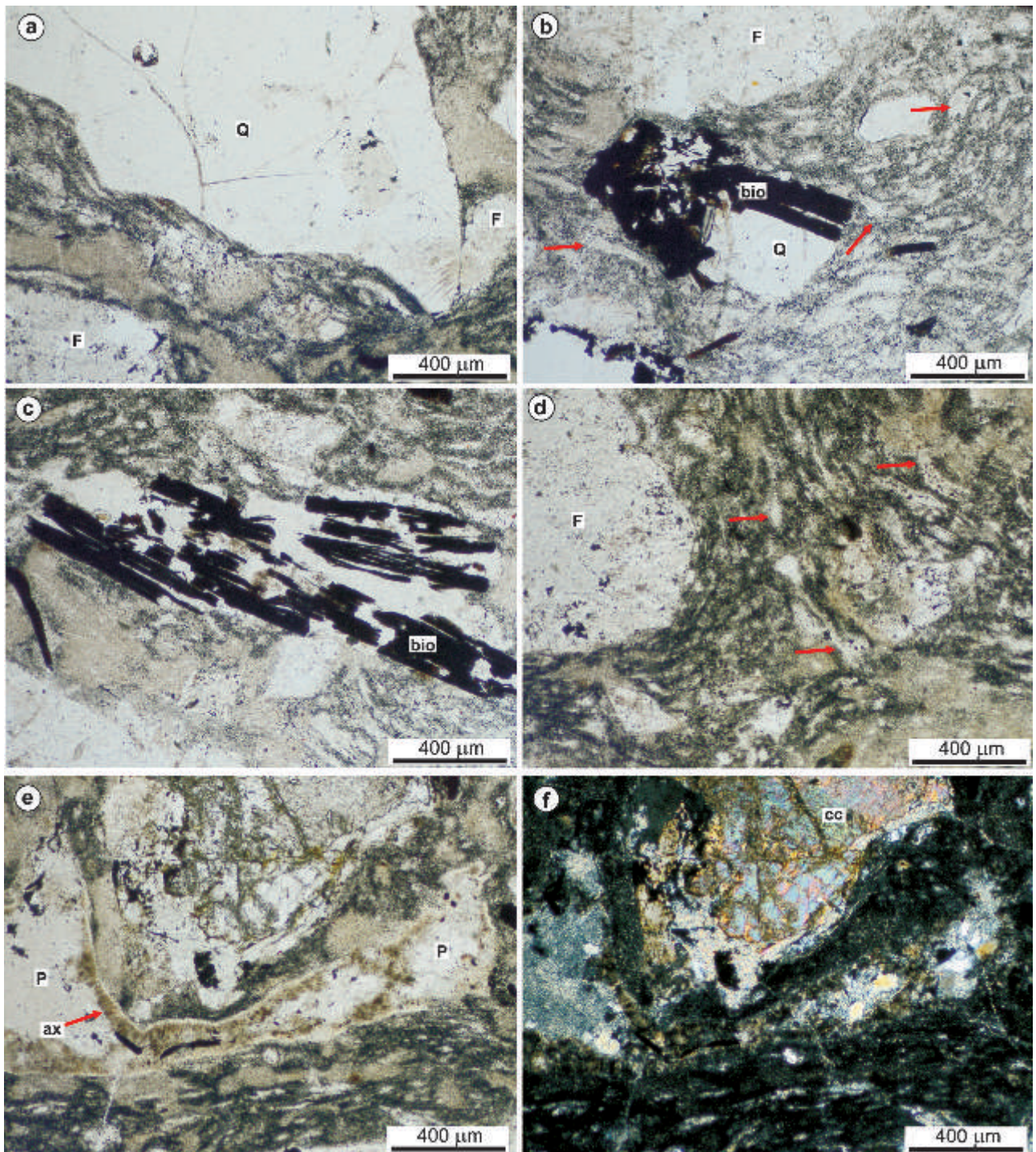
A mafikus fenokristályokat relik, sajátalakú biotitlemezek, illetve biotittöredékek képviselik (5. ábra, b és c; 6. ábra, c és d), amelyek sok esetben hajlítottak vagy szétszűrődöttek. Az erőteljes átalakulás (opacitosodás) eredményeként hematitos, opak pseudomorfóza azonosítható az egykori biotit helyén, amit gyakran vörös vagy fekete vas-oxidos burok vesz körül. Zárványként rutiltüket tartalmazhat.

A vizsgált minták jellegzetes szöveti elemei azok a változó méretű klasztok, amelyek szabálytalan vagy táblás alakúak, széleiken helyenként buborékfal jellegű, ívelt határvonallal. Ezek a klasztok részben deformálódtak, át-

kristályosodtak; egyes klasztok belsejét mozaikos makrokvarc tölti ki, szegélyükön azonban jellegzetes devitrifikációs bélyegek (szferolitok, illetve káliföldpátból álló axiolitok) jelennek meg, ami az egykori vulkáni üvegre utal (6. ábra, c és d). A nagyobb klasztok földpát, kvarc és/vagy biotit kristálytöredéket rejtenek magukban, amelyek megjelenése azonos az önálló fenokristályként előforduló változatokéval. Irodalmi analógiák alapján (MCPHIE et al. 1993; MCARTHUR et al. 1998, GIFFINS et al. 2005, WILLCOCK et al. 2013) ezek valószínűsíthetően horzsakő eredetű devitrifikálódott, egykori üveges szilánkok és klasztok, melyek egy része ellapult fiamme lehetett (5. ábra, e és f).

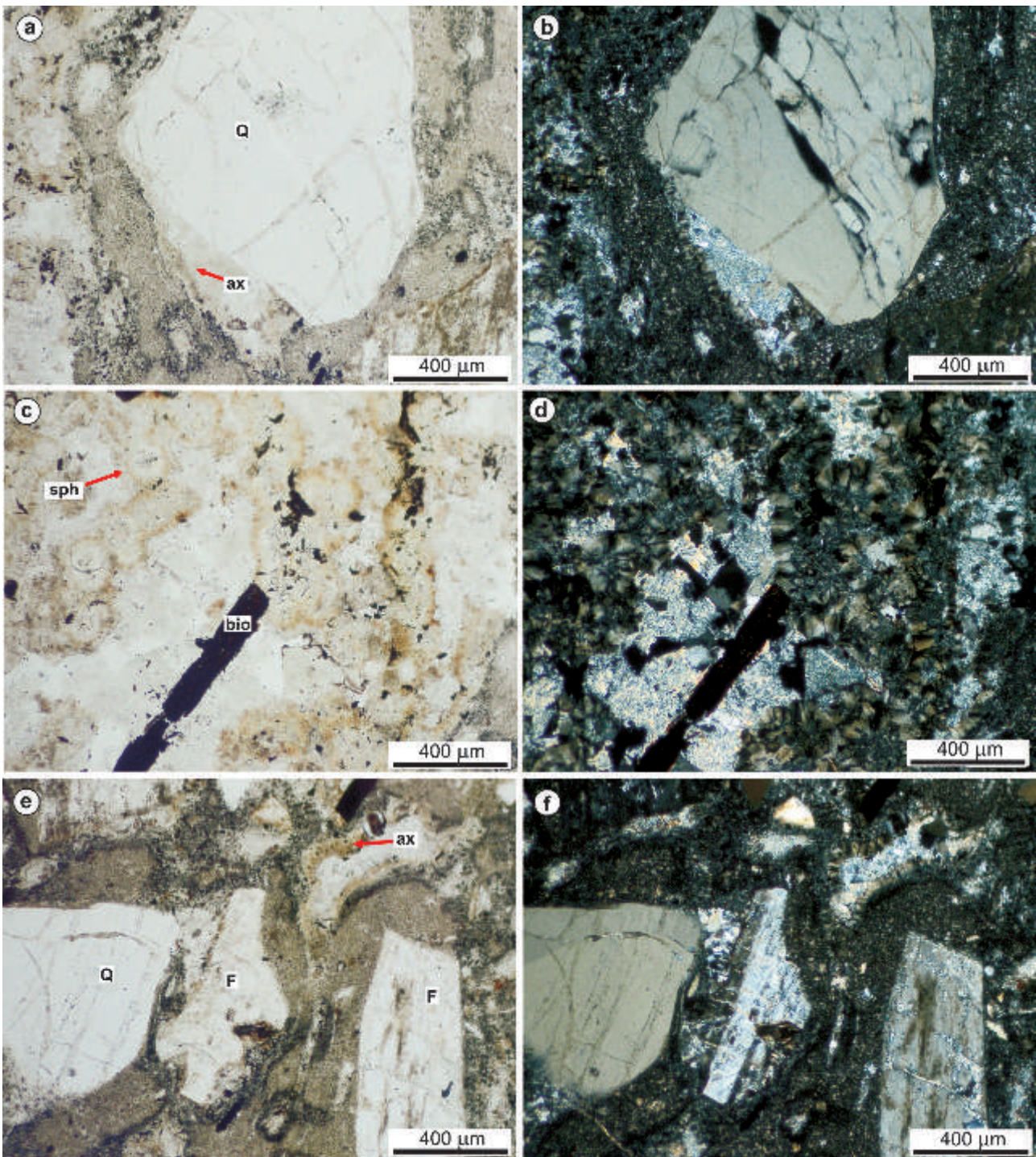
A korábban bemutatott kristályok és klasztok átkristályosodott, közép-, illetve finomszemcsés, heterogén jellegű alapanyagban többnyire egyenletes eloszlásban, irányított-ság nélkül helyezkednek el. A törött, szétesett fenokristályok és kristálytöredékek között teljesen átkristályosodott, devitrifikálódott kőzetüvegszilánkok láthatóak (5. ábra). Alakjuk változatos, egyes helyeken többnyire táblás, de a fenokristályok közelében előfordulnak deformálódott, préselt, elnyúlt, ellapult alakúak is. Az alapanyagban helyenként apró méretű cirkonkristályok figyelhetők meg, amelyeket pleokroos átalakulási udvar övez. Az alapanyagban diszperz eloszlásban nagy mennyiségű opakásvány található, valószínűleg ezek adják a kőzet szürkésbarna, lilásbarna színét.

A fenti jellemzők alapján a vizsgált kőzetanyag szövete relik vitroklasztos, a szferolitos és axiolitos devitrifikáció nagy hőmérsékletű átkristályosodásra utal, amihez kompaktió társult. Az ásványos összetétel, a devitrifikálódott



5. ábra. Az 1. vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (9012. sz. fúrás 112,0 m, Gyűrűfői Riolit Formáció). a) Törött kvarckristály, belsejében ívelt lefutású repedésekhez kötődő fluidumzárványsorral (1N); b) Földpát, kvarc és biotit utáni opakásvány pszeudomorfója átalakult, deformált és devitrifikálódott üvegszilánokban (nyílak) gazdag alanyanyagban (1N); c) Nagyméretű, biotit utáni opak pszedomorfója és átalakult üvegszilánkok alkotta alanyanyag (1N); d) Kompaktált és nagy hőmérsékleten devitrifikálódott üvegszilánkokban (nyílak) gazdag alanyanyag. Az egykori üvegszilánkok szegélye axiolitos földpát, belső kitöltése kvarc (1N); e-f) Földpát utáni karbonát pszeudomorfója és ellapult relikts horzsakő (fiamme), aminek összeolvadt és nagy hőmérsékleten devitrifikálódott az anyaga (1N és +N). A horzsakő belsejében szferolitok, szegélyén axiolitok láthatóak. Az alanyanyagban elnyúlt, átalakult üvegszilánkok sorakoznak Rövidítések: Q: kvarc; F: földpát; bio: biotit, illetve biotit utáni opak pszeudomorfója; cc: kalcit; P: relikts pumice (horzsakő); ax: axiolitos devitrifikáció

Figure 5. Petrographic features of thin section No. 1 (112.0 m of drill core 9012, Gyűrűfői Rhyolite Formation; a-e: plane-polarized light, PPL; f: crossed nicols, XN). a) Fluid inclusions situated along arcuate trails in fragmented quartz grain; b) Feldspar, quartz and opaque mineral pseudomorphs after biotite in strongly deformed and altered glass shard-rich (arrows) matrix; c) Large opaque pseudomorphs after biotite in altered glass shard-rich matrix; d) Groundmass is abundant in strongly deformed and recrystallised glass shards (arrows). The brown rims of shards show axiolitic devitrification to feldspar. Their central parts consist of a mosaic of fine-grained quartz; e-f) Carbonate pseudomorph after feldspar and flattened relict pumice (fiamme) which melted and devitrificated on high temperature. Inside the formerly pumice spherical and axiolitic spherulites are visible, suggesting welding compaction. Strongly deformed and altered blade-like glass shards appear in the groundmass
Abbreviations: Q: quartz; F: feldspar; bio: biotite and opaque mineral pseudomorphs after biotite; cc: calcite; P: relict pumice; ax: axiolitic devitrification



6. ábra. A 3. vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (9007. sz. fúrás 119,5 m, Gyűrűfüi Riolit Formáció). a) és b) Törött és sűrűn repedezett kvarc fenokristály, a repedések mentén fluidumzárványsorokkal. Szegélyére egykori üveges olvadék tapadt (nyíl), mely devitrifikálódott, széle axiolitosodott (1N és +N); c) és d) Az egykori üveges horzsakő belső üreges mikroszerkezete teljesen átalakult, belsejében gömb (nyíl) és legyező alakú szferulitok figyelhetők meg (1N és +N); e) és f) Az erősen átkristályosodott alpanyag törött kvarc és földpát fenokristályokat, biotitot, illetve átalakult horzsakőszilánkokat tartalmaz. Az egykori horzsakőszilánkok barna szegélyét axiolitos devitrifikáció eredményeként kristályosodott földpát alkotja, belsejüket finomkristályos kvarcemozaik tölti ki (1N és +N)
 Rövidítések: Q: kvarc; F: földpát; bio: biotit, illetve biotit utáni opak pszeudomorfóza; ax: axiolitos devitrifikáció; sph: gömbös szferulit

Figure 6. Petrographic features of thin section No. 3 (119.5 m of drill core 9007, Gyűrűfüi Rhyolite Formation; a, c and e: PPL; b, d and f: XN). a) Broken and frequently fractured quartz phenocryst with fluid inclusions along the fractures. This crystal fragment have a thin partial sevedge of devitrificated glassy material (arrow), showing axiolitic spherulites; c) and d) In the relict pumice clast, the internal vesicular microstructure has been destroyed, showing spherical (arrow) and fan-like spherulitic devitrification; e) and f) Strongly recrystallised groundmass containing of broken quartz and feldspar phenocrysts, biotite and altered pumice shards. The brown rims of pumice shards show axiolitic devitrification to feldspar. Their central parts consist of a mosaic of fine-grained quartz

Abbreviations: Q: quartz; F: feldspar; bio: biotite and opaque mineral pseudomorphs after biotite; ax: axiolitic devitrification; sph: spherical spherulite

horzsakövek és átalakult üvegszilánkok alapján a 9007. és a 9012. számú kutatófúrásból származó Gyűrűfűi Riolit fűrőmagminták riolitos jellegű, átalakult, rosszul osztályozott, kristálygazdag lapillitufát képviselnek.

A kavicsanyagból származó Gyűrűfűi Riolit mintáinak mikroszöveti jellegei

A Gyűrűfű és Dinnyeberki közötti területen, felszínén gyűjtött kavicsanyagból készült preparátumok makroszkóposan szintén vörösbarna árnyalatúak, 1–2,5 mm-es világos (kvarc, földpát) porfíros kristályokkal. Apró sötét ásványok, valamint tűs opak ásványok szintén gyakoriak (4. ábra).

A vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata alapján a fenokristályként, illetve mikrofenokristályként megjelenő kvarc gyakran erősen repedezett, töredezett (7. ábra, a és d–g), ennek megfelelően megjelenése hipidiomorf vagy xenomorf. Az egyenes kioltású kvarckristályok osztályozottsága rossz, méretük 20 µm és 2,5 mm között változik. Egyes szemcsék repedéseit átkristályosodott alapanyag tölti ki, de felismerhető, hogy egykor egy nagyobb, egybefüggő szemcsét alkottak a töredékdarabok. Ahol a kristályfragmentumok nem távolodtak el egymástól, a repedések mentén fluidumzárvány-sorok alakultak ki. A kvarc szegélye helyenként rezorbeálódott, illetve néhány kristályon vékony, devitrifikált üveg maradványából álló szegély ismerhető fel.

Az erősen átalakult földpátok rendszerint hipidiomorfak, gyakran töredezettek, vagy töredékként fordulnak elő, maximálisan 1,5 mm-es mérettel (7. ábra, c–h). Többnyire kovásodtak, karbonátosodtak, illetve szericitesedtek; az átalakulás gyakran foltosan jelenik meg, vagy a szemcse hasadási síkjait követi. A pontos határozást az erős átalakulás megnehezíti, azonban az egykori poliszintetikus ikerlemezesség nyomai, illetve hiánya alapján plagioklász és káli-földpát egyaránt valószínűsíthető.

A mafikus ásványokat képviselő biotit szintén erősen átalakult, többnyire opak pszeudomorfóza formájában ismerhető fel (7. ábra). A lemezek sok esetben hajlítottak vagy szétseprűződtek; gyakran vörös vagy fekete vas-oxid burok veszi körül. Ezeken a pszeudomorfózákon túl az alapanyagban apró, rendszerint tűs, opak szemcsék diszperz eloszlásban szintén megfigyelhetők, továbbá az alapanyag alárendelten cirkonkristályokat is tartalmazhat, amelyek körül pleokroos udvar alakulhat ki (7. ábra, e és f).

A vizsgált kőzetminták alapanyagában a fentebb részletezett kristályokon túl olyan devitrifikálódott, valószínűleg egykori horzsakő eredetű klaszterek figyelhetők meg, amelyek szegélyén földpát axiolitok fejlődtek ki, belsejüket mozaikos kvarckristályok töltik ki (7. ábra, b). A 4. csiszolat alapanyaga átkristályosodott kőzetüvegszilánkokban különösen gazdag, ezek alakja elnyúlt, faág- vagy csontvégszerű, táblás, esetleg ívelt peremű, buborékkal formájú (7. ábra, a–d). A fenti bélyegek alapján a vizsgált minták szövete relikv vitroklasztos, különböző mértékben átalakult, kristálygazdag lapillitufát képviselnek.

A Cserdi Konglomerátum vulkáni kőzettörmelék eredetű szemcséinek mikroszöveti jellegei

A Cserdi Konglomerátum Formációból származó fűrési és felszíni minták (finom-, illetve darakavicsos konglomerátum, valamint polimikt homokkő) hasonló megjelenésűek. Makroszkóposan a vékonycsiszolatok kőzetei vörösbarna árnyalatúak, bennük különböző méretű szemcsékkel (4. ábra).

A finomkavics és darakavics frakcióba tartozó kőzettörmelék többnyire lekerekített, a homokszemcsék viszont szögletesek, rosszul osztályozottak (8. ábra). A homokfrakció vázalkotó szemcséi között uralkodó a vulkáni kőzettörmelék, illetve a vulkáni eredetű kristálytöredék (kvarc, földpát, átalakult biotit). Alárendelten kvarcból és muszkovitból álló metamorf kőzettörmelék és muszkovit szintén megjelenik; a szemcsék közötti pórusteret többnyire klorit, elvéve kovaanyag és hematit cementálja (8–11. ábra).

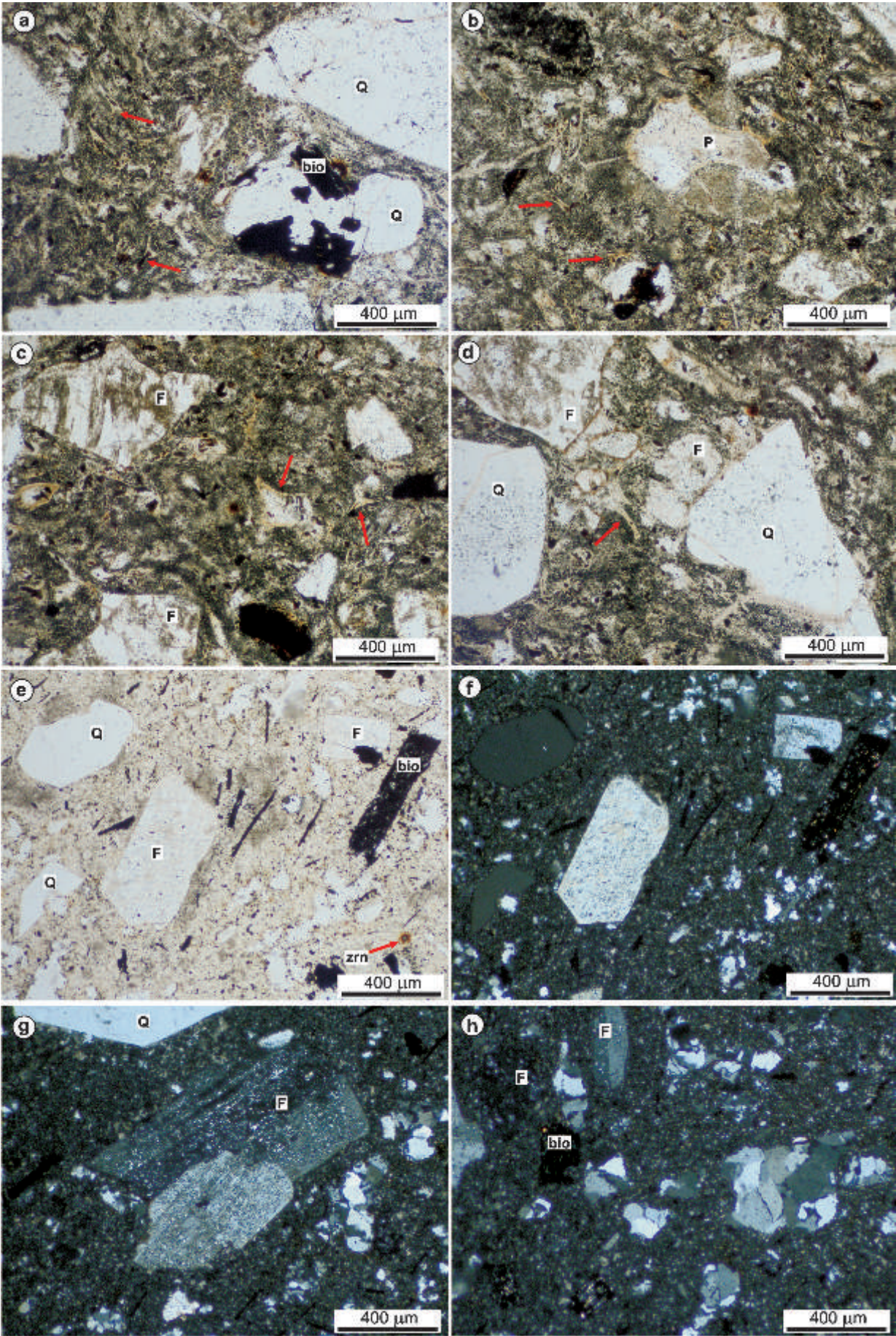
A vulkáni kőzettörmelék-szemcséken belül alapvetően két eltérő szöveti típus fordult elő: porfíros felzites, illetve relikv vitroklasztos vagy horzsaköves szövetű szemcsék. A felzitesen átkristályosodott szemcsékben mikrofenokristályként közép-, illetve finomszemcsés kvarc, illetve földpát (plagioklász) jelenik meg, alapanyaguk felzites, mikroholokristályos (8. ábra, c–f). A szemcsék repedezettsége nem jellemző. Helyenként akcesszórius (pl. cirkon, apatit) és opak ásványok fordulnak elő bennük, ez utóbbiak egykori mafikus szemcsék utáni pszeudomorfózáik. A felzites szövetű vulkanitszemcsékben szferolitok gyakran felismerhetők, a szferolitok alakja kerekded vagy legyezőszerű (9. ábra, e és f). A relikv vitroklasztos vagy horzsaköves szövetű szemcsékben a kristályok rendszerint repedezettek, töre-

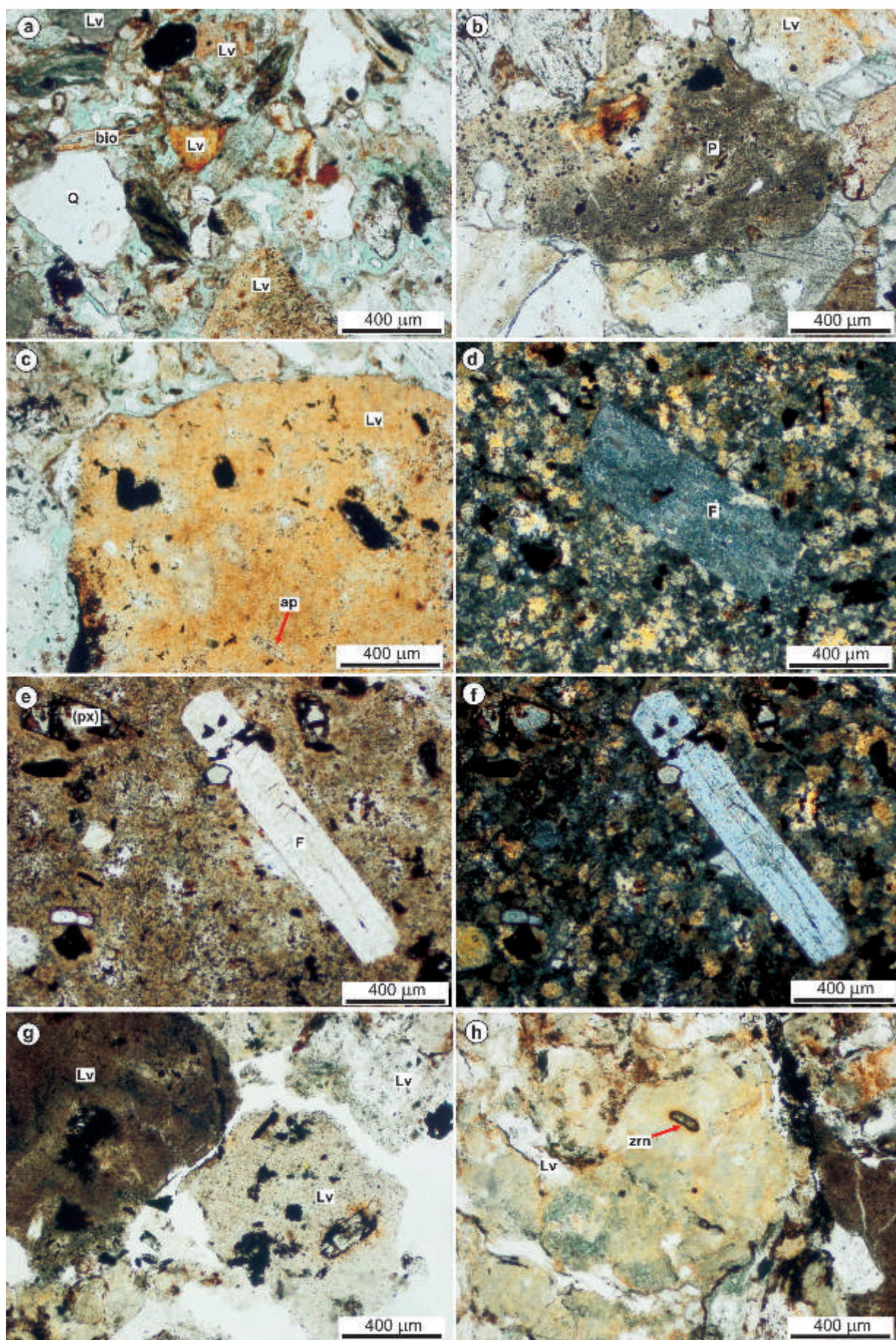
7. ábra. → A 4. (a–d) és az 5. (e–h) vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (Gyűrűfű, riolitkavicsok). a–d) Töredezett kvarc, törött és átalakult földpát és biotit utáni opakásvány pszeudomorfóza átalakult és devitrifikálódott, Y vagy csontvég alakú üvegszilánkokban (nyilak) gazdag alapanyagban (1N). Az egykori horzsaköszilánkok barna szegélyét axiolitos devitrifikáció eredményeként kristályosodott földpát alkotja, belsejüket finomkristályos kvarc- és földpátmozaik tölti ki; e–f) Törött, sajátalakú kvarc, törött vagy rezorbeálódott, sajátalakú földpát (plagioklász), biotit és cirkon az átkristályosodott alapanyagban (1N és +N); g) Átalakult, poliszintetikus ikerlemezű földpátkristályok (plagioklász), +N; h) Az alapanyagban ívelt határvonalú, kvarcmozaikkal kitöltött területek különíthetők el, ezek feltételezhetően átkovásozott egykori horzsaköszilánkok (+N)

Rövidítések: Q: kvarc; F: földpát; bio: biotit, illetve biotit utáni opak pszeudomorfóza; P: relikv pumice (horzsakő); zrn: cirkon

Figure 7. → Petrographic features of thin sections No. 4 (a–d: PPL) and 5 (e: PPL; f–h: XN), near the village of Gyűrűfű, pebbles previously described as rhyolite. a–d) Fractured quartz, altered broken feldspar, and opaque mineral pseudomorphs after biotite in strongly altered cusped glass shard-rich (arrows) groundmass. The brown rims of pumice shards show axiolitic devitrification to feldspar. Their central parts consist of a mosaic of fine-grained quartz and feldspar; e) and f) Recrystallised groundmass containing of broken idiomorphic quartz and broken or resorbed idiomorphic feldspar (plagioclase) phenocrysts, biotite and zircon. g) Polysynthetic twinning in altered feldspar (plagioclase) crystals; h) Recrystallised pumice shards in the groundmass

Abbreviations: Q: quartz; F: feldspar; bio: biotite and opaque mineral pseudomorphs after biotite; P: relict pumice; zrn: zircon



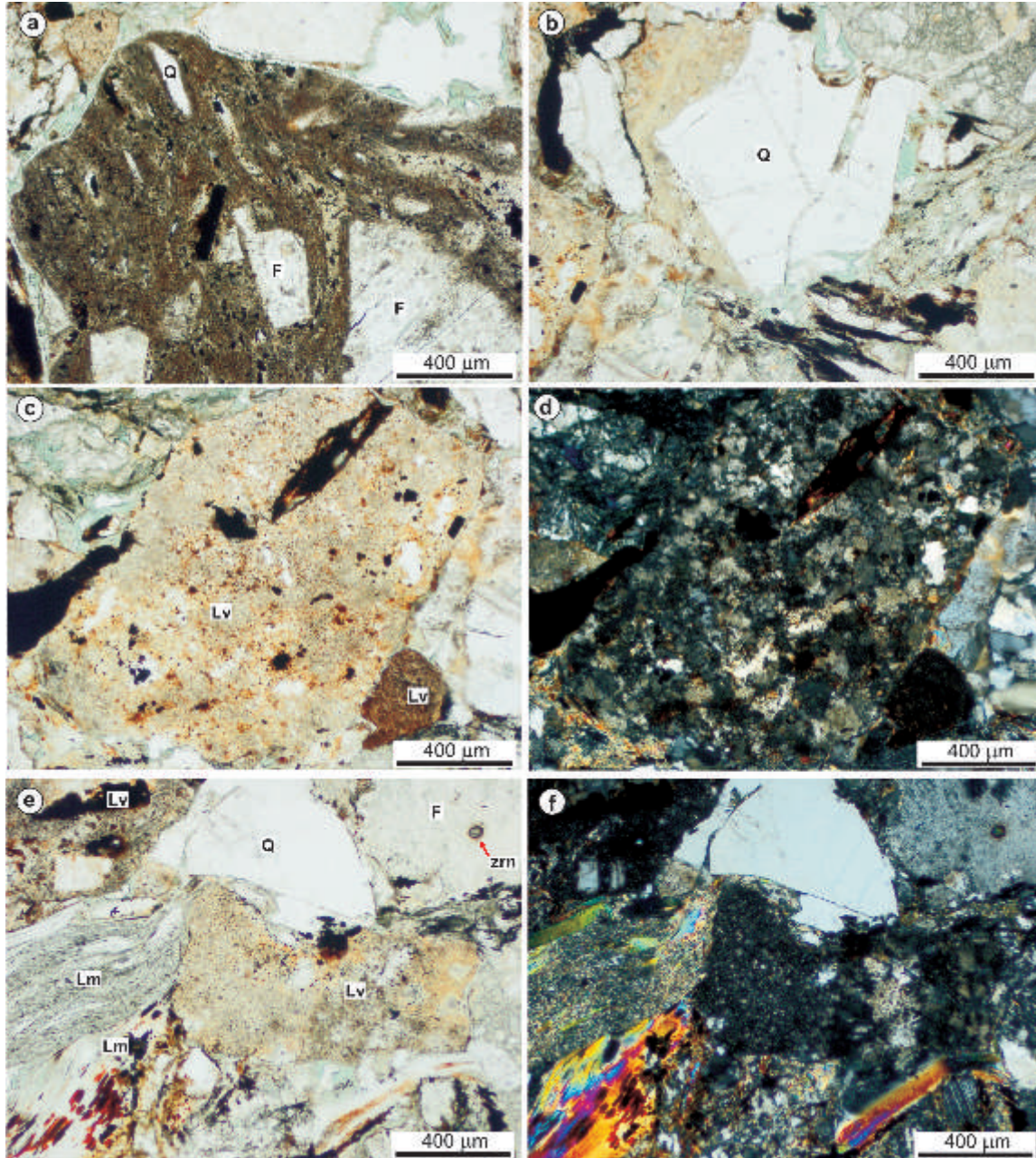


8. ábra. ← A 6. (a–f) és a 7. (g–h) vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (9012. sz. fúrás 288,0 m, Cserdi Formáció). a) A vázalkotó szemcsék (kvarc, átalakult biotit, vulkáni közettörmelék) közötti teret döntően klorit cementálja (1N); b) Átalakult horzsakőszemcse (1N); c) Átkristályosodott vulkáni közettörmelék opakásványokkal és apatittal (1N); d) Átalakult hipidiomorf földpátkristály felzites szövétű alanyanyagban (+N); e) és f) Porfiroz, felzites szövétű vulkáni közettörmelék idiomorf léces földpátkristállal, illetve piroxén(?) utáni pszeudomorfózákkal (1N és +N); g) és h) Átalakult vulkáni közettörmelék anyagu szemcsék a homokkőben (1N)

Rövidítések: Lv: vulkáni közettörmelék; Q: kvarc; F: földpát; bio: biotit, illetve biotit utáni opak pszeudomorfóza; P: reliktpumice (horzsakő); (px): piroxén utáni pszeudomorfóza; ap: apatit; zrn: cirkon

Figure 8. ← Petrographic features of thin sections No. 6 (a–c and e: PPL, d and f: XN) and 7 (g and h: PPL), 288.0 m of drill core 9012, Cserdi Formation. a) Chlorite cemented sandstone with quartz, altered biotite and volcanic lithic fragment framework grains; b) Altered pumice grain; c) Recrystallised volcanic lithic fragment with opaque minerals and apatite; d) Altered hipidiomorphic feldspar crystal in felsitic groundmass; e) and f) Porphyric volcanic fragment with idiomorphic feldspar lath and pseudomorphs after pyroxene, showing felsitic recrystallisation; g) and h) Altered volcanic lithics in a sandstone sample

Abbreviations: Lv: volcanic lithic fragment; Q: quartz; F: feldspar; bio: biotite and opaque mineral pseudomorphs after biotite; P: relict pumice; (px): pseudomorphs after pyroxene; ap: apatite; zrn: zircon



9. ábra. A 8. vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (9012. sz. fúrás, Cserdi Formáció). a) Átalakult, kristálytartalmú horzsakő (1N); b) Törött, rezorbeált kvarc vulkáni közettörmelékben (1N); c) és d) Átkristályosodott, felzites szövétű vulkáni közettörmelék (1N és +N); e) és f) Kvarc, földpát, muszkovitban gazdag metamorf közettörmelék és szferulitos-felzites vulkanitszemcsék homokkőben (1N és +N)

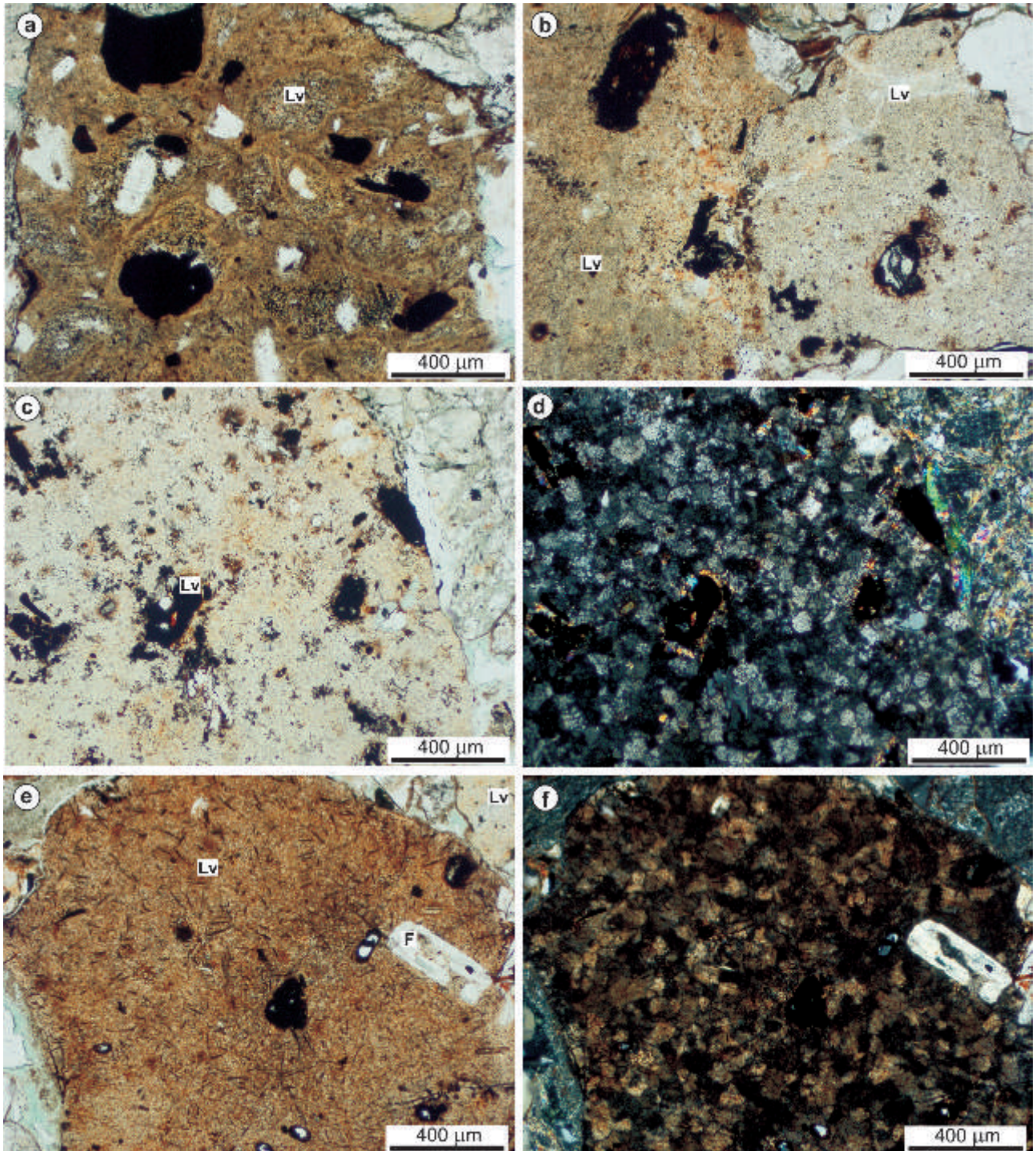
Rövidítések: Q: kvarc; F: földpát; Lv: vulkáni közettörmelék; Lm: metamorf közettörmelék; zrn: cirkon

Figure 9. Petrographic features of thin section No. 8 (a–c and e: PPL; d and f: XN), drill core 9012, Cserdi Formation. a) Altered pumice grain with quartz and feldspar crystals; b) Broken resorbed quartz in a volcanic lithic fragment; c) and d) Recrystallised volcanic lithic grain showing felsitic texture; e) and f) Quartz, feldspar, mica-bearing metamorphic rock fragment and volcanic lithic grain with spherical spherulitic and felsitic texture in a sandstone sample

Abbreviations: Q: quartz; F: feldspar; Lv: volcanic lithic fragment; Lm: metamorphic lithic fragment; zrn: zircon

dezettek; gyakoriak az átalakult kőzetüvegszilánkok, illetve az egykor üveges komponensek nagy hőmérsékletű devitrifikációjára utaló szferolitos vagy axiolitos átkristályosodási bélyegek (9. ábra, a; 11. ábra, e). Az egykori üvegszilánkok alakja főleg elnyúlt, faágszerű, ritkábban táblás. A teljesen

átkristályosodott horzsakőszemcsékben az egykori buborékosodás nyomai párhuzamos „csövecskék” formájában ismerhetők fel (9. ábra, a); a horzsakőszemcsék finomszemcsés alapanyagában tűs, opak ásványok (11. ábra, b), illetve cirkon látható, ez utóbbi körül pleokroos udvar alakult ki.

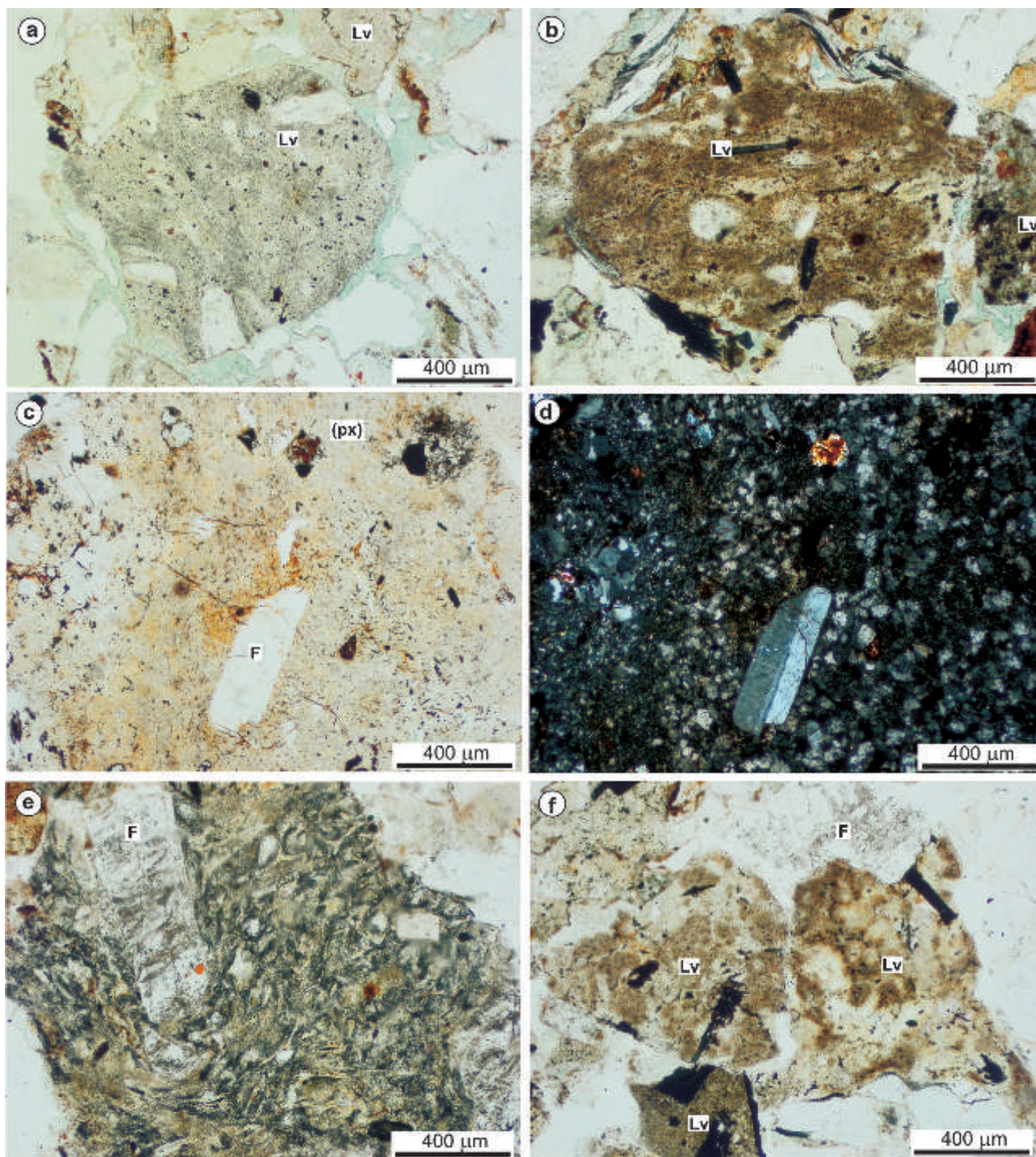


10. ábra. A 9. vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (a–c és e: 1N; d és f: +N), 9012. sz. fúrás, Cserdi Formáció. a) Átkristályosodott, relikvt vitroklasztos szövetű vulkáni kőzettörmelék; b–f) Különböző megjelenésű, felzitesen átkristályosodott vulkanitszemcse

Rövidítések: Lv: vulkáni kőzettörmelék; F: földpát

Figure 10. Petrographic features of thin section No. 9 (a–c and e: PPL; d and f: XN), drill core 9012, Cserdi Formation. a) Recrystallised volcanic lithic grain showing relict vitroclastic texture; b–f) Various types of recrystallised volcanic lithic grains showing felsitic texture

Abbreviations: Lv: volcanic lithic fragment; F: feldspar



11. ábra. A 10. (a–d) és a 12. (e és f) vékonycsiszolat petrográfiai jellemzői (9012. sz. fúrás, Cserdi Formáció). a) és b) Átalakult, kristálytartalmú horzsakő kloritcementes homokkőben (1N); c) és d) Felzitesen átkristályosodott vulkanitszemcsé földpát mikrofénokristállyal (1N és +N); e) Átkristályosodott, relikv vitroklasztos szövetű vulkáni közettörmelék földpát-kristállyal (1N); f) Különböző megjelenésű, átkristályosodott vulkanitszemcsék a vulkanoklasztitban (1N)
Rövidítések: Lv: vulkáni közettörmelék; F: földpát; (px): piroxén utáni pseudomorfoza

Figure 11. Petrographic features of thin sections No. 10 (a–c: PPL, d: XN) and 12 (e and f: PPL), drill core 9012, Cserdi Formation. a) and b) Altered pumice in a chlorite-cemented sandstone; c) and d) Feldspar microcryst-bearing recrystallised volcanic lithic grain showing felsitic texture; e) Recrystallised volcanic lithic grain showing relict vitroclastic texture; f) Various types of recrystallised volcanic lithic grains

Abbreviations: Lv: volcanic lithic fragment; F: feldspar; (px): pseudomorphs after pyroxene

Diszkussió

Munkánk célja az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalatnál FAZEKAS Via által összeállított „Vulkanitok, etalon kollekció” vékonycsiszolat-gyűjtemény preparátumaiból a Gyű-

rűfűi Riolit mecseki előfordulásának részletes szöveti elemzése volt. A reambuláció szempontjából kiemelten fontos a korábbi petrográfiai dokumentáció összevetése az általunk végzett leírással, hiszen — ahol szükséges — ez teszi kiterjeszthetővé a korábbi adatok újraértelmezését. Annak elle-

nére, hogy a csiszolatgyűjtemény korlátozott számú mintát tartalmaz, a kis mintaszám reprezentatívnak tekinthető, mert a Gyűrűfői Riolit mecseki kifejlődésével foglalkozó kutatók egységesen megállapították, hogy a felszíni feltárás kőzete, valamint a kutatókban és a mélyfúrások által feltárt kőzetanyag egymáshoz nagyon hasonló (SZEDERKÉNYI 1962, FAZEKAS 1978, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998, JAKAB 2005).

Az adott terület, valamint az általunk jellemzett minták kőzetanyaga SZEDERKÉNYI (1962) és FAZEKAS (1978) makroszkópos leírása szerint olyan „kvarcporfír”, amely felzítés alapanyagában porfíros beágyazódások (kvarc, káliföldpát, plagioklász és biotit fenokristályok) különíthetők el. A fenokristályok jellemzésekor SZEDERKÉNYI (1962) és FAZEKAS (1978) egyaránt megállapította, hogy a kvarc mindig zárványsoros, gyakran rezorbeált, továbbá rendszerint háromszög vagy hatszög keresztmetszetű vékonycsiszolatban. Ez utóbbi bélyeget idiomorf, illetve hipidiomorf alaknak értelmezték annak ellenére, hogy megállapították, gyakorlatilag az összes kvarc erősen töredezett (a repedések íves lefutásúak), és a töredékek gyakran elmozdultak egymástól. Megállapították továbbá azt is, hogy bizonyos mintákban (pl. 9015. számú fúrás 188,1 m feletti szakaszán) a kvarc-kristályok körül helyenként mozaikos másodlagos kvarc figyelhető meg. Petrográfiai vizsgálatunk alapján nyilvánvaló, hogy a hipidiomorf szemcséknek gyakran több egyenes oldala van, de egy részük láthatóan ívelt törési felület (5. ábra, a), ami a nagyfokú töredezettséggel és a rossz osztályozottsággal együtt — az újabb kutatások mikroszöveti megfigyeléseire alapozva (MCPIE et al. 1993, PAULICK & BREITKREUZ 2005, NÉMETH & MARTIN 2007, HARANGI et al. 2013, WILLCOCK et al. 2013) — robbanásos kitéréshez kapcsolható folyamat eredménye. A kristályok piroklaszt eredetére utal továbbá az, hogy bizonyos esetekben a kristályok szélére kőzetüveg tapadt, ami devitrifikálódott (6. ábra, a és b). A tüske- és töviszerű kvarcszilánkok, földpát-töredékek szintén jellegzetes piroklaszt elemek (MCPIE et al. 1993, PAULICK & BREITKREUZ 2005).

A minták alapanyagában SZEDERKÉNYI (1962) mikroszkópos megfigyelései során különböző ásványokkal utólagoosan kitöltött, gázbuborékként értelmezett részeket különített el, melyek a folyásos szerkezettel párhuzamos elhelyezkedésűek. Megjegyezte továbbá, hogy — ezeken túl — 2–5 cm-es, „kvarcporfír” anyagú, szabálytalan alakú, nem éles határvonalú zárványok szintén jellemzőek. FAZEKAS (1978) vékonycsiszolati megfigyelései alapján az alapanyag fluidális jellegű, amit véleménye szerint „a hajdani folyó lávaár szalagköteges, örvényes mozgását kirajzoló vas-oxidok” megoszlása tükröz. A folyásos szövet fontos bizonyítékként értékelte azokat az alapszövetben gyakran megtalálható, változó mennyiségű és méretű, irányítottan elhelyezkedő, lapított csepp, karéj alakú „képződményeket”, amelyek belsejét finomszemcsés illit tölti ki, széleiken kvarc-földpát összetételű, vas-oxidos szferolitsoportok azonosíthatók. Annak ellenére, hogy a jól lehatárolható, megnyúlt, lencse alakú képződmények központi része helyenként részben üreges volt (FAZEKAS 1978), azokat nem juvenilis alkotóként

különítette el, hanem az alapanyag szerves részének tekintette. A későbbi petrográfiai vizsgálatok során JAKAB (2005) szintén riolit anyagú zárványként dokumentálta a fenti szöveti elemeket („szürke zárványok” és „rózsaszín zárványok”).

Petrográfiai megfigyeléseink szerint a SZEDERKÉNYI (1962), FAZEKAS (1978) és JAKAB (2005) által leírt zárványok, illetve szalag-, lencse-, lapított cseppalakú képződmények — méretüktől függően — részben egykori kőzetüvegszilánkok, részben horzsakövek, amelyek devitrifikálódtak, illetve átalakultak (kovásodtak, agyagásványosodtak). Ez a jelentős mértékű utólagos átalakulás vezetett ahhoz, hogy SZEDERKÉNYI (1962) és FAZEKAS (1978) alapos leírása ellenére — az akkor alkalmazható mikroszkópi technikával — nem ismerték fel az egykori juvenilis alkotókat (átkristályosodott üvegszilánkok, kristálygazdag horzsakövek), így a látszólag lávaszerű megjelenésű kőzetet riolitként azonosították. Kiemelendő, hogy a tényleges anyagvizsgálati eredményeket bemutató, publikálatlan, kéziratos dokumentációra (SZEDERKÉNYI 1962, FAZEKAS 1978) épülő szakkönyvek és formációleírások (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998) — amelyek fotókat nem tartalmaznak a Gyűrűfői Riolitról — nem tesznek említést ezekről a jellegzetes szöveti elemekről, sőt a fenokristályok nagyfokú repedezettségéről, illetve töredezettségéről sem. A széles körben elérhető szakirodalomban a Gyűrűfői környéki riolit már úgy jelenik meg, mint egy nagyfokú homogenitást mutató, feltehetően egyetlen lávaömlésből keletkezett vulkanit. Alapanyaga folyásos szerkezetű, felzítés; abban idiomorf kvarc, földpát és alárendelten biotit porfíros kristályokkal (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998), ami nem tükrözi a tényleges kőzettani jellemzőket. Az erre épülő, korábban vázolt ösföldrajzi kapcsolatokat ennek megfelelően fenntartással kell kezelni.

Összevetve a korábbi dokumentációkat a saját megfigyeléseinkkel megállapítható, hogy az egykori Gyűrűfői Riolit leírásaiban kriptokristályos, axiolitos-szferolitos (metaszferolitos), devitrifikált, fluidális szövetű, kvarcporfírnak besorolt kőzetek (pl. 4. ábra, II. táblázat) nagy valószínűséggel piroklasztitok abban az esetben, ha a dokumentáció szerint a devitrifikáció az alapanyagban jól elkülöníthető, karéj vagy lencse alakú klaszterek formájában jelenik meg. A nyúlt, ellapult megjelenés tömörödési és/vagy összesülési kompakció eredménye (MCPIE et al. 1993, KARÁTSZON 1998, GIFFKINS et al. 2005, HARANGI et al. 2013, WILLCOCK et al. 2013), ami a nagy hőmérsékletű devitrifikáció szöveti bélyegeivel társulva (pl. axiolitok; 5. ábra, e és f; 6. ábra, e és f) az összesülés mértékére szolgáltat bizonyítékot. A helyenként földpát, kvarc és biotittöredékeket rejtő, átalakult, összesült horzsakövek (fiammek) — az alapanyagban elkülöníthető egykori üvegszilánkokkal együtt — egyértelműen relikvit vitroklasztok, és a kőzet tufa (piroklasztit) eredetére utalnak. A fenti szöveti bélyegek alapján, az I. táblázatot (PAULICK & BREITKREUZ 2005) és a 2. ábrát (MCPIE 1993, HARANGI et al. 2013) figyelembe véve a minták legnagyobb valószínűséggel magmás robbanásos kitérésből származó, piroklasztár eredetű kőzetnek sorol-

hatók be, a genetika pontos megadásához azonban további összetett vizsgálatok szükségesek.

A „Vulkanitok, etalon kollekció” vékonycsiszolat-gyűjtemény Gyűrűfű környéki Gyűrűfűi Riolit mintái a fentiek alapján átalakult, rosszul osztályozott, kristálygazdag lapillitufát képviselnek. A 9012. számú fúrásból származó minta kőzete erősen összesült, lávaszerű piroklasztit (5. *ábra*), míg a kissé deformált vagy deformálatlan, ívelt peremű kőzetüvegszilánkok utáni pseudomorfozátakat tartalmazó minták (9007. számú fúrás, illetve Gyűrűfűi kavicsanyag; 6. és 7. *ábra*) erősen átalakult, nem összesült lapillitufaként határozhatók meg. Mindezeket figyelembe véve eredményeink megerősítik VARGA (2009) azon felvetését, hogy a Mecsek nyugati részéről származó Gyűrűfűi Riolit nem kiömlési kőzet. Ezzel összhangban állnak azok a korábbi megfigyelések, melyek szerint a 9012. számú fúrásban (95,0 m) a „kvarcporfíron” belül kis vastagságú, finomszemcsés, osztályozatlan és rétegzetlen „portufa”-betelepülés található. Ezen kívül a 9015. számú fúrás alsó kontaktján (235,0 m) „hegedt tufa” jelent meg; a „kvarcporfír” alatti törmelékes összletben egyértelműen tufaszinteket lehetett azonosítani, továbbá közvetlenül a vulkanit felett a terepi dokumentáció szerint tufa jellegű betelepülések vannak (FAZEKAS 1978).

A Cserdi Konglomerátum Formációból származó fúrási és felszíni darakavicsos konglomerátum-, valamint polimikt homokkőminták („alsó tarka konglomerátum”, 4. *ábra*) vázalkotó szemcséin belül alapvetően két eltérő szöveti típusú vulkáni kőzettörmelék fordult elő: nagyobb arányban porfíros felzites, valamivel kisebb mennyiségben reliktvitroklasztos vagy horzsaköves szövetű szemcsék jellemzőek. Petrográfiai megfigyeléseink szerint a porfíros felzites szövetű vulkáni kőzettörmelék nem rokonítható a terület Gyűrűfűi Riolit mintáinak szövetével, így származási helye máshol lehetett, vagy más környezetben keletkezhetett. Ezek a porfíros felzites jellegű vulkanitzemcsék (8. *ábra*, *c-h*; 9. *ábra*, *c és d*; 10. *ábra*, *b-f*; 11. *ábra*, *c és d*) nagy valószínűséggel tényleges kiömlési kőzetet képviselnek, a gyors hűlés következtében mozaikos átkristályosodáson mentek keresztül (MCPIE et al. 1993, HARANGI et al. 2013). A reliktvitroklasztos szövetű szemcsék (10. *ábra*, *a*; 11. *ábra*, *e*) azonban nagy hasonlóságot mutatnak az általunk dokumentált átalakult, kristálygazdag lapillitufával, mennyiségük viszont alárendelt a Cserdi Konglomerátum vizsgált mintáiban. A reliktvitroklasztos és a horzsaköves szövetű szemcsék megjelenése egyértelműen robbanásos vulkáni működés bizonyítéka a területen. Ez alapján a törmelékes kifejlődés kőzetei genetikailag rokoníthatók az említett Gyűrűfűi Riolit csiszolatmintáival.

Eredményeink megerősítik SZEDERKÉNYI (1962) megfigyelését, aki — JÁMBOR & SZABÓ (1960) korábbi jelentésével azonos módon — megállapította, hogy a Gyűrűfű környéki „kvarcporfír” feletti durvatörmelékes összlet kavicsanyaga két eltérő szövetű és típusú „kvarcporfír” kavicsot tartalmaz, melyek közül csak az egyik azonosítható a Gyűrűfűi Riollal. A későbbi kutatások hasonló következtetéseket fogalmaztak meg, a nagy mennyiségű

felzites szövetű szemcséket FAZEKAS (1987) és BODOR & SZAKMÁNY (2009) szintén említette. A Cserdi Formáció tanulmányozása során BODOR & SZAKMÁNY (2009) a polimikt összetételű konglomerátumban a riolitkavicsokon belül megkülönböztették a vitrofíros és a felzites szövetűeket, a vulkanoklasztitokon belül pedig a piroklasztitokat és tufitokat. A Gyűrűfű környéki minták vizsgálata alapján kijelenthető, hogy a Cserdi Konglomerátumban domináns felzites szövetű vulkanitfragmentumok nem párhuzamosíthatók a területen megjelenő, korábban lávakőzetként dokumentált Gyűrűfűi Riollal. Ez a megfigyelés nem támasztja alá azt a korábbi nézetet (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, BODOR & SZAKMÁNY 2009), hogy a konglomerátum törmelékanyaga döntően a fekvő riolit eróziójából származott, hiszen az reliktvitroklasztos szövetű, erősen átalakult, kristálygazdag lapillitufa (valószínűleg horzsakő- és hamuárüledék) a Gyűrűfű környéki (Nyugat-Mecsek) kifejlődési területen.

Következtetések

A „Vulkanitok, etalon kollekció” vékonycsiszolat-gyűjtemény Gyűrűfű környéki területéről kiválasztott (Dinnyeberki és Gyűrűfű közötti fúrások és felszíni feltárások), korábban lávakőzetként dokumentált Gyűrűfűi Riolit mintáinak revíziója rámutatott arra, hogy azok alapanyagának szövege reliktvitroklasztos. A fenokristályokat rosszul osztályozott, többnyire töredezett-repedezett, földpát- és kvarc-kristályok alárendelten átalakult színes ásványok (biotit) alkotják. A mikroszkópos vizsgálat során azonosítható, változó mértékben deformált, átalakult, ívelt peremű kőzetüvegszilánkok, valamint a nagy hőmérsékleten devitrifikálódott (axiolitos, szferolitos) horzsakőfragmentumok alapján az adott minták nem folyásos szövetű lávakőzetet, hanem változó mértékben tömörödött, helyenként összesült piroklasztitot képviselnek. Eredményeink rámutattak arra, hogy a robbanásos vulkáni működés mértékét korábban alábecsülték a vizsgált területen, illetve képződményben.

A 9012. számú fúrás és a Dinnyeberki környéki felszíni feltárások Cserdi Formációba sorolt kőzetmintáinak revíziója — megerősítve SZEDERKÉNYI (1962) eredményeit — rávilágított arra, hogy a Gyűrűfűi Riolit közvetlen fedőjében települő, rosszul osztályozott kőzetanyagban a domináns, vulkáni eredetű kavicsok szövege eltér a korábban lávakőzetként dokumentált Gyűrűfűi Riolit jellegzetes szövetétől. Amíg a Mecsek nyugati részén a kristálygazdag, nagy hőmérsékleten devitrifikálódott, reliktvitroklasztos szöveti típus az általános, a Cserdi Formáció alsó részén — hasonlóan a legutóbbi petrográfiai leíráshoz (BODOR & SZAKMÁNY 2009) — legnagyobb arányban átalakult, felzites szövetű vulkanitfragmentumok azonosíthatók. Ez a megfigyelés nem támasztja alá azt a korábbi nézetet (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998, BODOR & SZAKMÁNY 2009), hogy a konglomerátum törmelékanyaga döntően a fekvő riolit eróziójából származott. A felzites szövetű vulkanitfragmentumok eredete jelenleg ismeretlen;

térben és/vagy időben elkülönülő vulkáni tevékenység kőzetanyagát egyaránt képviselhetik.

A jelen munkában bemutatott összehasonlító vizsgálat folytatásaként a „Vulkanitok, etalon kollekció” gyűjtemény további, a Villányi-hegység északi előteréből, a máriaké-méendi, illetve a battonyai előfordulásból származó Gyűrűfői Riolit csiszolatminták revízióját végezzük el. A képződmény átfogó petrográfiai jellemzéséhez párhuzamos kutatásként a Gyűrűfői Riolit felszíni feltárásának kutatása (SZEMERÉDI et al. 2014), illetve az elérhető fűrészi anyagok (pl. XV. szerkezetkutató fűrés) litofacies szemléletű dokumentálása kapcsolódik, amit katódlumineszcens mikroszkópos és fluidumzárvány-vizsgálatok egészítenek ki (VARGA et al. 2012).

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (OTKA) PD 83511 nyilvántartási számú téma keretein belül (vezető kutató: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával (BO/27/11, RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), valamint a Mecsekérc Zrt. engedélyével készült. A gyűjtemény vizsgálatát MÁTHÉ Zoltán (Mecsekérc Zrt.) és KARÁDI György (Mecsekérc Zrt.) tette lehetővé, amiért ezúton szeretnénk köszönetet mondani. Köszönet illeti SZAKMÁNY György és SZEPESI János lektorainkat, valamint SZTANÓ Orsolya szerkesztőt a kézirat alapos bírálataért, továbbá a tanulmány színvonalát emelő megjegyzéseikért.

Irodalom — References

- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, MOL Rt.-MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.
- BODOR S. & SZAKMÁNY GY. 2009: A felső-permi Cserdi Konglomerátum Formáció kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei (XV. szerkezetkutató fűrés, Ny-Mecsek). — *Földtani Közöny* **139/4**, 325–340.
- BREITKREUZ, C. 2013: Spherulites and lithophysae—200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks. — *Bulletin of Volcanology* **75**, 705 (DOI 10.1007/s00445-013-0705-6), 16 p.
- FAZEKAS V. 1978: Kutatási Zárójelentés: A magyarországi felső-paleozoos vulkanitok ásvány-kőzettani-, kémia-, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata. — *Kutatási zárójelentés*, Mecseki Ércbányászati Vállalat Kísérleti Adattár (J–3033), 141 p.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közöny* **117/1**, 11–30.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GIFKINS, C. C., ALLEN, R. L. & MCPHIE, J. 2005: Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **142**, 29–47.
- HARANGI SZ. 2011: *Vulkánok: A Kárpát-Pannon térség tűzhányói.* — Geolitera, Szeged, 440 p. (ISBN:978-963-306-110-7)
- HARANGI SZ., SZAKMÁNY GY., JÓZSA S., LUKÁCS R. & SÁGI T. 2013: *Magmás kőzetek és folyamatok - gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához.* — ELTE TTK FFI Kőzetan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 566 p. (ISBN 978-963-284-478-7)
- HIDASI T. 2013: A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával. — *Diplomamunka*, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 77 p.
- JAKAB A. 2005: A Gyűrűfői Riolit kőzettani és geokémiai leírása. — *Diplomamunka*, ELTE Kőzetan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.
- JÁMBOR Á. & SZABÓ J. 1960: A perm összletben végzett kavicsvizsgálatok eredményeiről. — *A II. számú kutatócsoport 1960. évi jelentése*, MÉV Adattár, Pécs
- KARÁTON D. 1998: *Vulkanológia I.* — Egyetemi jegyzet, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 237 p.
- KONRÁD GY. & BARABÁS A. 2001: A magyarországi uránérckutatról és a nyugat-mecseki uránércbányászatról szóló zárójelentés. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **134/4**, 212–219.
- KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fialat tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közöny* **140/2**, 445–468.
- MCCARTHER, A. N., CAS, R. A. F. & ORTON, G. J. 1998: Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). — *Bulletin of Volcanology* **60**, 260–285.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* — Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 2007: Practical Volcanology: Lecture Notes for Understanding Volcanic Rocks from Field Based Studies. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **207**, Budapest, 221 p.
- PAULICK, H. & BREITKREUZ, C. 2005: The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. — *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* **94**, 834–850.
- SZEDERKÉNYI T. 1962: Földtani jelentés a Ny mecseki (Gyűrűfű) kvarcporfir földtani, kőzettani és radiológiai vizsgálatának eredményeiről. — *Kéziratos jelentés*, MÉV Adattár (J–0100), Pécs, 92 p.
- SZEMERÉDI M., VARGA A. & LUKÁCS R. 2014: A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzettani jellemzése a Gyűrűfű és Dinnyeberki közötti felszíni feltárások alapján. — In: PÁL-MOLNÁR E. & HARANGI SZ. (szerk.): *Kőzettani folyamatok a földköpenytől a felszíniig*, 5. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés kiadványa, Budapest, ISBN 978-963-482-997-3, p. 84.
- VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos-alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — *Doktori (PhD) értekezés*, ELTE Kőzetan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.

- VARGA A. 2011: A dél-dunántúli permokarbon képződmények: Hagyományos felfogás és rétegtani problémák. — *Mecsek Földtani Terepgyakorlat*, Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Bizottsága, Orfű, 2011. augusztus 3–9., Kirándulásvezető, 13–17.
- VARGA, A., DABI, G. & BAJNÓCZI, B. 2012: Initial results of textural and fluid inclusion analyses of Gyűrűfű Rhyolite Formation (Permian, SW Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, Szeged* **7**, p. 145.
- VARGA A., DABI G., RAUCSIK B., BAJNÓCZI B., SCHUBERT F., PÁL-MOLNÁR E. & HIDASI T. 2013: *Késő-variszkuszi üledékképződési környezetek rekonstrukciója a Dél-Dunántúlon: a Korpádi Homokkő, a Gyűrűfű Riolit és a Cserdi Konglomerátum Formációk kapcsolatrendszer.* — IV. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés Kiadványa, Molnár Nyomda és Kiadó Kft. Pécs, ISBN 978-963-8221-52-0, 7–11.
- WILLCOCK, M. A. W., CAS, R. A. F., GIORDANO, G. & MORELLI, C. 2013: The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (N1290 km³), intra- to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **265**, 102–126.
- Kézirat beérkezett: 2015. 01. 27.

Új adatok a Dráva-medencei középső-miocén konglomerátum-breccsa kőzettani összetételéről és lehordási területéről

GYÓRFY Éva

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/a, eva.gyorfy@gmail.com

Mid-Miocene coarse-clastic sequences in the Dráva Basin: petrography and provenance

Abstract

The goal of the thesis of the present study is to characterize the Mid-Miocene conglomerate/breccia of the Dráva Basin and to determine the source area of its dolomite, calcite and metamorphite clasts by using local borehole data (A–I, A–1, –2, –3, –4, –5, B–1).

The local basin is a part of the Dráva Basin both in terms of geological and structural geological build-up; therefore it is made up of similar rocks. The stratigraphy evident from wells in the area indicates that the basement is made up of predominantly Palaeozoic metamorphic rocks and, subordinately, Triassic dolomite and limestone overlain unconformably by Miocene conglomerate/breccia.

Syn-rift faults were responsible for the way in which the basin developed. In the post-rift phase, reverse faults came into being. The carbonate rock fragments can be placed in the Triassic, based on their textural attributes. The potential source area of dolomites is assumed to be in the south–south-west; this is proven by the roundness and variability in size of dolomite clasts in a N–NE direction. In this direction the size of the clasts is reduced while their roundness is increased. Further proof could also be that, with the exception of local boreholes, the carbonate rocks (mainly dolomites) appear only in C–2, B–1 and Tar M–1 boreholes. These carbonate rocks are known as bedrocks only in the Víz–4/b and F–1 boreholes; however, they probably appear in other parts of the area. Based on the size and roundness of dolomite and limestone clasts and the lack of dolomite and limestone pebbles in the N–NE part of the territory, the source area of the pebbles can be excluded as coming from this direction.

The first type of metamorphite (consisting of Al-silicate) might have emerged from a NW direction on the basis of its textural characterization (i.e. in the So–3 and perhaps Szta–2 boreholes). The nearby source area is underpinned and reinforced by the relatively angular appearance of the metamorphite. The determination of the source area of the second type of metamorphite is complicated; this is due to its well-rounded shape and the fact that it is exclusively composed of quartz, feldspar and mica.

Keywords: *Dráva Basin, Miocene, dolomite, limestone and metamorphite clasts, roundness analyst, palaeogeography, transport direction*

Összefoglalás

Jelen tanulmány a szűkebb értelemben vett Nagyatádi–medence DNy-i peremén mélyült fúrások (A–I, A–1, –2, –3, –4, –5 és B–1) által feltárt középső-miocén durvatörmelék összetételének és bennük előforduló dolomit, mészkő és metamorf kőzettörmelék származási helyének meghatározásával foglalkozik. Az alaphegység uralkodóan paleozoos gneisz és csillámpala, alárendelten triász dolomit és mészkő kőzeteire diszkordánsan települnek a középső-miocén durvatörmelék képződmények.

A medence kialakításában szinrift vetők játszottak szerepet. A pannóniai posztrift fázis idején feltelődások jöttek létre.

A szöveti jellemzők alapján nagy valószínűséggel triász korú, karbonát anyagú durvatörmelék lehetséges forrás-területe a vizsgált területtől D-re, DNy-ra található. Ezt mutatják a dolomit- és mészkőklasztok méretbeli és kerekítettségi változásai É és ÉK felé haladva. Ezen irányban a klasztok mérete csökken, a kerekítettsége pedig nő. További bizonyíték, hogy a távolabbi területen a vízvári fúrások kivételével csak mindössze három fúrásban jelenik meg dolomit és/vagy mészkő durvatörmeléke, de itt is csak kis mértékben és mennyiségben. Feltehetően triász korú karbonátkőzet szálban csak a vizsgált területtől délre található Víz–4/b és F–1 számú fúrásokból ismert.

Az 1. típusú (Al-szilikátokban gazdag) metamorf kőzettörmelék szöveti megjelenése és ásványos összetétele alapján legnagyobb valószínűséggel ÉNy felől származhat (So–3 és Szta–2 jelű fúrás). A közeli forrás-területet a törmelék viszonylag szögletes megjelenése is alátámasztja. A 2. típusú (Al-szilikátokat nem tartalmazó) metamorf kőzettörmelék forrás-területének meghatározását nehezíti, hogy azok jól kerekítettek, továbbá szinte csak kvarcból, földpátból és csillámból állnak.

Tárgyszavak: *Dráva-medence, miocén, dolomit-, mészkő-, metamorf kavic, kerekítettség-vizsgálat, ősföldrajz, szállítási irány*

Bevezetés

A Dráva-medence É-i peremén elhelyezkedő, az alsó (?) – középső-miocénben aktív, szűkebb értelemben vett Nagyatádi-medencében az 1980-as évektől sok szénhidrogén-kutató fúrás mélyült (KÖRÖSSY 1989). A dolgozat az A–I, A–1, –2, –3, –4 és –5, valamint a B–1 jelű fúrások által feltárt középső–miocén durvatörmelékcsalád összetételét foglalkozik.

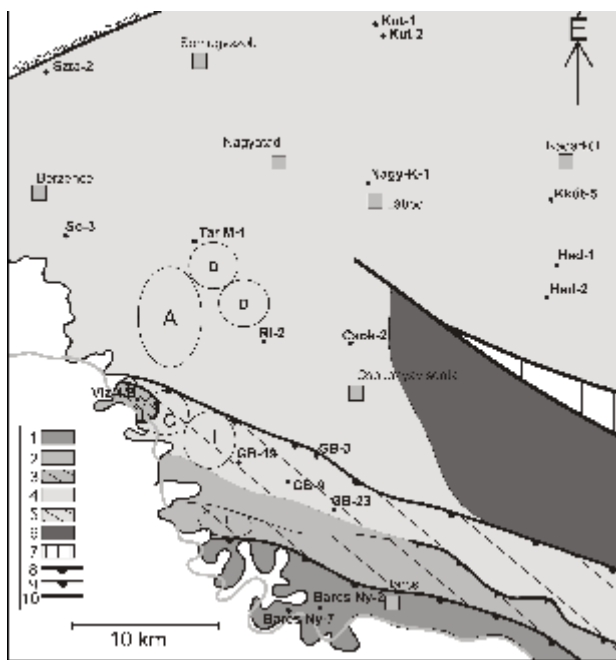
Munkám célja a vízvári fúrásokban feltárt középső-miocén durvatörmelékcsalád részletes jellemzése, különös tekintettel a karbonát anyagú és metamorf kavics/közet-törmelék valószínű forrásterületének meghatározása. Ehhez a fúrómagok makroszkópos és mikroszkópos jellemzése mellett kerekítettesség-vizsgálatra is sor került. Az ősföldrajzi rekonstrukcióhoz szeizmikus szelvényeket és fúrási jegyzőkönyvekben leírt rétegsorokat használtam fel. A durvatörmelékcsalád vastagságtérképeinek megszerkesztése, és az ebből levonható következtetések a többi általam végzett vizsgálat eredményeivel egybevetve lehetőséget adtak arra, hogy megállapítható legyen a feltételezett forrásterület helyzete és a durvatörmelék valószínű szállítási iránya.

A terület megismeréstörténete

A Dráva-medence aljzatában a nagy kiterjedésű paleozoikum metamorf és karbon szárazföldi törmelékcsalád képződményeken túl megjelennek mezozoos kifejlődések is. A terület legdélebbi részén kisfokú metamorf, mezozoos képződmények fordulnak elő. Ettől É-ra az alsó-triász Jakabhegyi Homokkő Formáció folyóvízi és delta kifejlődésű sziliciklasztos kőzetei (BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL 2005), majd tovább É-ra sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos középső-triász található (HAAS et al. 2010, 1. ábra). Paleogén képződmény ezzel szemben a Dél-Dunántúlon csak Szigetvár (WÉBER 1985, VARGA et al. 2004) és Szentlőrinc térségében fordul elő (WÉBER 1982, VARGA et al. 2004).

A Pannon-medencében a kora-miocénben süllyedés és üledékképződés kezdődött (TARI & HORVÁTH 1995, TARI & PAMIĆ 1998). Ekkor képződött a Szászvári Formáció (HÁMOR 1970, BARABÁS et al. 1996, CHIKÁN 1991, JÓZSA et al. 2009). A képződmény alsó részét homok, homokkő, aleurolit, kavics és konglomerátum váltakozásából álló folyóvízi és ártéri képződmények alkotják. Felső részét folyóvízi–mocsári kifejlődésű agyag, homok, homokkő építi fel, helyenként kőszénrétegek közbevetüléssel (JÓZSA et al. 2009). A kárpátiak leírt tengeri üledékes rétegsor — homokos és agyagos márga tufa közbevetülésekkel — a vizsgált területen valószínűleg nem, de tágabb környezetben megtalálható. Ott nangi vulkanitok és az alsó riolit tufa a fúrásoktól Ny-i, ÉNy-i irányban ismertek (TARI 1992).

A medencesüllyedés folytatódásával a kárpáti szárazulati területeket a kora-badeniben tenger borította el. A badeni képződmények kis területen is jelentős változékonyságot mutatnak (Magyarország 1:100 000 méretarányú mélyföldtani térképe — MÁFI Geoportal). A horvát területeken a sekély vízben biogén mészhomokkő, míg a mély



1. ábra. Magyarország prekainozoos földtani térképe (részlet az aljzatot ért legismertebb mélyfúrások, valamint a vizsgált középső-miocén konglomerátumot harántolt fúrások területének (A, B, C, D, F, I) feltüntetésével), 1:500 000 (HAAS et al. 2010)

1 - Kisfokú metamorf mezozoos képződmények, 2 - Alsó-triász sziliciklasztos képződmények, 3 - Középső-triász sziliciklasztos és karbonátos összlet, 4 - Variszki gneisz, csillámpala, amfibolit, 5 - Variszki gneisz, csillámpala, márvány, 6 - Felső-karbon szárazföldi törmelékcsalád, 7 - fillit, 8 - Elsőrendű mezozoos takaró, 9 - Másrendű mezozoos rátalódás, 10 - Kainozoos tektonikai elem

Figure 1. Pre-Cenozoic geological map of Hungary (extract with the best known wells, which explored the basement rocks and the area of that wells, which explored the examined Miocene conglomerate), 1:500,000 (HAAS et al. 2010)

1 - Mesozoic low-grade metamorphic rocks, 2 - Lower Triassic siliciclastic formations, 3 - Middle Triassic siliciclastic and carbonate beds, 4 - Variscan gneiss, mica, amphibolite, 5 - Variscan gneiss, mica, marble, 6 - Upper Carboniferous terrestrial siliciclastic sequence, 7 - Phyllite, 8 - Primary Mesozoic nappe, 9 - Secondary Mesozoic nappe, 10 - Cenozoic tectonic element

vízben turbidites összletek találhatók, szürke és barna színű márga-közbetelepülésekkel (LUČIĆ et al. 2001). A Mura- és Dráva-medencében alkalmanként nagyon vastag, neutrálból bázisosig terjedő összetételű láva és piroklasztit, Délnyugat-Magyarországon halpikkelyes tavi agyagos márga és a Congeria-tartalmú homok található (SAFTIĆ et al. 2003). Másként fogalmazva a Szászvári Formációra következik a Budafai Formáció. Efelett települ, néhány helyen azzal összefogazódik a Tekerési Slír, mely sárgásszürke finomhomokos aleurolitból, homokos agyagból és agyagmárgából áll (HÁMOR 2001, BÁLDI et al. 2002). Nyíltvízi képződmény, mely foraminiferában gazdag (HÁMOR 2001, SZENTGYÖRGYI & JUHÁSZ 1988). A vizsgált fúrásokban a Budafai Homokkő feletti finomabb szemcsés képződmények a Tekerési Slír Formáció tagjai. A fúrásokban a Badeni Agyag és a Szilágyi Agyagmárga Formáció is megtalálható. A Badeni Agyag nyíltvízi, uralkodóan szürke agyagból, agyagmárgából áll, vékonyhéjú foraminifera- és molluszkafaunával. A késő-badenit a Szilágyi Agyagmárga Formáció Turritella–Corbula-tartalmú agyagos és márga jellegű kifejlődése képviseli — több mint 100 méter vastagságban — utalva ezzel egy nyílt tengeri környezetre (BÁLDI et al.

2002). A képződmény összefogazódik, illetve közberétegzett a Lithothamnium-tartalmú alsó és felső „lajtamészkevel” (SAFTIĆ et al. 2003), azaz a Pécsszabolcsi és a Rákosi Mészke Tagozattal (GYALOG & BUDAI 2002).

A badeniben meglévő rétegsorokat mindenütt regresszió zárta a szarmatában (POGÁCSÁS 1984, PAVELIĆ 2001, VRSALJKO et al. 2006, TÓTH 2009). Az Alp–kárpáti-hegységrendszerben ekkor szerkezeti változások következtek be, amelyek a tenger végső izolációjához, egyúttal a Pannon-tó kialakulásához vezettek (MAGYAR & GEARY 1999, MÜLLER et al. 1999). A vizsgált területen szarmata képződményt nem ismerünk. Észak-Horvátországban a vékonyan rétegzett szarmata mészmárga karakterisztikus brakkvízi faunaegyüttest tartalmaz (LUČIĆ et al. 2001, PAVELIĆ 2001). A vulkáni tevékenység drámaian csökkent, ami a lokálissá váló piroklasztit-felhalmozódásokban tükröződik (SAFTIĆ et al. 2003).

A pannóniai üledékek diszkordánsan települnek a szarmatára, az idősebb üledékekre, sőt a kristályos alaphegységre is (HORVÁTH & TARI 1999). A Dráva–medence északi részén a transzgressziós pannóniai rétegsor konglomerátummal kezdődik, homokkő-közberéteggel, főleg a preneogén aljazat felett (BÉRCZI et al. 1988, MAGYAR 2010). Efelett települ a nyíltvízi, átlagosan 100–200 m vastag Endrődi Márga Formáció. A rétegsor sötétszürke mészmárgával, márgával kezdődik, felfelé fokozatosan mélyvízi agyagmárgába megy át. Az Endrődi Márga felett települ a Szolnoki Formáció, mely turbidit eredetű finomszemcsés homokkő, aleurolit és agyagmárga–márga rétegeinek váltakozásából áll. A korábban Drávai, újabban Algyői Agymárga Formáció a medence víz alatti lejtőjén képződött. Sötétszürke agyagmárgából, aleurolitból és homokkőből épül fel. E felett települ a deltafront–deltasíkság és sekély „self” környezetben lerakódott homokkő, aleurolit és agyagmárga váltakozásából álló Újfalui Formáció (KÖRÖSSY 1989, JUHÁSZ 1998; SACCHI et al. 1999, UHRIN & SZTANÓ 2012). A vizsgált fúrásokban efelett pliocén képződmények települnek, ugyanakkor a Zagyvai Formáció a tágabb területen megtalálható. Ezt követte a meanderező folyórendszer kialakulása (SAFTIĆ et al. 2003). A pleisztocén glaciális periódusa alatt eolikus kvarchomok halmozódott fel a Dráva-medence nyugati részén. A tavi–mocsári környezetben képződött üledék a melegebb periódusokat képviseli (VELIĆ & SAFTIĆ 1991, BAČANI et al. 1999).

A fúrómagokon alkalmazott vizsgálati módszerek

Az érintett fúrásokból (A–I, A–1, –2, –3, –4, –5, B–1, Víz–4/b és F–1) magvételezésre került sor.

A szemcsék kerekítettségének mérése mindenekelőtt azért fontos, mert így megbecsülhető, hogy a törmelék-szemcsék milyen hosszú távon szállítottak az üledékgyűjtőbe kerülésük előtt. A kerekítettség-vizsgálat egyik legelfogadottabb módszere a SZÁDECZKY-KARDOSS (1933) által ismertett CPV eljárás. Matematikailag ezen módszer

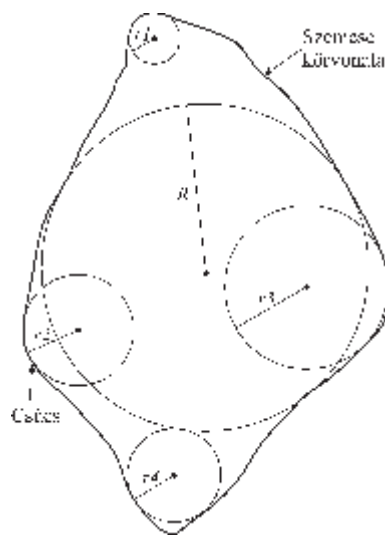
számos okból nem természetes mérője a kerekítettségnek. Problémája, hogy a kapott eredmény nem független a három merőleges irány megválasztásától. Esetünkben ráadásul függőleges keresztmetszetek és vékonycsiszolatok állnak rendelkezésre. Emiatt többnyire nem olyan metszetek esnek a magminta és csiszolat síkjába, amilyenekbe a vizsgálandó klaszt tényleges hosszúsága és szélessége esik, vagy pedig amely köré írható kör a szemcse köré írhatóval valóban egyező. Mindazonáltal számos szemcsén elvégzett vizsgálat alapján a kőzetet felépítő szemcsék kerekítettségéről mégiscsak szerezhethetünk az ismertett eljárással bizonyos közelítő képet (SZÁDECZKY-KARDOSS 1933).

A CPV vizsgálat mellett egy másik kerekítettség-vizsgálatot is elvégeztem. Ez esetben a csúcsok átlagos görbületi sugarának és a legnagyobb beleírható kör sugarának hányadosa határozza meg egy szemcse kerekítettségét (WADELL 1932). A következő képlet szemlélteti az összefüggést,

$$kerektség = \frac{\sum_{i=1}^N r_i / N}{R}$$

ahol r a csúcsok görbületi sugara, N a sarkok száma, és R a legnagyobb beírt kör sugara (2. ábra), $r_i < R$. Fontosnak tartom megjegyezni, hogy mind a két kerekítettség-mérés eredményét befolyásolja a szemcse mérete. Minden esetben megfigyelhető, hogy kis méretben a szemcsék kerekítettebbek. Ez annak is köszönhető lehet, hogy a kis méretű szemcsék esetében a körvonallhatárok összemosódnak a nagy felbontás ellenére is, míg nagyobb méretben a körvonal kis részletei is jól látszanak.

A CPV és Wadell-index számításában és ábrázolásában a kifejezetten ezen dolgozathoz FARICS Dávid által fejlesztett Rock Analyst 1.0 informatikai alkalmazás volt segítségemre. A program segítségével a kerekítettség-méréseken túlmenően statisztikai vizsgálatok elvégzésére is lehetőség nyílt. Az alkalmazással pontosan meg lehetett



2. ábra. WADELL (1933) eljárásának illusztrációja a szemcse kerekítettség-vizsgálathoz (SUKUMARAN & ASHMAWY 2001)

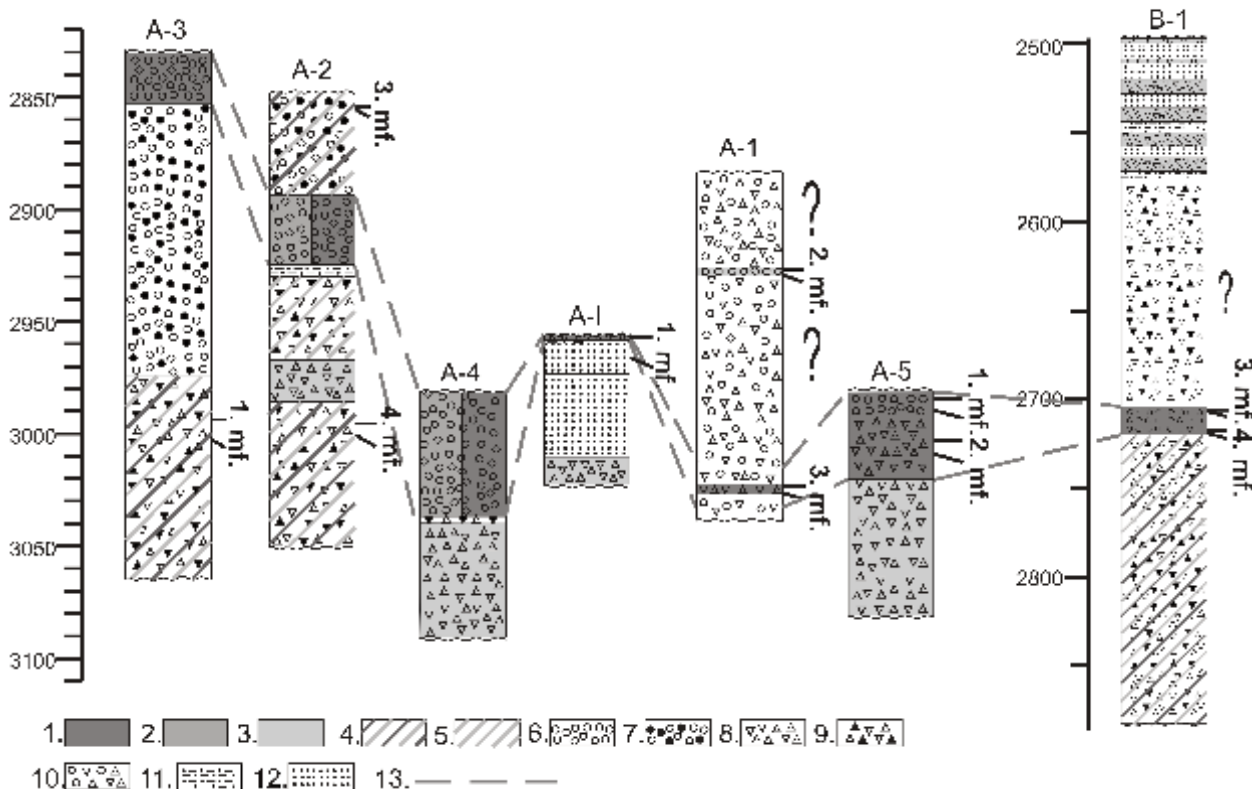
Figure 2. Illustration of the WADELL (1933) process for the determination of roundness of the grains, according to SUKUMARAN & ASHMAWY (2001)

határozni minden rendelkezésre álló magfúrásban az előforduló szemcsetípusok százalékos területi megoszlását, továbbá az egyes mérettartományokban lévő szemcsetípusok darabszámát is.

A dolomitklasztok polarizációs mikroszkópos leírásánál kristálméret tekintetében az alábbi beosztást alkalmaztam FLÜGEL (2010) alapján: dolomikrit 4 mikrométerig, dolomikropátit 4–16 mikrométer között, finomkristályos dolomit 16–60 mikrométer között, közép-kristályos dolomit 60–250 mikrométer között, durvakristályos dolomit 250 mikrométer felett. A dolomit szöveti jellegeit SIBLEY & GREGG (1987) és MACHEL (2004) publikációja alapján határoztam meg. A vékonycsiszolatokon DICKSON (1966) festési módszerét alkalmaztam. A festés során a dolomit egy részének színe változatlan maradt, a vastartalmú dolomitok ellenben türkizkék színűre festődtek. A festés során keletkezett színek értelmezésében SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE (2003) tanulmánya segített.

A fúrások által feltárt középső-miocén durvatörmelék-összetétel jellemzése

Az általam vizsgált fúrások (A–I, A–1, –2, –3, –4, –5 és B–1) középső-miocén durvatörmelék-egységének rétegsorait a 3. ábrán mutatom be. A rétegsorok a fúrások kútönyveinek befejező jelentésében olvasható földtani leírás alapján készültek. Ezeket később kiegészítettem a magvizsgálatok és a kerekítettesség-vizsgálatok eredményeivel, melyek alapján néhol jelentősen megváltozott a kútönyvi leírás alapján ismert földtani felépítés. Az ábrázolt rétegsorban külön jelölést kaptak a monomikt és oligomikt, döntően dolomit és mészkő, illetve döntően metamorf kavics/közetörmelék-ből álló rétegeket tartalmazó fúrások, továbbá azon rétegek, melyekben polimikt konglomerátum/breccsa rétegben jelenik meg dolomit- és/ vagy mészkőtörmelék. A 3. ábrán a rétegsorokban feltűntetésre kerültek azon tartományok, amelyekből magminta



3. ábra. Konglomerátum/breccsa rétegsorok a kútönyvek befejező jelentésének földtani rétegsora és a magvizsgálatok alapján. A mélységadatok a Balti-tenger „0” szintjéhez viszonyítottak

1 – Döntően dolomit durvatörmelék-tartalmazó konglomerátum/breccsa, 2 – Döntően mészkő durvatörmelék-tartalmazó konglomerátum/breccsa, 3 – Döntően metamorf eredetű durvatörmelék-tartalmazó konglomerátum/breccsa, 4 – Polimikt konglomerátum/breccsa dolomit és mészkő durvatörmelék előfordulásával, 5 – Polimikt konglomerátum/breccsa mészkő durvatörmelék előfordulásával, 6 – Monomikt és oligomikt konglomerátum, 7 – Polimikt konglomerátum, 8 – Monomikt és oligomikt breccsa, 9 – Polimikt breccsa, 10 – Monomikt és oligomikt konglomerátum/breccsa, 11 – Aleurolit, 12 – Homokkő, 13 – Főként dolomit (és mészkő) durvatörmelék-tartalmazó monomikt/oligomikt konglomerátum/breccsa rétegek korrelációs vonala

Figure 3. Distribution of conglomerate/breccia beds of geological succession based on the well reports and core analysis. The depth values are compared to “0” level of Baltic Sea

1 – Conglomerate/breccia beds containing predominantly dolomite fragments, 2 – Conglomerate/breccia beds containing predominantly limestone fragments, 3 – Conglomerate/breccia with predominance of metamorphic rock fragments, 4 – Polymict conglomerate/breccia with occurrences of dolomite and limestone fragments, 5 – Polymict conglomerate/breccia with occurrences of limestone fragments, 6 – Monomictic and oligomictic conglomerate, 7 – Polymict conglomerate, 8 – Monomictic and oligomictic breccia, 9 – Polymict breccia, 10 – Monomictic and oligomictic conglomerate/breccia, 11 – Siltstone, 12 – Sandstone, 13 – Correlation line of predominantly dolomite (and limestone) bearing rock fragments of monomictic/oligomictic conglomerate/breccia beds

állt rendelkezésre. Fontos megjegyezni, hogy magvételezésre csak bizonyos részekből került sor, így a szerkesztett rétegsorok hibával terheltek. A továbbiakban a kavics/közetörmelék kifejezést használok ott, ahol az adott magmintában kerekített és szögletes törmelékscemse egyaránt előfordul.

A kerekítettség-vizsgálathoz szerkesztett CPV diagramokat a 4. ábra szemlélteti. A mintaszámokat, melyekből az egyes fúrómagok diagramja készült, az I. táblázat tartalmazza. 30 mintaszám alatt diagramot nem készítettem, amit a táblázatban „nincs vizsgálat = nv”-vel jelöltem. Mészköttörmelék esetében — a kevés mintaszám miatt — a kerekítettség-vizsgálat elvégzését nem tartottam érdemesnek.

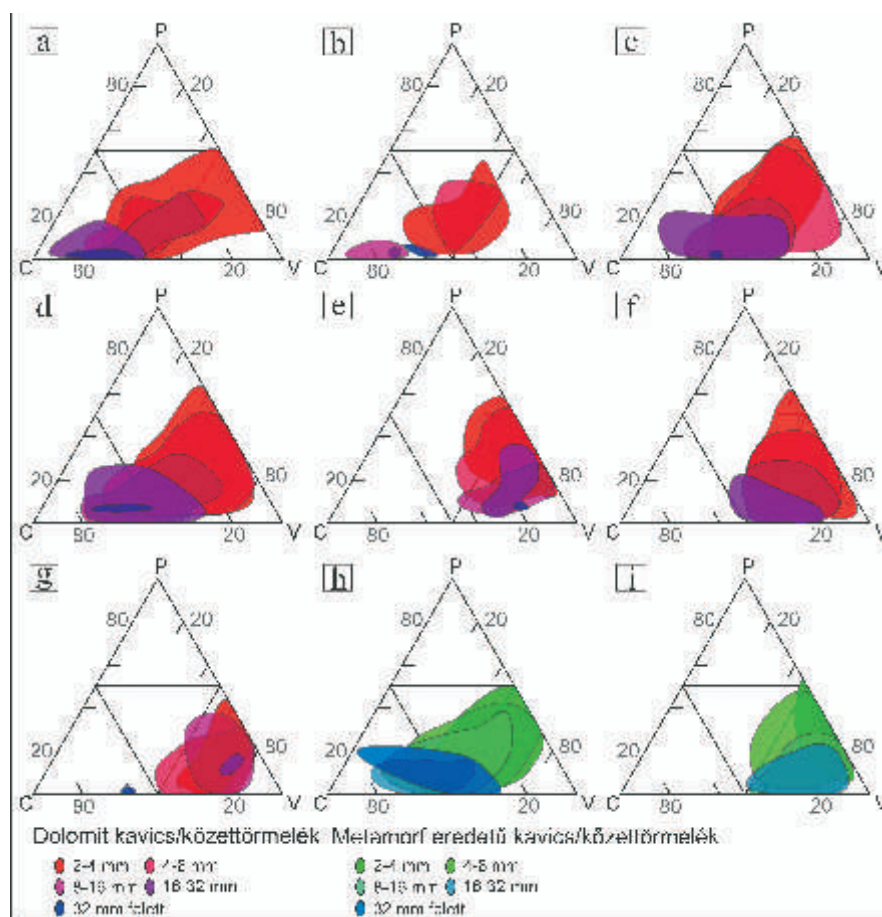
A Wadell-index által kapott kerekítettség-értékeket a II. táblázat tartalmazza.

A rétegsor szerkesztésében segítségemre voltak a magfúrásonként szerkesztett kördiagramok az előforduló szemcsetípusok százalékos területi megoszlásáról, melyek közül egyet mutatok be az 5. ábrán.

Az A–I jelű fúrákban a középső-miocén durvatörmel-

lékes összlet vastagsága 67 m. A rétegsor legfelső részén — magvizsgálatokkal alátámasztva — döntően dolomit, alárendelten vulkanit, még kevesebb mennyiségben kvarcit és metamorf közettörmelékből álló dolomit kötőanyagú monomikt breccsa található. Az általam vizsgált fúrák közül itt van a legszögletesebb dolomit-közettörmelék (4. ábra, a; II. táblázat). Előfordulnak nagyméretű, 10 cm-es klasztok is (6. ábra, a;). A rétegsorban lefelé haladva aprószemcsés homokkő települ, majd a legalsó részén főként metamorf közettörmelékből álló breccsa található.

Az A–1 jelű fúrában 155 m vastagságban, konglomerátum, illetve breccsa települ. A kútkönyvi leírás alapján alapanyaga durvaszemcsés homokkő, a klasztok anyaga pedig döntően dolomit. Saját megfigyeléseim alapján ezt a következőkben pontosítottam: A 2. magfúrás anyagából származó minta döntően metamorfit, alárendelten vulkanit és kvarcitkavicsokból álló oligomikt konglomerátum (I. tábla, 1. kép). A 3. fúrómag vizsgálata alapján a breccsa oligomikt, döntően dolomit durvatörmelékkel tartalmaz. Alárendelten metamorfit, továbbá vulkanit, kvarcit és



4. ábra. A dolomit (a, b, c, d, e, f, g) és a metamorf eredetű (h, i) durvatörmelék CPV diagramja mintánként A–I fúrás 1. mintában (a), A–1, fúrás 3. mintában (b), A–2 fúrás 4. mintában (c), A–3 fúrás 1. mintában (d), A–5 fúrás 1. mintában (e), B–1 fúrás 3. mintában (f), B–1 fúrás 4. mintában (g), A–3 fúrás 1. mintában (h), A–1 fúrás 2. mintában (i)

Figure 4. CPV diagram showing coarse-grained pebbles and debris of dolomites (a, b, c, d, e, f, g) and metamorphic rocks (h, i) per cores

In the core no 1 of A–I well (a), in the core no 3 of A–1 well (b), in the core no 4 of A–2 well (c), in the core no 1 of A–3 well (d), in the core no 1 of A–5 well (e), in the core no 3 of B–1 well (f), in the core no 4 of B–1 well (g), in the core no 1 of A–3 well (h), and in the core no 2 of A–1 well (i)

I. táblázat. CPV mintaszámok az egyes magfűrészekből

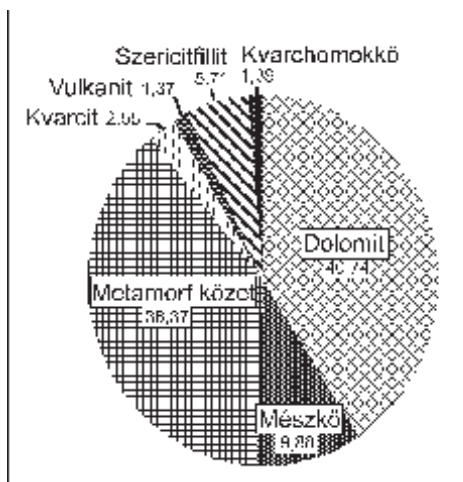
Table I. CPV sample numbers of the cores

Fúrás / Core	Minta száma / Sample	Dolomit kavics/közetbőrmelék száma (db) / Number of dolomite pebbles/debris	Gneisz kavics/közetbőrmelék száma (db) / Number of gneiss pebbles/debris
A-1	1.	170	0
A-1	2.	0	59
A-1	3.	50	47
A-2	3.	56	0
A-2	4.	285	156
A-3	1.	562	387
A-5	1.	95	0
B-1	3.	348	0
B-1	4.	8.	0

II. táblázat. WADELL (1933) féle kerekítettség értékek

Table II. The roundness values of WADELL (1933)

Minta száma / Sample No.	Dolomit/Dolomite					Átlag
	2-4	4-8	8-16	16-32	32-	
A-1: 1.	0,39	0,37	0,33	0,30	0,29	0,34
A-1: 3.	0,38	0,39	0,35	0,31	0,30	0,35
A-2: 4.	0,45	0,47	0,45	0,42	0,34	0,42
A-3: 1.	0,49	0,46	0,45	0,40	0,36	0,43
A-5: 1.	0,57	0,55	0,56	0,48	0,48	0,53
B-1: 3.	0,60	0,48	0,50	0,50		0,52
B-1: 4.	0,58	0,50	0,61	0,62	0,47	0,56
Minta száma / Sample No.	Gneisz/Gneiss					Átlag
	2-4	4-8	8-16	16-32	32-	
A-3: 1.	0,51	0,50	0,47	0,43	0,40	0,46
A-1: 2.	0,48	0,50	0,53	0,50	-	0,50



5. ábra. A durvatörmelék típusok területszázalékos megoszlása (A-3 1. minta 3132–3141 m, 90 cm-es mag alapján)

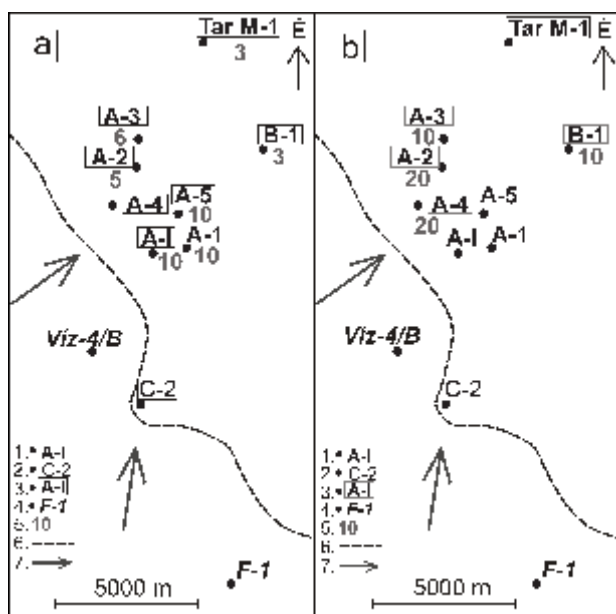
Figure 5. Percentage distribution area of the pebbles/debris types (core no 1 of the A-3 well in the interval 3132–3141 m, based on 90 cm long core)

kvarchomokkő törmeléke jelenik meg. A dolomit durva-törmelék méretében (6. ábra, a) és szögletességében (4. ábra, b; II. táblázat) az A–I jelű fűrés 1. mintájához hasonló képet mutat, annak ellenére, hogy csak igen kevés mérési ponttal jellemzett. A fenti leírásokat figyelembe véve a szerkesztett rétegsorban a kűtkönyv adataiból csak azt jelöltem, hogy monomikt/oligomikt konglomerátumról, illetve breccsáról van szó, kérdőjellel jelezve a dolomit mindenhol megjelenő domináns mennyiségét.

Az A-2 jelű fűrásban a középső-miocén durvatörmelékes összlet vastagsága 203 m. A rétegsor felső részében polimikt, vizsgálataim alapján döntően metamorfit és dolomit durva-törmelékből, alárendelten mészkő, kvarcit, és vulkanit kavics/közetbőrmelékből álló sziliciklasztos-karbonátos kötőanyagú konglomerátum található. A 3. minta esetében a rendelkezésre álló kevés adat miatt CPV diagram szerkesztése nem volt lehetséges, ugyanakkor makroszkópos megfigyelések alapján a durvatörmelék jól kerekített. A rétegsorban lefelé haladva dolomit, barnásszürke mészkő és alárendelten kvarcit törmelékéből álló konglomerátum, majd aleurolit települ. Ez alatt kvarcit, mészkő és metamorf közettörmelékből álló polimikt breccsa található, majd lejjebb ugyanezen kifejlődés jelenik meg, de mészkőtörmelék nélkül. Megfigyeléseim alapján a rétegsor alsó részén döntően metamorfitból, dolomitból és mészkőből, alárendelten vulkanit, kvarcit, kvarchomokkő és agyagkő anyagú durvatörmelékből álló aleurolitos kötőanyagú polimikt breccsa települ. Ezen rétegekben találhatóak az általam észlelt, maximum 5 cm-es dolomitklasztok és 20 cm-es mészkőklasztok (6. ábra), továbbá a maximum 10 cm-es metamorf közettörmelékek. A 4. mintában a dolomit-klasztok nem olyan szögletesek, ugyanakkor nem is jól kerekítettek, kiváltképp a nagyobb mérettartományokban (4. ábra, c; II. táblázat).

Az A-3 jelű fűrásban a középső-miocén durvatörmelékes összlet vastagsága 235 m. A rétegsor felső részén dolomit, alárendelten kvarc- és kvarcitkavicsokból álló konglomerátum, ez alatt homokos kötőanyagú kvarc, tufa és metamorf kavicsokból álló polimikt konglomerátum települ. Megfigyeléseim alapján a rétegsor alsó részén döntően dolomit, metamorfit, mészkő, kvarcit, vulkanit, alárendelten kvarchomokkő kavics/közetbőrmelékből álló, agyag-aleurolit, néhol homokos aleurolit alapanyagú polimikt breccsa települ (I. tábla, 2. kép). Ezen rétegekben találhatóak az általam észlelt, maximum 6 cm-es dolomitklasztok és a maximum 10 cm-es mészkőklasztok (6. ábra), továbbá a maximum 10 cm-es metamorf közettörmelék. Az 1. mintában a dolomitklasztok nem olyan szögletesek, ugyanakkor nem is jól kerekítettek, kiváltképp a nagyobb mérettartományokban (4. ábra, d; II. táblázat).

Az A-4 jelű fűrás esetében a középső-miocén durva-törmelékes összlet vastagsága 113 m. A rétegsor felső részén döntően dolomit, mészkő és kvarcit törmelékből álló, homokos kötőanyagú konglomerátum található. Ez alatt ural-
kodóan kvarcból álló, helyenként vulkanittörmeléket tartalmazó agyagos kötőanyagú breccsa települ. A rétegsor alsó részén döntően kvarcitból és metamorf közettörmelékből álló breccsa található.



6. ábra. Dolomit (a) és mészkő (b) durvatörmelék maximális mérete az egyes fúrásokban

1 - A fúrás a konglomerátum/breccsa fekvését és fedőjét is harántolta, 2 - A fúrás nem harántolta a konglomerátum/breccsa rétegek fekvését, 3 - Konglomerátum/breccsa dolomit (a) vagy mészkő (b) durvatörmelék előfordulásával, 4 - Triász dolomit és/vagy mészkő szálkőzetet tartalmazó fúrás, 5 - Dolomit (a) vagy mészkő (b) durvatörmelék maximális mérete a fúrásban, 6 - A konglomerátum/breccsa elterjedési határa, 7 - Triász dolomit és mészkő törmeléksszállítás valószínű irányja

Figure 6. The maximum size of the dolomite fragments in the cores (a), The maximum size of the limestone fragments in the cores (b)

1 - The well explored both the footwall and the hanging wall of the conglomerate/breccia beds, 2 - The conglomerate/breccia beds and their hanging wall were explored only, 3 - Conglomerate/breccia beds with dolomite (a) or limestone (b) fragments, 4 - (Triassic) dolomite and limestone bedrocks explored by wells 5 - The maximum size of dolomite (a) or limestone (b) pebbles/debris in the wells, 6 - Geographic extent of the conglomerate/breccia beds, 7 - Feasible transport direction of the Triassic dolomite and limestone fragments

Az A-5 jelű fúrásban a középső-miocén durvatörmelék-összlet vastagsága 101 m. A rétegsor felső részén döntően dolomit, kisebb mennyiségben vulkanit, alárendelten kvarcit és metamorf kavics/közetörmelékéből álló durvahomokos alapanyagú, oligomikt konglomerátum (I. tábla, 3. kép), illetve breccsa települ. Észleléseim szerint ennek felső része konglomerátum (4. ábra, e; II. táblázat), alsó része breccsa. A dolomitklasztok mérete a breccsában maximum 10 cm (6. ábra, a). A konglomerátumban ennél kisebb, maximum 5 cm-es dolomitkavicsok vannak. A rétegsor alsó részén uralkodóan metamorfit, alárendelten dolomit-, meszes dolomit-, igen ritkán vulkanittörmelékéből álló aleurolit kötőanyagú breccsa jelenik meg.

A B-1 jelű fúrás esetében a középső-miocén durvatörmelék-összlet vastagsága 386 m. A rétegsor felső részén közepes szemcsés homokkő váltakozik metamorfit-, illetve kvarcit- és alárendelten aleurolitkavicsokból álló konglomerátumpadokkal. Ez alatt metamorfit-, kvarcit-közetörmelékéből álló breccsa található aleurolit- és homokkőpadokkal. A rétegsorban lefelé haladva polimikt breccsa fordul elő. Sem a leírás, sem a jegyzőkönyv nem említi, hogy a közettörmelék milyen anyagú. Ezért kérdőjellel jeleztem, hogy előfordul-e bennük dolomit-

vagy mészkőtörmelék. A rétegsor alsó felében polimikt breccsát írnak le. Vizsgálataim ezt nem támasztották alá. A rétegsor alsó felében a 3. és 4. számú magminta alapján oligomikt konglomerátum települ. A 3. mag döntően dolomitból, kisebb mennyiségben vulkanitból, alárendelten metamorfit- és kvarcitkavicsból áll. A 4. mag esetében uralkodó a dolomit durvatörmelék. Ezen kívül jelentős még a mészkő-, továbbá előfordul a metamorfit- és vulkanitkavics is. A dolomitklasztok mérete a két mintában maximum 3 cm, a mészkőklasztoké 10 cm (6. ábra). A dolomitörmelék jól kerekített (4. ábra, f, g; II. táblázat). A konglomerátumrétegek alapanyaga finomtól a durvaszemcsés homokig terjedő szemcseméretű.

A 3. ábrán bemutatott rétegsorban korreláltam a feltehetően egybetartozó szinteket. Ennek értelmében jól nyomon követhetővé vált egy döntően dolomit (és mészkő) durvatörmelék-tartalmazó szint. Az egybetartozást az is valószínűsíti, hogy a vizsgált magmintákban dolomit, illetve mészkő mellett döntően vulkanit jelenik meg, a metamorf durvatörmelék mennyisége kevesebb, néhol teljesen hiányzik. Az ilyen módon egybetartozó szintek feltételezhetően megjelennek az A-2, az A-3 és az A-4 jelű fúrásokban a durvatörmelék-összlet felső részében. Ezen esetben nehézséget jelentett, hogy a fúrások befejező jelentéseiben ezen részekből csak a furadék megfigyeléseinek dokumentációi lelhetők fel, magvételezésre innen nem került sor. A képződmény folytatódik az A-I, az A-5 és a B-1 jelű fúrásokban, melyek mindegyikéből vettem magmintát, így feltételezéseim a magvizsgálatokkal alátámaszthatóvá váltak (3. ábra). Az A-1 jelű fúrásnál a kevésbé részletező kútkönyvi leírás mellett további nehézséget jelentett, hogy mindössze egy kis átmérőjű magminta állt rendelkezésre, így itt a döntően karbonát anyagú durvatörmelékéből álló rétegsor megléte csak feltételezésen alapul.

A dolomitörmelék méret szerinti változásaiból és kerekítettség-vizsgálatából megállapítható, hogy a klasztok az A-I és az A-1 jelű fúrásokban a legnagyobbak és legszögletesebbek. A két fúrástól É-ra, az A-5 jelűben a breccsa az előző kettőhöz hasonló, ugyanakkor megjelenik a konglomerátum, melyben lévő kavicsok maximális mérete kisebb. Az A-5 jelű fúrástól É-ra az A-2 és az A-3 fúrásokban a rétegsor alsó részén található polimikt breccsából származó magmintákban előforduló dolomit-klasztok az A-I és az A-1 fúrásokhoz képest kevésbé nagy méretűek és kevésbé szögletesek. Az A-5 és az A-1 fúrásoktól ÉK-re, a B-1 jelű fúrásban a dolomitok mérete jelentősen csökken, és a klasztok jól kerekítettek.

Egyfelől tehát jól látható, hogy a dolomit és mészkő maximális méretének változása egymással összhangban van. Másfelől a méret és kerekítettség változása alapján első közelítésben azt a következtetést lehet levonni, hogy a szállítás a D-i, DNy-i területekről történhetett.

Az 1. típusú metamorf kőzet döntően közettörmelék-ként és viszonylag nagy, maximum 10 cm-es méretben jelenik meg. Az A-2 fúrásból származó 4. és az A-3-ból vett 1. minta a kerekítettség-értékeiből jól látható, hogy a törmelék szemcsék a kisebb mérettartományban jobban kerekí-

tettek, a méret növekedésével a kerekítettség foka jelentősen csökken (4. ábra, h; II. táblázat). A szögletes megjelenés és a kőzettörmelék maximális mérete azt bizonyítja, hogy a forráskőzet nem lehetett túl távoli.

A 2. típusú metamorf eredetű durvatörmeléket a kerekítettség-vizsgálatok szerint jól kerekített kavicsok alkotják (4. ábra, i; II. táblázat), mely távoli forrásterületre utal. Elegendő adat diagram szerkesztésére csak az A–1 jelű fúrás 2. mintájából állt rendelkezésre. A távoli származást támasztja alá az is, hogy a kőzettörmelék rendszerint kis, maximum 3 cm-es méretben jelenik meg.

A fúrómagokban lévő kőzettörmelék jellemzése

Dolomittörmelék

A dolomitklasztok színe szürke, sötétszürke és barnás-szürke. A szemcsék mérete pár mm-től kb. 10 cm-ig terjed, vizsgálataim alapján azonban 2 cm-nél nagyobb törmelék-szemcsék már ritkábbak. Sok helyen fehér, pátos dolomit- és kalciterek és repedések tagolják. A dolomit koptatottsága egyes fúrómagokon belül eltérő. Néhány klaszt maga is breccsa.

Gyakori, hogy egy csiszolaton, sőt kavics/kőzettörmeléken belül is változik a kristálméret. A klasztok között a leggyakoribbak a dolomikrit, dolomikropátit, finomkristályos és ezek átmeneti kategóriájába tartozó szövetű dolomitok. A közép- és durvakristályos dolomitok mennyisége az előzőhöz képest alárendelt.

A kőzettörmelékek szövete többnyire nonplanar-a-planar-s átmeneti. MACHEL (2004) alapján megkülönböztettem szövetörzű és szövetromboló dolomitot. Azonban sajnos, csak igen kevés dolomikropátit és finomkristályos dolomit esetén volt felismerhető az egykori üledékes szövet. Ennél a néhány dolomitklasznál az egykori peloidos-ooidos szövet látható, a mikrites foltok mérete változó, 0,03–0,1 mm-ig terjedhet (I. tábla, 4. kép). Néhány klasztban kör, máshol szabálytalan alakú szellemképek észlelhetők, melyek mérete 0,05–0,1 mm közötti (I. tábla, 5. kép).

Vastartalmú dolomitok ugyan szinte minden mintában előfordultak (I. tábla, 6. kép), mennyiségük mégis alárendelt a vasat nem tartalmazó dolomitokhoz képest.

A dolomitklasztokat sok helyen erek és repedések szelik át. Ezeknek egy része a dolomitok eredeti képződési helyén keletkezhetett. Sokszor finom- és közép-kristályos, esetenként durvakristályos nonplanar-a-planar-s átmeneti szövetű dolomitkristályokból állnak. Néhány dolomitklaszt esetében kalciterek, illetve kalcit- és kvarcászványokból álló erek is megfigyelhetők (I. tábla, 7. kép). Esetenként önállóan kvarcerek is fellelhetők. Egy-két klaszt esetén megfigyelhető, hogy a repedést planar-s szövetű közép- és durvakristályos dolomit tölti ki. A durvakristályos dolomitok nyereg-dolomitot formálnak.

Megjelennek repedések, melyek feltehetően a törmelék felhalmozódása után keletkeztek. Ilyenek a hajszálvékony

limonitos erek, továbbá a sok klaszton észlelhető vasas dolomitból álló erek is. Néhol a vasas dolomitkristályok után egy későbbi fázis kalcitcementet hozott létre (I. tábla, 8. kép).

Mész-kőttörmelék

Mész-kőttörmelék a fúrómagokban háromféle formában fordul elő.

Az egyik csoport jellemzője, hogy sötétszürke és fekete, gyakran kalcittal kitöltött repedések tagolják. Mérete maximum 3 cm. Mikroszkóposan mikritek. A másik csoportba tartozók barna, sötétbarna és sötétszürke színűek. Méretük pár mm-től kb. 20 cm-ig változó. Mikroszkóposan megfigyelhetők bennük változó méretű kalcedonos szferulitok (I. tábla, 9. kép). Egy ebbe a típusba tartozó csiszolat teljes egészében egy mészkőklasztot tárt fel, mely FOLK (1959) alapján pelpátit. A benne lévő peloidok mérete maximum 0,3 mm. A harmadik csoportot az enyhén vöröses szín jellemzi, maximálisan 2 cm-es mérettel. Néhány ilyen kőzettörmelékben Ostracoda töredék (PIROS O. szóbeli közlés) figyelhető meg, melyek mérete maximum 0,15 mm.

Egy kb. 22 mm-es kőzettörmelék egyik része kalcedonos szferulitokat tartalmazó kristályos mészkő, másik részében pedig az alábbi ősmaradványok fordulnak elő: *Miliolina*-félék, *Trocholina* sp. és textularid foraminifera (I. tábla, 10. kép). A legfontosabb ősmaradvány az *Orbitolina* sp. (GÖRÖG Á. szóbeli közlés), amely kora-kréta kort jelez. Pontosabb kormeghatározás a viszonylag rossz megtartási állapot miatt nem adható.

A mészkőklasztok a kőzettani megfigyelések alapján nagy valószínűséggel triász korúak. Ez alól kivételt képez azon kőzet, melyből *Orbitolina* sp. került elő.

Metamorf kőzettörmelék

A fúrómagokban lévő törmelék-szemcsék között két metamorf kőzettípust különítettem el. Az elkülönítés alapja a szöveti jellemzők mellett a kőzetek ásványos összetétele volt.

I. típus: Al-szilikát tartalmú kvarc–földpát–csillám összetételű, grano-lepidoblasztos szövetű metamorf kőzettörmelék. Az ide sorolható, többnyire nyúlt vagy lapos formájú metamorf kavics/kőzettörmelék makroszkóposan sötétzöld, zöldesszürke színű (II. tábla, 1. kép). A törmelék-szemcse mérete pár mm-től 10 cm-ig változó. A nagyobb kőzettörmelékek mind palásak, de néhány erősen palás kőzet is előfordul. A metamorf kőzet foliált szövetét a csillámok irányítottsága, és a köztük elhelyezkedő kihengetelt kvarc- és földpátszemcsék definiálják. Ezt a palás-ságot néhol ettől különböző irányú szerkezetek törik meg. Ilyen a csillámkötegek hullámos lefutása, vagy egyes nagyobb szemcse foliációba nem illeszkedő helyzete. A metamorf kőzet grano-lepidoblasztos szövetű, olykor porfiroblasztos. A földpát erősen mállott, zárványként sok csillámot és gránátot tartalmaz (II. tábla, 2. kép). A gránát gyakran kloritosodik. A földpát és a kvarc mellett a csillámok között gyakori a muszkovit és a kloritosodó biotit. A

típus fő jellemzője, hogy az Al-szilikátok, úgymint a kianit, a staurolit és az andaluzit sok törmelékben előfordul (II. tábla, 3. és 4. kép). A kianit többé-kevésbé szericitesedett. Előfordul még cirkon, rutil, turmalin, kalcit és opakásványok. Az opakásványok között az ilmenit titanittá alakulása megfigyelhető. Sokszor egy törmelékszemcsén belül is jól látható, hogy az egyes ásványok rétegenként feldúsulnak (II. tábla, 5. kép). Vannak rétegek, melyek lepidoblasztos szövetűek, főként csillámból állnak. A csillámban gazdag részekben jelenik meg a porfiroblasztos kianit és a staurolit. Továbbá vannak rétegek, melyeknél a kvarc a domináns elegyrész. Ezen részek granoblasztos szövetűek. A rétegek egy-egy törmelékszemcsén belül éles határ mentén érintkeznek, együtt építik fel a kőzetet.

2. típus: Kvarc–földpát–csillám összetételű, lepido-granoblasztos szövetű metamorf kőzettörmelék. A 2. típusba sorolható, többnyire nyúlt vagy lapos formájú metamorf kavics/kőzettörmelék, makroszkóposan szürkésfehér, szürkés színű. A klasztok mérete pár mm-től 3 cm-ig változó. Foliált, vagy foliáció nélküli granoblasztos, lepido-granoblasztos szövetű. Ahol foliáció felismerhető, ott azt a csillámok irányítottasága, és a köztük elhelyezkedő kihengetelt kvarc- és földpátszemcsék definiálják. Ásványos összetételében kevésbé változatosak, többnyire kvarcból, földpátból, muszkovitból és kevés biotitból állnak. Ritkán gránátot tartalmaznak. Az előző csoporthoz képest különbség, hogy itt a földpát kevésbé vagy egyáltalán nem mállott, a biotit kloritosodása nem jellemző, továbbá a gránát üde és csak kis méretben jelenik meg. Sokszor egy törmelékszemcsén belül is jól látható, hogy az egyes ásványok rétegenként feldúsulnak. Vannak rétegek, melyek lepidoblasztos szövetűek és főként csillámból állnak. Más rétegek granoblasztos szövetűek, döntően kvarcból állnak (II. tábla, 6. kép). Sok esetben jellemző a deformációhoz köthető alszemcséképződés, amikor a deformált porfiroblasztok szegélyén kezdődő felaprózódás figyelhető meg (II. tábla, 7. kép).

Diszkusszió

Képződési környezet

A Nagyatádi-medence DNy-i peremén a badeniben tengeri környezetet jeleznek az A–2 jelű fúrás magvizsgálati jelentésében írtak alapján az A–2 3. mintájának harmadik részében (2992,2–2995 m) — azaz a durvatörmelékkes összlet legfelső részében (3. ábra) — homokos aleurolit közbetelepülésben előkerült vagilis bentosz és plankton foraminiferák (*Globigerina brady* WIESNER, *Globigerina bulloides* D'ORB, *Globigerina* sp., *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORB), *Bolivina dilatata* REUSS, *Eponides umbonatus* (REUSS), *Dentalina elegans* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *Cibicides* sp. és *Gyroidina* sp.). Azonban mivel ezen ősmaradványok csak a durvatörmelékkes összlet legfelső részéből kerültek elő, nincs arra vonatkozóan információ, hogy a durvatörmelékkes rétegsor alsó része

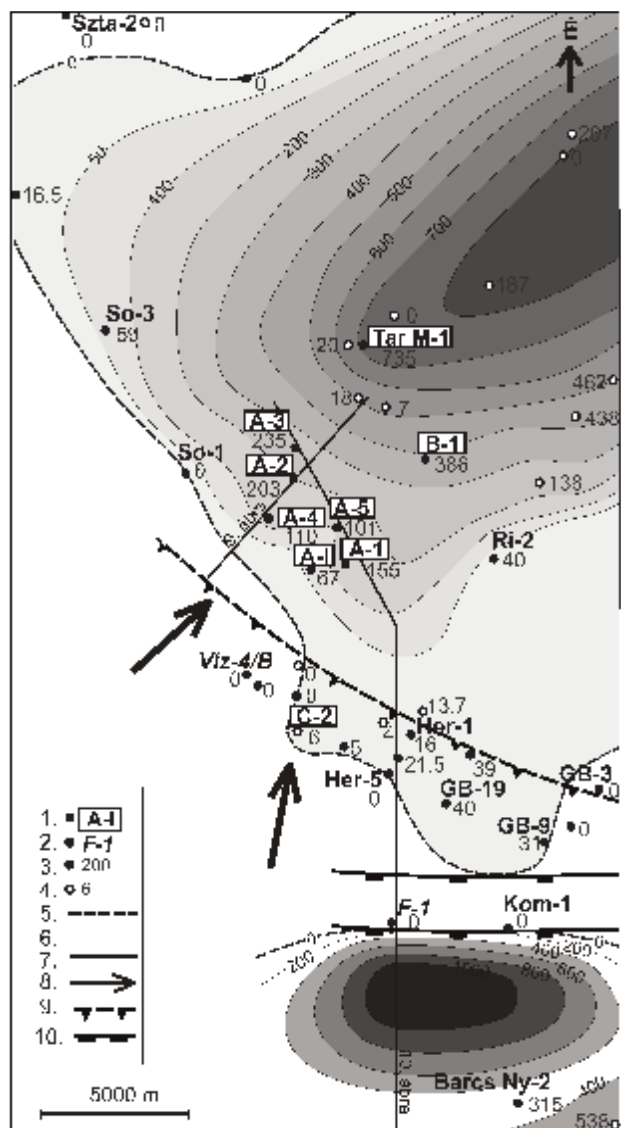
tengeri környezetben képződött-e. Emiatt nem kizárt, hogy az összlet alsó részének a kora a tágabb környezetben (mecseki) előforduló konglomerátumhoz hasonlóan kárpáti és még részben szárazföldi felhalmozódású.

A vizsgált fúrásokban lévő középső-miocén durvatörmelékkes összlet képződési környezetére analógiaként a Dráva-medence déli részén elhelyezkedő Ladislavci példáját vettem alapul. Ladislavci esetében, az alaphegység képződményeire középső-miocén durvatörmelékkes összlet települ. TIŠLIJAR (1993) modellje szerint a konglomerátumok keletkezése részben a partközeli zónához kötődik, azaz abráziós eredetű. Ezt a vetőkkel kialakított mélyben kanyonok követik, melyekben a törmelék szállítódása során folyamatosan koptatódott. A kanyonok elvégződésénél törmelék-kúpok halmozódhattak fel, melyek jellegzetes kifejlődése a homokkő, míg a medencesíkságokon finomszemű üledék, többnyire márga keletkezett. Esetünkben a forráskőzet, lévén a vizsgált fúrásokban sok a karbonátkőzet (főként dolomit, alárendelten mészkő) és a metamorf kavics/kőzettörmelék, szélsőséges esetben egyes helyeken döntően dolomitból, másutt főként metamorf kőzetekből áll. A sok esetben rosszul osztályozott szögletes, és sokszor igen nagyméretű kőzettörmelék feltehetően kőomlás során keletkezett. A meredek partfalak kialakításában a tektonikai elemeknek nagy szerepe lehetett. A breccsarétegek az általam szerkesztett rétegsorokban mindenhol a rétegsor alsó részén jelennek meg. A rétegsorokban felfelé haladva megjelenik a konglomerátum és breccsa, majd a konglomerátum válik egyeduralkodóvá (3. ábra). A középső-miocén konglomerátumok keletkezését is elképzelhetjük mélyvízi gravitációs eredetűként. A talán vetős medenceperemre támaszkodó legyeződeltáknak lehet a hullámveréssel megdolgozott felső konglomerátumos kifejlődése és gravitációsan gyorsan a mélybe kerülő inkább breccsás változata.

Ősföldrajzi rekonstrukció és fejlődéstörténet

A Pannon-medencében a neogén üledéksor ciklusait már korábban felismerték (FILJAK et al. 1969, HÁMOR 1970). VELIĆ et al. (2002) három egységet definiált. Az első nagyciklust a neogén képződmények bázisán lévő, a másodikat a pannóniai képződmények alján lévő, a harmadikat pedig a pliocén képződmények alján található unkonformitás jelzi. Ezek közül az első nagyciklus érinti a cikk tárgyát szolgáló képződményeket. Ezen nagyciklus a neogén bázisán lévő unkonformitástól a szarmata üledékek eróziós felszínéig tart (VELIĆ et al. 2002), és döntően badeni emeletbe tartozó kőzetekből áll (LUČIĆ et al. 2001).

A durvatörmelékkes összlet vastagságtérképei (7. ábra) a területen lévő fúrások jegyzőkönyveinek segítségével készültek, kiegészítve azt szeizmikus szelvényekkel, melyek közül jelen tanulmányban kettőt mutatok be a 8. és 9. ábrákon. A 7. ábrán bemutatott térképen lévő fúrások közül azok jelentették a fix pontokat, melyek a durvatörmelékkes rétegsor fekvő és fedő képződményét is harántolták. Sok esetben csak a fedő képződményeket tárták fel, ilyenkor a



7. ábra. Miocén durvatörmelékcs összlet vastagságtérképe kútkönyvi adatok és szeizmikus szelvények alapján

1 - Konglomerátum/breccsa dolomit durvatörmelék előfordulásával, 2 - (Triász) dolomit és mészkő szálkőzetet tartalmazó fűrés, 3 - Durvatörmelékcs összlet vastagsága, ahol a fűrés a konglomerátum/breccsa fekvését és fedőjét is harántolta, 4 - Durvatörmelékcs összlet vastagsága, ahol a fűrés nem harántolta a konglomerátum/breccsa fekvését, 5 - A durvatörmelékcs összlet elterjedési határa, 6 - Konglomerátum/breccsa vastagságvonalak, 7 - Szeizmikus szelvények nyomvonalai, 8 - Dolomit és mészkő törmelékcszállítás valószínű iránya, 9 - Posztrift feltolódás, 10 - Szinrift vetők

Figure 7. Isopachous map of the Miocene conglomerate/breccia beds based on well data and seismic sections

1 - Conglomerate/breccia beds with dolomite rock fragments, 2 - (Triassic) dolomite and limestone bedrock is explored by the wells, 3 - Total thickness of the conglomerate/breccia beds, where the wells explored both the footwall and the hanging wall of the conglomerate/breccia beds, 4 - Total thickness of the conglomerate/breccia beds, where the wells explored the conglomerate/breccia beds and their hanging wall only, 5 - Geographic extent of the conglomerate/breccia beds, 6 - Isopach lines of the conglomerate/breccia beds, 7 - Sites of the seismic sections, 8 - Feasible transport direction of the dolomite and limestone fragments, 9 - Post-rift reverse fault, 10 - Syn-rift normal faults

vastagságértékek nem valósak. Ezt a szerkesztés folyamán figyelembe vettem. Fontos megjegyezni, hogy a durvatörmelékcs összlet diszkordánsan települ az alaphegységre, és a bázistörmelékre feltételezhetően diszkordánsan települ a felső-badeni rétegsor (8. ábra). Ezek alapján a térkép nem

az eredeti vastagságot mutatja, hanem a késő-badeni eleji lepusztulás után megmaradt vastagságot.

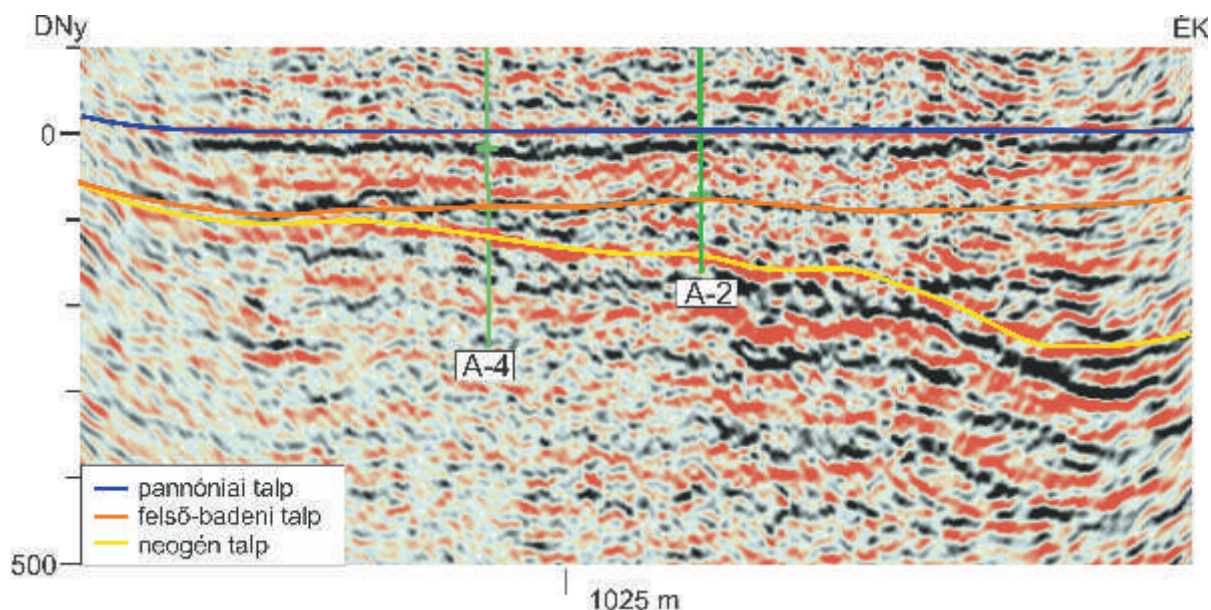
A durvatörmelékcs összlet vastagságtérképéről (7. ábra) leolvasható, hogy az alsó-középső-miocén Nagyatádi-medencét D-en és DNy-on kiemelt helyzetben lévő terület határolja. É-on is körvonalazódik az elterjedési határa, ÉÉK-i irányban a medence sekélyedése látható. A durvatörmelékcs rétegsor vastagsága ÉK féle, Nagyatád irányába folyamatosan nő. Fontos kiemelni, hogy ebben az irányban a kavics/közzetörmelék mérete csökken, egy idő után homokkő észlelhető. Jelen tanulmányban nem mutatom be, de fontosnak tartom megemlíteni, hogy a vizsgált területen a középső-miocén D-i és DNy-i elterjedési határa és vastagságértékeinek változásai jól egybeesnek a durvatörmelékcs összlet elterjedésével és vastagságértékeinek változásával.

Az egykori üledékképződési viszonyok rekonstruálására minden esetben az alsó-pannóniai fekvőre kiegyenesített szelvényeken vizsgáltam a reflexió-elvégződéseket, bár fontos megjegyezni, hogy a valóságban ez nem volt egyenes. Az alaphegységre diszkordánsan települő durvatörmelékcs rétegsor reflexió-elvégződése jórészt rálapolódással végződik (8. ábra). A középső-miocén durvatörmelékcs rétegsora csonkulásokban végződik (8. ábra), mely eróziós diszkordanciát jelez. A fedő badeni mészmárga-, márgaösszlet közel egyenletes vastagságban települ a középső-miocén durvatörmelékcs összletre.

A középső-miocén medencék kialakításában a főszerepet az É-i dőlésű mestervetők játszották a horvát sziget-hegységek É-i előterében, a medence déli oldalán. A medence egy aszimmetrikus félárok lehetett a szinrift fázisban (TARI & PAMIC 1998). A posztrift fázisban keletkezett a vizsgált medenceperemet D-ről határoló kiemelkedésen tapasztalható feltolódásos szerkezet (9. ábra, a). Az első korai posztrift esemény a szarmatában következett be (HORVÁTH & TARI 1999), mely a prepannóniai unkonformitást idézte elő (HORVÁTH 1995, TARI & PAMIC 1998, HORVÁTH & TARI 1999, CSONTOS et al. 2002).

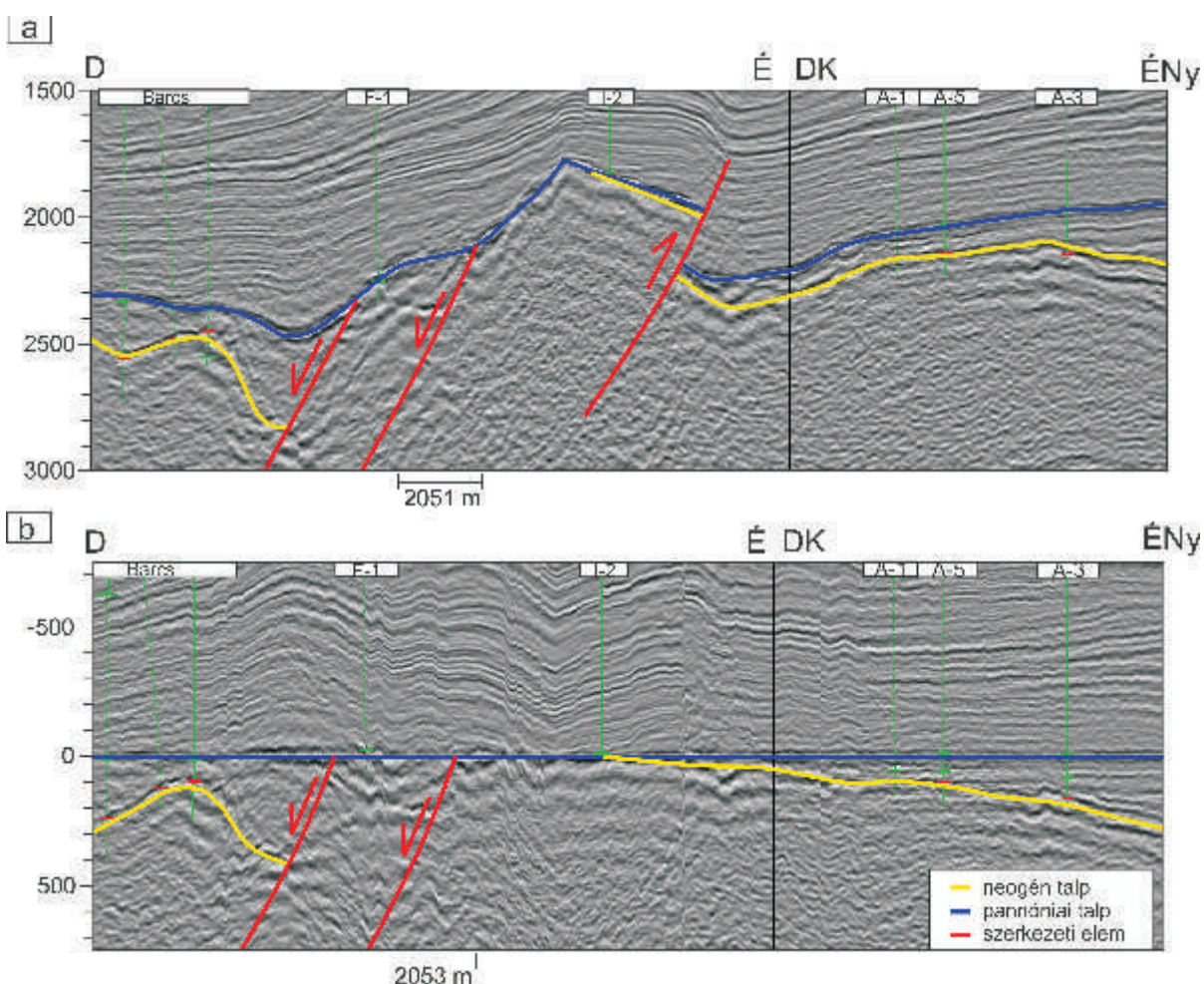
A dolomit- és mészkőtörmelék valószínű forrásterülete

A nagy valószínűséggel triász döntően dolomit, alárendelten mészkő törmelékcszemcsék származási helyének meghatározásához szóba jöhetnek a Tiszai-egységben a Mecseki-, Villányi- és Békés-Codru-i zónából ismert, főként középső-triász dolomitok kifejlődései. A Közép-dunántúli-egységből a középső- és felső-triász karbonátkőzetek ismertek (HAAS 2004). Fontos tudni, hogy a dolomit és mészkő mekkora szállítási távolság után kerekítődik le, mivel a vizsgált fűrészekben több helyen is breccsaként jelenik meg (4. ábra, II. táblázat). PETTJOHN (1975) és FOLK (1980) szerint a karbonátkőzetek 10 km-es szállítási távolság során lekerekítődnek. Mindebből első közelítésben az következik, hogy a triász dolomit és mészkő Közép-dunántúli-egységből való származtatása nem valószínű. Ezen egység jelenlegi helyzetében kb. 20 km-re található a vizsgált medenceperemtől. Ez a középső-miocénben is feltehetőleg így



8. ábra. Szeizmikus szelvény A-4 és A-2 fúrások között

Figure 8. Seismic section between A-4 and A-2 wells



9. ábra. Barcs–Vizvár közötti szeizmikus szelvény színrift vetőkkel és posztrift feltolódással (a), Barcs–Vizvár közötti szeizmikus szelvény az alsó-pannóniai bázisra kiegyenesítve színrift vetőkkel (b)

Figure 9. Seismic section between Barcs and Vizvár with syn-rift faults and post-rift reverse fault (a), Seismic section between Barcs and Vizvár with syn-rift faults straightened on the base of Lower Pannonian (b)

lehetett, hiszen a Tiszai-egység és a Közép-dunántúli-egység (Szávai-egység) a kora-miocénben került jelenlegi helyére (CSONTOS & NAGYMAROSY 1998). Az elsődleges vizsgálatok szerint a feltehetően triász dolomitok és mészkövek nagy valószínűséggel a D-i, DNy-i területről származhatnak.

A fúrásokban lévő karbonát anyagú kavics/kőzettörmelék származási helyének szempontjából fontos szerepe van az F–1 fúrásban lévő, feltehetően triász dolomit és mészkő szálkőzetnek. A 9. ábra b részén látható szelvényen észlelhető színrift D-i dőlésű vető az F–1 fúrásnál lévő területet is levetette. A vető koráról és az elvetés mértékéről nincs pontos információ. Mindazonáltal nem kizárt, hogy a vető csak a késő-badeniben jött létre. Másik lehetséges magyarázat, hogy valamikor a színrift fázis idején a Nagyatádi-medence déli peremvetője lehetett az F–1 fúrás területe is, de a miocén végi lepusztulás folyamán, az egykori középső-miocén durvatörmelékes üledékei is áthalmazódtak. Ebben a durvatörmelékes egységben valószínűleg sok dolomit és mészkő durvatörmelék volt. A szálkőzet a Víz–4/b és az F–1 jelű fúrásokban maradt meg, de a Víz–4/b fúrás esetén csak pár méter vastagságban és kizárólag dolomit, míg az F–1 jelű fúrás esetén a dolomit és mészkő több, mint 100 m-es vastagságot képvisel.

A durvatörmelékes összetett vastagságtérképén megjelentettem azon fúrásokat, melyek dolomit durvatörmelék tartalmának. Dolomit durvatörmelék az A–I, A–1, –2, –3, –4 és –5 fúrások mellett a C–2, a B–1 és a Tar M–1 jelű fúrásokból került elő (6. ábra, a és 7. ábra). A Tar M–1 jelű fúrásban dolomit durvatörmelék csak polimikt konglomerátum/breccsa alkotójaként, kis méretben van jelen. A kutatási terület többi részén a karbonát anyagú törmelék hiányára utal egyrészt az, hogy a kútönyvek befejező jelentésében és magvizsgálati jegyzőkönyvekben nem említik, másrészt a furadék megfigyelése. Fontos megjegyezni, hogy a B–1 jelű fúrástól ÉNy-ra lévő fúrások nem harántolták a fekü képződményt. A feltárt középső-miocén durvatörmelék itt már inkább homokkő jellegű.

A jelenleg rendelkezésre álló adatok — mint mennyiségi eloszlás, méret, kerekítettség és ősföldrajzi kép — birtokában tehát azt lehet leginkább feltételezni, hogy a valószínű forrásterület a vizsgálati területtől DNy-i és D-i irányban lehetett, s a szállítási irány ÉK-i és É-i volt (6. és 7. ábra). A következőkben ennek megfelelően az „A” jelű fúrásoktól DNy-ra és D-re eső Víz–4/b és F–1 fúrásból származó, szálban álló karbonátkőzetek jellemzőit ismertetem.

A szálban álló dolomit és mészkő

Mind az F–1, és a Víz–4/b jelű fúrások esetében azok befejező jelentésében írt földtani rétegsor alapján a pannóniai bázisán unkonformitás látható, majd alatta feltehetően triász dolomit és mészkő települ, sokszor valószínűleg későbbi vulkanitközbetelepülésekkel.

Az F–1 jelű fúrás 3498 m-től 3617,5 m-ig (talpig) harántolt triász dolomitot és mészkövet vulkanitközbetelepülésekkel. A Víz–4/b jelű fúrás befejező jelentésének értelmében 2305 m-től 2313 m-ig (talpig) fúrt dolomitot és mészkövet, azonban a

rendelkezésre álló kis vastagságú fúrómag miatt csak a dolomitból volt lehetőség mintát venni.

A mészkövek egy típusa makroszkóposan sárgásfehér, sárgásszürke színű, kristályos. Ezekből csiszolat nem készült. A mészkő másik típusa a leggyakoribb. Sötétszürke, a magvizsgálati jelentésben bitumenes mészkőként leírt, átlagosan 1–3 cm-es kőzetdarabokból álló breccsásodott mészkő, mely fehér színű kalciterekkel sűrűn átjárt. Mikroszkópos vizsgálatok alapján a kőzet többnyire mikrites mészkő, sok helyen, főként az erek mentén mikropátit. Jellemzőek a repedések, melyek közül sok kalcit, kevés kovás kitöltésű. Néhol peloidos szöveti elemek észlelhetők (1. tábla, 11. kép). Kalcittal kitöltött ősmaradványok találhatók benne, méretük maximum 0,1 mm. Az ősmaradványok között algatöredék, crinoidea váztöredék, ostracoda váztöredék, echinodermata-tüske található.

A dolomitok alapvetően három típusban jelennek meg. A rétegsorban gyakori az átlagosan 1–2 cm-es kőzettörmelékéből álló szürke színű breccsásodott dolomit. Finom- és közép-kristályos, nonplanar-a–planar-s átmeneti szövetű, a kristálméret gyakran egy kőzeten belül is változik. Kalcit és dolomit kitöltésű erek figyelhetők meg. Másik típus a makroszkóposan világosszürke dolomit, melynek mikroszkóposan megfigyelhető szövete leggyakrabban dolomikropátit és finomkristályos dolomit, nonplanar-a–planar-s átmeneti szövetű. A dolomitok harmadik típusa a sötétszürke színű, átlagosan 1–2 cm-es kőzetdarabokból álló breccsásodott dolomit. Fehér kalciterekkel sűrűn átjárt. A kőzettörmelék általában dolomikropátit, finom- és közép-kristályos nonplanar-a–planar-s átmeneti szövetű. A kőzetben jelentősek a kalcittal kitöltött erek és repedések, melyek szabálytalan lefutásúak.

A vízvári fúrások által feltárt mészkő és dolomit durvatörmelék triász korú lehet, akár csak az F–1 és a Víz–4/b jelű fúrás igen hasonló megjelenésű szálkőzete is. A törmelékek és a szálkőzet hasonló makroszkópos és mikroszkópos megjelenése ugyan nem bizonyítja, de nem is mond ellent annak a fentebb tett megállapításnak, hogy az F–1 és a Víz–4/b jelű fúrásban lévő szálkőzet a durvatörmelék forrásterülete. Itt fontos megjegyezni, hogy az F–1 és a Víz–4/b jelű fúrások által harántolt karbonátkőzetek hovatartozása még nem megoldott. A hazai adatokból eddig egyértelműen nem lehetett meghatározni, hogy az itt lévő dolomitok a Villányi–Bihari-zónába vagy a Békés–Codruizónába tartoznak-e.

A kavics/kőzettörmelékek között egy breccsa, és benne *Orbitolina* sp. található. A Tiszai-egységen belül a legnagyobb gyakorisággal a Villány–Bihari-zónában fordulnak elő alsó-kréta mészkövek (CSÁSZÁR 2002), ami azt jelentheti, hogy a legközelebbi ismert előfordulásától a találat helye túlságosan távolra esik.

Metamorf kőzettörmelék valószínű forrásterülete

A Dráva-terrénumot a Babócsai- és a Baksai-egység együtt alkotja (SZEDERKÉNYI 1996). A Baksai-egység metamorf képződményeinek vizsgálatával többek közt az

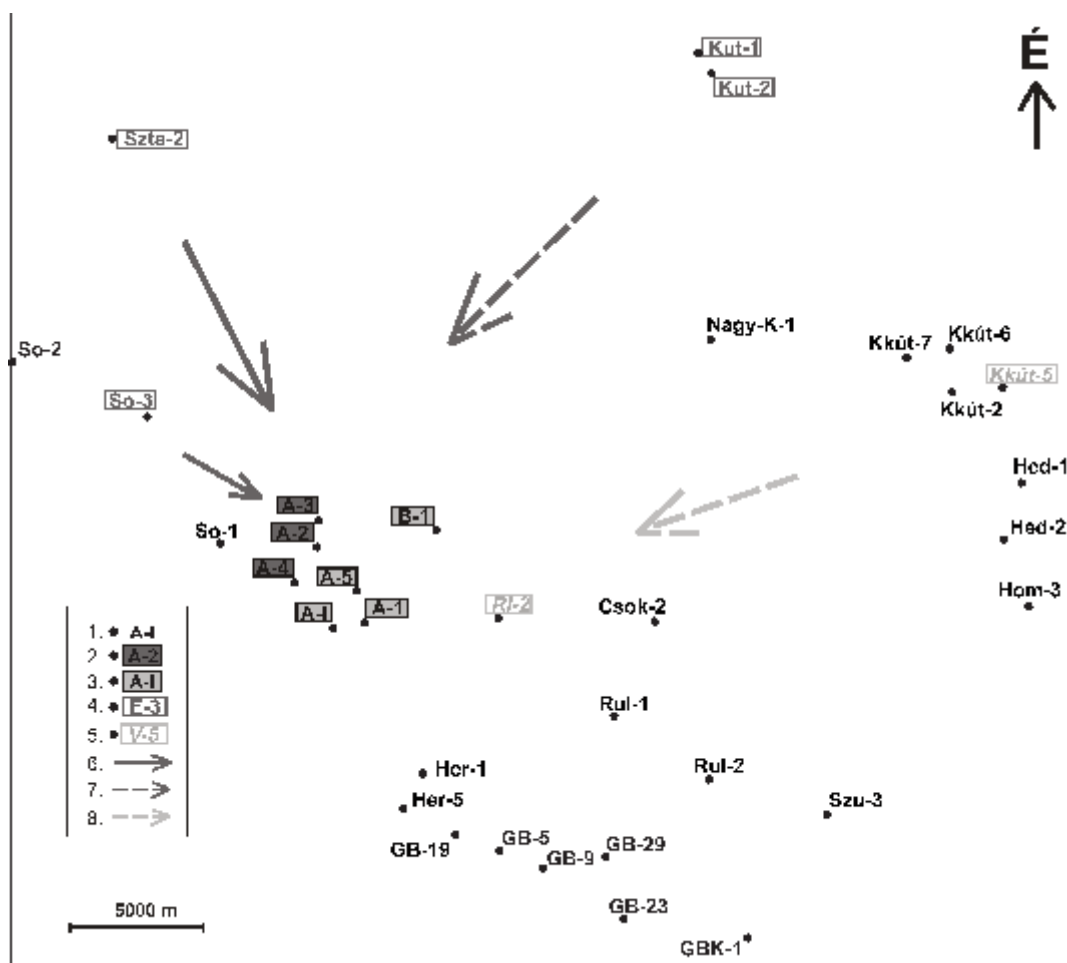
alábbi tanulmányok foglalkoztak: ÁRKAI et al. (1985), SZEDERKÉNYI (1996), NAGY & M. TÓTH (2009). A vízvári fúrások középső-miocén durvatörmelék összletében előforduló metamorf kavics/közetörmelék forrásterülete a Babócsai-egységben keresendő, a vizsgálatok és irodalmi adatok alapján ez a Görgetegi Kristályospala Formáció (SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1976) része. A Dél-Somogyi és a Dráva-medence kristályos aljzatát közepes fokú (almandin–amfibolit fáciesű) és kisfokú (zöldpala fáciesű) metamorf kőzetek alkotják: nagyrészt gneisz és csillámpala, kevés amfibolit, illetve a gneiszből és csillámpalából képződött milonit és blasztomilonit (ÁRKAI 1984, KÖRÖSSY 1989). JANTSKY (1976) szerint a kristályos aljzatot felépítő kőzetek döntő része retrográd metamorfózissal felülbélyezett biotitos paragneisz.

A részletes irodalmi leírások (JANTSKY 1976; ÁRKAI 1984; KÖRÖSSY 1989; TÖRÖK 1989, 1990) mellett a forráste-

riület azonosításához TÖRÖK (1992) az értekezésében felhasznált csiszolatokat rendelkezésemre bocsátotta, mely lehetőséget adott a környező fúrások minél alaposabb szöveti és ásványos összetételének megismerésére.

A származási hely meghatározásánál különösen nagy nehézséget jelent, hogy a fúrások az alaphegység kőzeteit csak igen ritkán érték el. Az 1. ábrán a paleozoikum–mezozoikumi aljzat felépítését és néhány fontos alaphegységet ért fúrást, míg a 10. ábrán azon fúrásokat jelenítettem meg térképen, melyek aljzati metamorf képződményeit vékonycsiszolatban is vizsgáltam. Külön jelöléssel szerepelnek azok, melyek az 1. vagy 2. típusú metamorf közettörmelékhez mutatnak hasonlóságot. Jelen cikknek nem célja az aljzatot felépítő metamorf képződmények részletes bemutatása, csupán az azonosítás szempontjából fontos bélyegek ismertetése.

A terület gneisz kőzetei döntően kvarcból, plagioklászából (oligoklász), muszkovitból és biotitból állnak. Rit-



10. ábra. A vízvári fúrásokban előforduló 1. és 2. típusú metamorf eredetű durvatörmelék valószínű szállítási irányai

1 - Vékonycsiszolatban vizsgált metamorf szálkőzetet harántolt fúrások, 2 - Konglomerátum/breccsa 1. típusú metamorf eredetű durvatörmelék előfordulásával, 3 - Konglomerátum/breccsa 2. típusú metamorf eredetű durvatörmelék előfordulásával, 4 - 1. típusú metamorf szálkőzetet tartalmazó fúrás, 5 - 2. típusú metamorf szálkőzetet tartalmazó fúrás, 6 - 1. típusú metamorf kőzet valószínű törmelék-szállítási iránya, 7 - 1. típusú metamorf kőzet bizonytalan törmelék-szállítási iránya, 8 - 2. típusú metamorf kőzet bizonytalan törmelék-szállítási iránya

Figure 10. Feasible transport direction of the fragments of 1. and 2. type metamorphic rocks

1 - The wells explored metamorphic rocks, which are examined in thin section, 2 - Conglomerate/breccia beds with fragments of the 1. type metamorphic rock, 3 - Conglomerate/breccia beds with fragments of the 2. type metamorphic rock, 4 - Wells explored the 1. type metamorphic bedrock, 5 - Wells explored the 2. type metamorphic bedrock, 6 - Feasible transport direction of the fragments of 1. type metamorphic rock, 7 - Uncertain transport direction of the fragments of 1. type metamorphic rock, 8 - Uncertain transport direction of the fragments of 2. type metamorphic rock

kák azon kőzetek, melyekben a filloszilikátok közül csak biotit fordul elő. Gyakori elegyrész még a gránát, ennél kevesebb, de jelentős a staurolit. A csillámpalák és földpátos csillámpalák mennyisége kevesebb a gneisznél. Ásványos összetételük megegyezik a gneiszével, csak kisebb földpáttartalmukkal térnek el tőle. Járulékos elegyrészüket a gránát és a staurolit (JANTSKY 1976; ÁRKAI 1984; KÖRÖSSY 1989; TÖRÖK 1989, 1990, 1992). Az amfibolit alárendelt, többek közt a 10. ábrán feltüntetett Csok–2 jelű fúrásból és a Görgeteg–Babócsán létesített fúrásokból említik (KÖRÖSSY 1989). Hedrehelyen (Hed–1 és Hed–2 jelű fúrások) főként migmatitos gránitgneisz fordul elő. Fillitet főként Görgeteg–Babócsa és Kutas fúrásaiból írtak le (KÖRÖSSY 1989). A Heresznyén mélyült fúrások közül az I–3 jelűben hipersztént írtak le, egyelőre a területen egyedülként (KÖRÖSSY 1989).

1. típusú metamorf durvatörmelék valószínű forrásterülete

A következőkben azon fúrások szálban álló metamorf kőzeteit ismertetem, melyek az általam tipizált 1. típusú metamorf kőzettörmelékekhez hasonló megjelenésűek.

A somogyudvarhelyi fúrások közül a So–3 jelű mutat hasonlóságot, mely ÁRKAI (1984) meghatározása alapján gneisz. Benne trachiandezit telérek ismerhetők fel (SZEPESHÁZY 1963). Szentán a Sza–2 jelű fúrás jöhet szóba, mely gneisz és csillámpala kőzeteket harántolt (KÖRÖSSY 1989). JANTSKY (1976) és ÁRKAI (1984) ugyaninnen gneiszet írt le. A gneisz lefelé andaluzitos csillámpalába megy át (TÖRÖK 1992). Nagyatádtól É-ra, Kutason (Kut–1, Kut–2 jelű fúrások) találunk hasonló metamorf kőzeteket. Itt döntően fillit, csillámpala, alárendelten csillámkvarcit fordul elő (KÖRÖSSY 1989). ÁRKAI (1984) és JANTSKY (1976) szerint ugyaninnen gneisz határozható meg.

A So–3, a Sza–2, a Kut–1 és a Kut–2 jelű fúrások által érintett metamorf kőzet — a rendelkezésre álló csiszolatok alapján — megfigyeléseim szerint Al-szilikát-tartalmú muszkovit–biotit gneisz/csillámpala. A vízvári fúrásokban lévő 1. típusú metamorf durvatörmelékekkel ezen szálban álló metamorf kőzetek hasonlóságot mutatnak szöveti jellemzőkben és ásványos összetételben. A kőzet többé-kevésbé foliált, szövete grano-lepidoblasztos, olykor porfiroblasztos. A földpátok erősen mállottak, zárványként sok csillámot és gránátot tartalmaznak (II. tábla, 8. kép). A földpát és a kvarc mellett a csillámok között gyakoribb a muszkovit, kevesebb a biotit. Az Al-szilikátok közül megfigyeléseim szerint a kianit és a staurolit jelenik meg a So–3 és a Sza–2 jelű fúrásokban (II. tábla, 9. kép). A Kutason mélyült fúrásokból ÁRKAI (1984) kianitot nem, de andaluzitot határozott meg. Andaluzitot ezen kívül TÖRÖK (1992) említ a So–3 és a Sza–2 jelű fúrásokból is. Minden gneisz/csillámpalára jellemző, hogy az egyes ásványok rétegenként feldúsulnak. A csillámban gazdagabb rétegek szövete lepidoblasztos, a kvarcban gazdagoké grano-blasztos. Többnyire a csillámban gazdag részekben jelenik meg a porfiroblasztos kianit és staurolit.

Fontosnak tartom megjegyezni, hogy szöveti megjelenésében ugyan kevésbé mutat hasonlóságot, de a területen

előforduló metamorf kőzetekből a Nagy–K–1 jelű fúrásból ÁRKAI (1984) kianitot írt le.

A vízvári fúrásokban lévő 1. típusú metamorf durvatörmelékekhez képest az alábbi eltérések tapasztalhatók az előbb ismertetett fúrások esetében. A biotit (és többnyire a gránát) a vízvári fúrások által feltárt törmelékekben kloritósodott, ez a So–3 jelű fúrásban nem figyelhető meg. A So–3 fúrásban a kianit üde, holott a vízvári fúrások által harántolt törmelékekben többé-kevésbé szericitesedett.

A metamorf képződmények csak bizonyos intervallumokból származó magminták által vizsgáltak, így nem zárható ki, hogy az 1. típusú metamorf durvatörmelékhez hasonló képződmények más területeken is megtalálhatóak. A rendelkezésre álló adatok alapján azonban jelen tanulmány írásakor az körvonalazódik, hogy az 1. típusú metamorf durvatörmelék a szöveti megjelenését és ásványos összetételét tekintve leginkább a somogyudvarhelyi (So–3) és a szentai (Sza–2) metamorf kőzetekhez mutat hasonlóságot, mely egy uralkodóan DK-i szállítási irányt feltételez (10. ábra). Ezen, viszonylag közeli forrásterületet támasztják alá a kerekítettség-vizsgálatok eredményei is. A kutas fúrások metamorf kőzeteihez ugyan szöveti megjelenésükben hasonlítanak, de ezen terület az észak-vízvári fúrásoktól elég távol esik. A távoli származást a kerekítettség-vizsgálat nem igazolja. Ennek ellenére a Kutas felőli szállítási irányt is feltüntettem a 10. ábrán, de annak bizonytalansága miatt szaggatott nyíllal jelöltem.

2. típusú metamorf durvatörmelék valószínű forrásterülete

A következőkben azon fúrások szálban álló metamorf kőzeteit ismertetem, melyek az általam tipizált 2. típusú metamorf kőzethez hasonlóak. Fontos megjegyezni, hogy ezen kőzetek forrásterületének behatárolása nehézségekbe ütközött, mert jól kerekítettek és kis méretűek, ami távoli forrásterületet feltételez. Másfelől kevés a jól megfogható bélyeg. Az alábbi, a vízvári fúrások környezetében létesült fúrások által harántolt metamorf kőzetek mégis szöveti megjelenésükben és ásványos összetételükben több-kevesebb hasonlóságot mutatnak a törmelékekkel.

Kadarkúton a Kkút–5 jelű fúrásból csillámpalát, csillámos kvarcitot, milonitot, gránitaplitot és gneiszet határoztak meg (KÖRÖSSY 1989). Szóba jöhet Rinyaszentkirályon a Ri–2 jelű fúrás, melyből csillámpalát és gneiszet említenek (KÖRÖSSY 1989).

A Kkút–5 és a Ri–2 fúrások által érintett metamorf kőzet — a rendelkezésre álló csiszolatok alapján — foliált vagy foliáció nélküli garnoblasztos és lepido-granoblasztos szövetű biotit–muszkovit gneisz. Ásványos összetételében kevésbé változatos, többnyire kvarcból, földpátból, muszkovitból és kevés biotitból áll. A földpát kevésbé vagy egyáltalán nem mállott, a biotit és a gránát üde, és utóbbi csak kis mértékben jelenik meg. Sokszor egy törmelékszemcsén belül is jól látható, hogy az egyes ásványok rétegenként feldúsulnak. Vannak rétegek, melyek lepidoblasztos szövetűek és főként csillámból állnak. Mások granoblasztos szövetűek, döntően kvarcból állnak. A vízvári fúrásokban lévő 2. típusú metamorf

durvatörmelékekhez képest csupán annyi az eltérés, hogy a megfigyelt metamorf kőzetekben kevesebb gránát fordul elő.

A vízvári fúrások középső-miocén durvatörmelékessé-
letében a 2. típusú metamorf kőzet egyik jellegzetes megjele-
nése a deformációhoz köthető alszemcse képződés követ-
keztében a deformált porfiroblasztok szegélyén kezdődő
felaprózódás. Ezen kifejlődésekre hasonló kőzetek is meg-
találhatóak mind a Kkút–5 jelű, mind a Ri–2 jelű fúrásokban
lévő metamorf kőzetek között (II. tábla, 10. kép).

Az általam vizsgált metamorf kőzetek közül a Kkút–5 és
a Ri–2 jelű volt hasonló a vízvári fúrások által feltárt középső-
miocén durvatörmelékessé-
letben előforduló 2. típusú me-
tamorf durvatörmelékhez. Ennek értelmében a durvatörme-
lék az ezen fúrásokkal azonos kőzetből származtatható.
Azonban a méretbeli jellemzők és a kerekítettség-vizsgálatok
eredményei alapján a törmelék jól kerekített és kis méretben
jelenik meg, mely egy viszonylag nagy szállítási távolságot
feltételez. Így az sem elképzelhetetlen, hogy a forrásterület
távolabbi, akár a horvátországi területre esik. Ezt a bizony-
talanságot tüntettem fel a 10. ábrán, szaggatott nyíllal jelölve
a szóba jöhető ÉNy-i szállítási irányt.

Következtetések

Az elvégzett vizsgálatokból levont következtetések az
alábbiak.

1. A viszonylag kevés számú fúrásból elérhető leírás és
főként az azokból származó kőzetminták makroszkópos és
mikroszkópos feldolgozása során nyert adatok alapján meg-
bízhatóan sikerült meghatározni a dolomit- és mészkőtörme-
lék területi eloszlását. Azok kerekítettsége és szemcseméret
eloszlása alapján pedig a törmelék valószínű forrásterülete is
megadható, amit a kőzetek 2 fúrásban lévő előfordulása is
kellően alátámaszt. A szállítási irány É-i, ÉK-i lehetett (6. és 7.
ábra).

2. Az 1. típusúnak minősített metamorf eredetű durva-
törmelék előfordulása alapján — a rendelkezésre álló kevés
adattól — alternatív megoldás volt javasolható azok elő-
fordulását illetően. A szálban lévő főként gneisz és csillám-
pala szöveti jellemzői és a kerekítettség-vizsgálatok alapján
mindazonáltal a DK-i szállítási irány valószínűsíthető (10.

ábra), bár nem zárható ki ennek egyéb helyeken való egy-
kori, sőt, akár jelenlegi előfordulása sem. A 2. típusú meta-
morf kavicsok esetében azok jól kerekített, kevés mennyi-
ségű és kis méretű volta miatt a szállítási távolság akár
lényegesen nagyobb is lehetett. A közeli fúrásokban hasonló
szövetű kőzeteket a vízvári fúrásoktól ÉK-re találtam, ez
esetben azonban nem zárható ki egy távolabbi forrásterület
megléte sem.

3. A szeizmikus mérésekből származó szelvények és a
fúrási rétegsorokból szerkesztett durvatörmelékessé-
let vastagságtérképe alapján kirajzolható nem csak a medence
D-i, DNy-i pereme, hanem a medence tengelyvonala is, ahol
már É-i és ÉÉK-i irányban a medence sekélyesedése látszik
(7. ábra). Ez is alátámasztja az 1. pontban megfogalmazott
felismerés helyénvalóságát.

4. Az egyetlen ősmaradványt tartalmazó mészkő kora-
krétának bizonyult. Fontos kiemelni, hogy jelenleg a nem
túl távoli térségben csak a Villány–Bihari-zónában ismert
ilyen jellegű képződmény, de ennek szálkőzetben való közeli
előfordulásáról nincs adatunk.

Köszönetnyilvánítás

A cikk megírásában nyújtott hasznos tanácsaiért
köszönetemet fejezem ki CSÁSZÁR Gézának és szakdolgo-
zatom témavezetőinek, NAGYMAROSY Andrásnak és
HORVÁTH Zsoltinak (MOL Nyrt.). FARICS Dávidnak az
elkészített informatikai alkalmazás fejlesztéséért tartozom
köszönettel. A metamorf kőzetek vizsgálatában TÖRÖK
Kálmán, a szeizmikus szelvények elemzésében GELLÉRT
Balázs (MOL Nyrt.), a karbonátkőzetek leírásában HAAS
János nyújtott segítséget. Köszönetemet fejezem ki SZTANÓ
Orsolyának és lektoraimnak, RAUCSIKNÉ VARGA Andre-
ának és KONRÁD Gyulának a cikk alapos átnézésért.
Diplomamunkám bírálóinak, CSEREPESNÉ Meszéna Ber-
nadettnak, POGÁCSÁS Györgynek és GÖRÖG Ágnesnek
köszönöm hasznos észrevételeit. A fúrómagok, csiszola-
tok és földtani jelentések rendelkezésre bocsátásáért a
MOL Nyrt.-nek tartozom köszönettel. A cikk megírásához
szükséges eszközöket az ELTE Általános és Alkalmazott
Földtani Tanszéke biztosította.

Irodalom — References

- ÁRKAI, P. 1984: Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy–Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). — *Acta Mineralogica Petrographica* **26**, 129–153.
- ÁRKAI, P., NAGY, G. & DOBOSI, G. 1985: Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermometric and geobarometric data. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 165–190.
- BAČANI, A., ŠPARICA, M. & VELIĆ, J. 1999: Quaternary deposits as the hydrogeological system of Eastern Slavonia. — *Geologia Croatica* **52/2**, 141–152.
- BÁLDI, K., BENKOVICS, I. & SZTANÓ, O. 2002: Badenian (Middle Miocene) basin development in SW Hungary: subsidence history based on quantitative paleobathymetry of foraminifera. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **91**, 490–504.
- BARABÁS, A. & BARABÁSNÉ STUHL, Á. 2005: Geology of the Lower Triassic Jakabhegy Sandstone Formation, Hungary, SE Transdanubia. — *Acta Geologica Hungarica* **48**, 1–47.

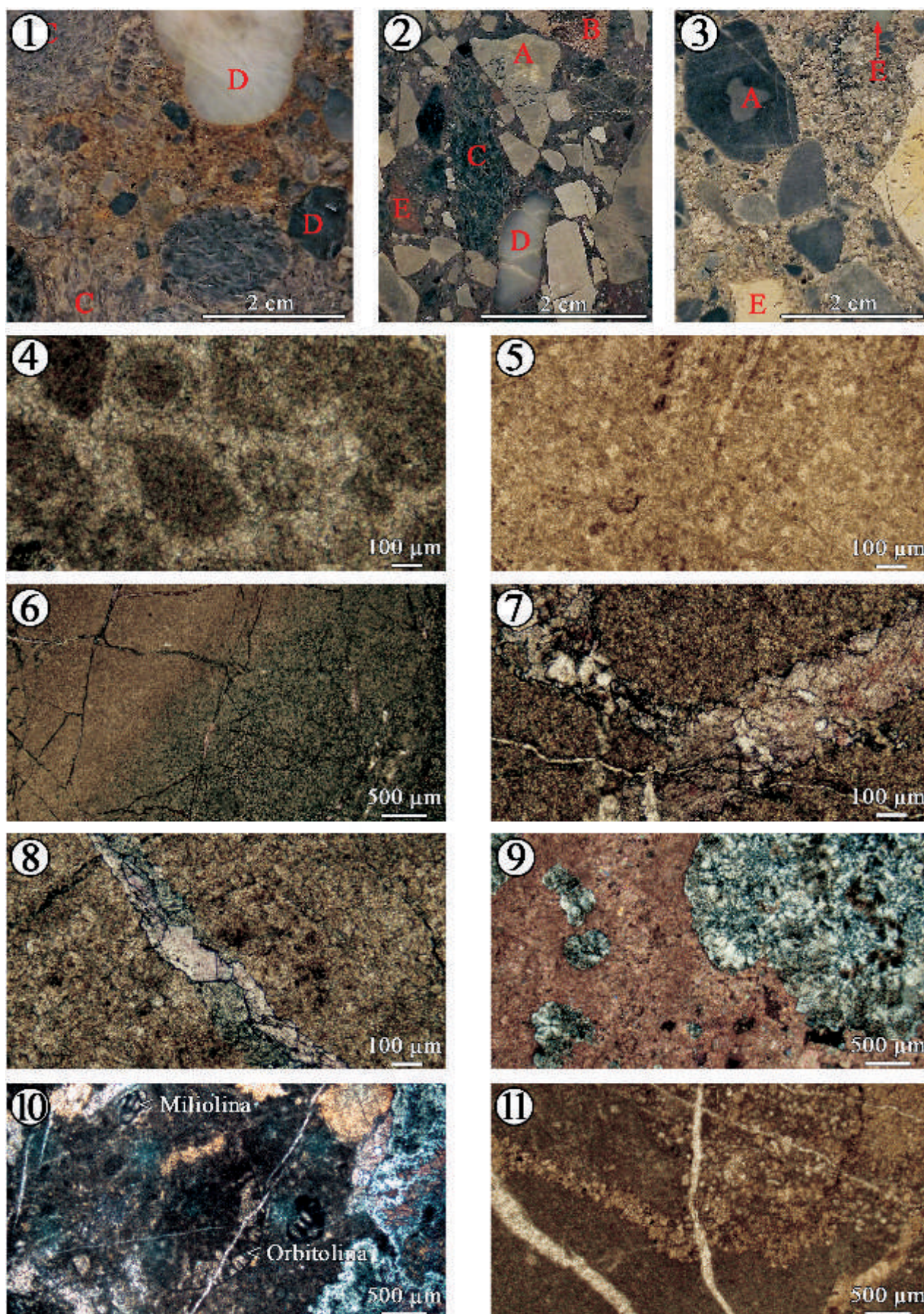
- BARABÁS A., CSICSÁK J., HÁMOS G. & MÁTHÉ Z. 1996: A nyugat-mecseki neogén részletes vizsgálata. — OTKA pályázat zárójelentése. — Kézirat, MECSEKÉRC Zrt. Adattár.
- BÉRCZI, I., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. & SZENTGYÖRGYI, K. 1988: Neogene sedimentation in Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin — A Study in Basin Evolution*. — *AAPG Memoir* **45**, 57–67.
- CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-mecsek kainozóos képződményei. — *MÁFI Évkönyv* **72**, 281 p.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114 p.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 209 p.
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. — *Tectonophysics* **297**, 51–71.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÖRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **357**, 81–102.
- DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Petrology* **36**, 491–505.
- FILJAK, R., PLETIKAPIC, Ž., NIKOLIĆ, D. & AKSIN, V. 1969: Geology of petroleum and natural gas from the Neogene complex and its basement in the southern part of the Pannonian basin, Yugoslavia. — *Conference of the Institute of Petroleum and AAPG, Brighton* **1969**, 113–130.
- FÜGEL, E. 2010: *Microfacies of Carbonate Rocks*. — Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 984 p.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *AAPG Bulletin* **43**, 1–38.
- FOLK, R. L. 1980: *Petrology of Sedimentary Rocks*. — Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, U.S.A., 182 p.
- GYALOG L. & BUDAI, T. 2002: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratiográfiai tagolására. — *MÁFI évi jelentése 2002-ről*, 195–232.
- HAAS J. (ed.) 2004: *Magyarország geológiája. Triász*. — Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD, GY. 2010: Magyarország pre-kainozóos földtani térképe, 1:500 000. — MÁFI kiadvány, Budapest.
- HÁMOR, G. 1970: The Miocene of the East Mecsek Mts (in Hungarian). — *Ann. Inst. Geol. Hung.* **53/1**, 1–483.
- HÁMOR, G. 2001: *Miocene palaeogeography of the Carpathian basin: Explanatory notes to the Miocene palaeogeographic maps of the Carpathian Basin 1:3 000 000*. — Publication of the Geological Institute of Hungary, Budapest, 71+VII p.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.
- HORVÁTH, F. & TARI, G. 1999: IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Spec. Publ. Geol. Soc., London* **156**, 195–213.
- JANTSKY, B. 1976: A mecseki kristályos alaphegység földtana. — *Kézirat*, MÁFI, Budapest.
- JÓZSA S., SZAKMÁNY GY., MÁTHÉ Z. & BARABÁS A. 2009: A Mecsek és környéke miocén konglomerátum összetek felzíni elterjedése és a kavicsanyag összetétele. — In: M. TÓTH, T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. — GeoLitera, Szeged, 195–217.
- JUHÁSZ GY. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratiográfiája. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 469–484 p.
- JUHÁSZ GY. & MAGYAR I. 1992: A pannóniai (s.l.) litofaciesek és molluszk-biofaciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön. — *Földtani Közlemények* **122/2–4**, 167–194.
- KÖRÖSSY, L. 1989: Hydrocarbon geology of the Dráva Basin in Hungary. — *General Geological Review* **24**, 3–122.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. 1963: *Stratigraphy and Sedimentation (2nd edition)*. — W. H. Freeman and Co., San Francisco, 660 p.
- LUČIĆ, D., SAFTIĆ, B., KRIZMANIĆ, K., PRELOGOVIĆ, E., BRITVIĆ, V., MESIĆ, I. & TADEJ, J. 2001: The Neogene evolution and hydrocarbon potential of the Pannonian Basin in Croatia. — *Marine and Petroleum Geology* **18**, 133–147.
- MACHEL, H. G. 2004: Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. — *Geological Society, London, Special Publication* **235**, 7–63.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — GeoLitera, Szeged, 140 p.
- MAGYAR, I. & GEARY, D. H. (eds) 1999: Fossils and strata of Lake Pannon, a long-lived lake from the Upper Miocene of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **42/1**, 108 p.
- MÜLLER, P., GEARY, D.H. & MAGYAR, I. 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family-level taxonomy. — *Lethaia* **32**, 47–60.
- NAGY, Á. & M. TÓTH, T. 2009: Relikt szöveti elemek a Göröcsnyői Formáció óriásgránátos gneisz tagozat mintáiban. — In: M. TÓTH, T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. — GeoLitera, Szeged, 65–79.
- PAVELIĆ, D. 2001: Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin System. — *Basin Research* **12**, 359–376.
- PAVELIĆ, D. 2002: The south-western boundary of Central Paratethys. — *Geologia Croatica* **55**, 83–92.
- PETTJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary rocks, (3rd edition)*. — Harper & Row, New York, 628 p.
- POGÁCSÁS, GY. 1984: Seismic stratigraphic features of the Neogene Sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30/4**, 373–410.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in stratigraphy of continental record: a case study from the Late Miocene of western Pannonian basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds.): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. — *Geol. Soc. Spec. Publ.* **156**, 357–390.

- SAFTIĆ, B., VELIĆ, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ, Gy. & IVKOVIĆ, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in The Pannonian Basin. — *Geologia Croatica* **56/1**, 101–122.
- SCHOLLE, P. A. & ULMER-SCHOLLE, D. S. 2003: A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. — The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A. *AAPG Memoir* **77**, 474 p.
- SIBLEY, D. F. & GREGG, J. M. 1987: Classification of dolomite rock textures. — *Journal of Sedimentary Petrology* **57**, 967–975.
- SUKUMARAN, B. & ASHMAWAY, A. K. 2001: Quantitative characterisation of the geometry of discrete particles. — *Géotechnique* **51/7**, 619–627.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1933: Die Bestimmung des Abrollungs grades. — *Zentralbl. Min. Geol. Pal., Abt. B*, 389–401.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. (editor-in-chief), ÁRKAI, P. (ed.), BECK-MANNAGETTA, P., BOYADJIEV, S.G., KAMENICKY, J., STELCL, J., WEISS, J., JUHÁSZ, Á., BALÁZS, E., KOVÁCH, Á., NAGY, E., RAVASZ-BARANYAI, L., SZALAY, Á., SZEDERKÉNYI, T., WIESER, T., GIUSCA, D., SAVU, H., KRÄUTNER, H., BERCEA, I., SEMENENKO, N. P., TKACHUK, L. G., DANILOVICH, Yu., DMITRIEVIC, M., KARAMATA, S. 1976: *Map of Metamorphites of the Carpatho-Balkan-Dinaride Area, 1:1 000 000*. — KBGA, Központi Földtani Hivatal és az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma kiadványa, Budapest.
- SZEDERKÉNYI, T. 1996: Metamorphic formation and their correlation in the Hungarian part of Tisia Megaunit (Tisia Composite Terrane). — *Acta Mineralogica Petrographica* **37**, 143–160.
- SZENTGYÖRGYI, K. & JUHÁSZ, Gy. 1988: Sedimentological characteristics of the Neogene sequences in SW Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 209–225.
- SZEPESHÁZY K. 1963: A Dráva-medence belső-somogyi részében mélyített fúrások rétegsorának feldolgozása. — *Kézirat*, MÁFI, Budapest.
- TARI, G. 1992: Late Neogene transpression in the Northern Thrust zone Mecsek Mts. Hungary. — *Annales of the Eötvös University Budapest, Sect. Geol.* **29**, 165–187.
- TARI, G. & HORVÁTH, F. 1995: Overview of the Alpine evolution of the Pannonian Basin. — In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (eds): Hungary, extensional collapse of the Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the western Pannonian Basin. — *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, Guidebook to fieldtrip 6, Hungary*, 7–19.
- TARI, V. & PAMIC, J. 1998: Geodynamic evolution of the northern Dinarides and the southern part of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **297**, 269–281.
- TIŠLJAR, J. 1993: Sedimentary bodies and depositional models for the Miocene oil-producing areas of Ladislavci, Beničanci and Obod. — *Nafta* **44/10**, 531–542.
- TÓTH, E. 2009: Őskörnyezeti változások a Középső-Paratethysben a szarmata folyamán a mikrofauna őslénytani és geokémiai vizsgálata alapján. — *Doktori értekezés*, ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, 158 p.
- TÖRÖK, K. 1989: Fluid inclusion study of the gneiss from Nagyatád-K-1 borehole, SW Transdanubia (Hungary). — *Acta Mineralogica Petrographica* **30**, 115–126.
- TÖRÖK, K. 1990: New data on the geothermometry and geobarometry of the Somogy–Dráva Basin, SW Transdanubia. — *Acta Mineralogica Petrographica* **31**, 13–23.
- TÖRÖK, K. 1992: A Somogy–Dráva-medence kristályos aljzatának közettani-geokémiai vizsgálata. — *Kandidátusi értekezés*, ELTE Közzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 140 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* **101/5**, 1427–1440.
- VARGA, A., R., RAUCSIK, B. & KEDVES, M. 2004: A dél-dunántúli eocén (paleogén) képződmények lehordási területének meghatározása — Ásványtani, közettani és palinológiai vizsgálati eredmények. — *Földtani Közlöny* **134/2**, 175–200.
- VELIĆ, J. & SAFTIĆ, B. 1991: Subsurface Spreading and Facies Characteristics of Middle Pleistocene Deposits between Zaprešić and Samobor. — *Geol. vjesnik* **44**, 69–82.
- VELIĆ, J., WEISSER, M., SAFTIĆ, B., VRBANAC, B. & IVKOVIĆ, Ž. 2002: Petroleum-geological characteristics and exploration level of the three neogene depositional megacycles in the Croatian part of the Pannonian Basin. — *Nafta* **53/6–7**, 239–249.
- VRŠALJKO, D., PAVELIĆ, D., MIKNIĆ, M., BRKIĆ, M. & KOVAČIĆ, M. 2006: Middle Miocene (Upper Badenian/Sarmatian) Paleogeology and Evolution of the Environments in the Area of Medvednica Mt. (North Croatia). — *Geologia Croatica* **59**, 51–63.
- WADDELL, H. 1932: Volume, shape and roundness of rock particles. — *Journal of Geology* **40**, 443–451.
- WÉBER B. 1982: A Mecsek alja árok neogén és paleogén képződményeiről. — *Földtani Közlöny* **112**, 209–240.
- WÉBER B. 1985: Paleogén rétegek Szigetvár környékén. — *Földtani Közlöny* **115/1**, 1–21.

Kézirat beérkezett: 2014. 03. 05.

I. tábla — Plate I

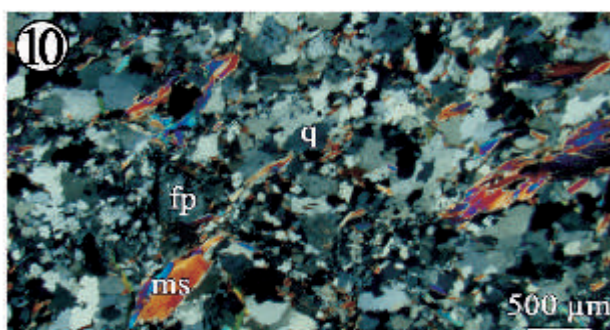
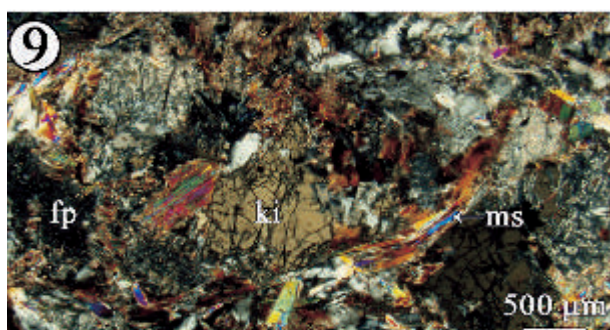
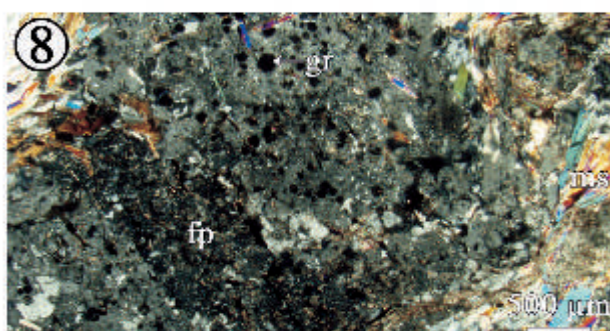
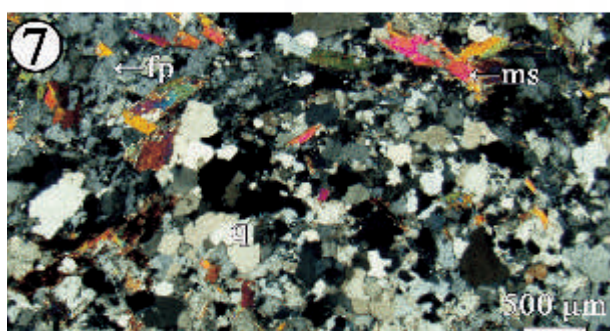
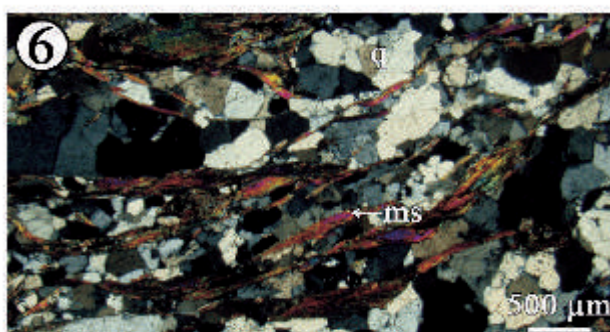
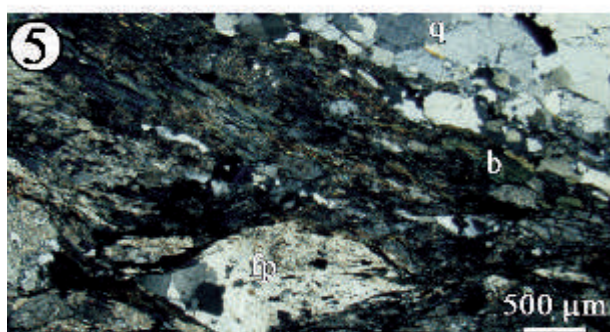
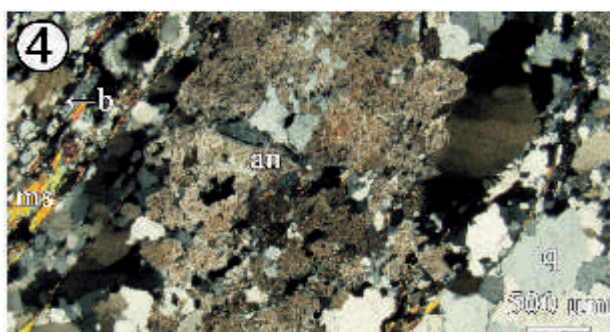
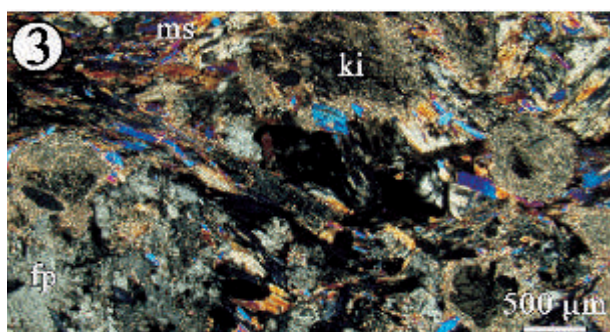
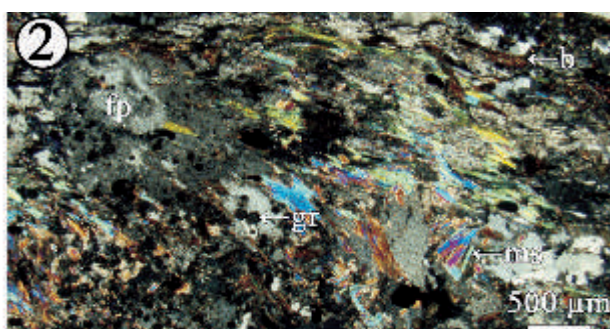
1. Az A-1 fúrás 2. mintájából (3067–3070 m) származó konglomerátum. Kavics típusok: C=metamorfit, D=kvarcit.
 2. Az A-3 fúrás 1. mintájából (3132–3141 m) származó breccsa. Kavics/közettermék típusok: A=dolomit, B=mészkö, C=metamorfit, D=kvarcit, E=vulkanit.
 3. Az A-5 fúrás 1. mintájából (3023,3–3028,3 m) származó konglomerátum. Kavics/közettermék típusok: A=dolomit, E=vulkanit.
 4. Finomkristályos nonplanar-a-planar-s átmeneti szövetű dolomit esetén a peloidos-ooidos szövet felismerhető, 1N. A-1, 1. minta.
 5. Finomkristályos nonplanar-a-planar-s átmeneti szövetű dolomitban egykori ősmaradványok szellemképe látható, 1N. A-5, 1. minta.
 6. A kép bal oldalán lévő dolomikropátit és a jobb oldalán látható vastartalmú finomkristályos, planar-s szövetű dolomit folyamatos átmenettel érintkezik egymással. A közetdarabot kalcit- és dolomitkitöltésű erek szelik át, 1N. A-2, 4. minta.
 7. Dolomitot átszelő kalcit- és kvarcerek, 1N. A-1, 3. minta.
 8. Dolomitot átszelő vastartalmú közép- és durvakristályos dolomitból álló ér, melyben utólagosan kalcitcement képződött, 1N. A-2, 4. minta.
 10. Mészköbreccsa. A kép jobb oldalán kalcedonos szferulitokat tartalmazó kristályos mészkő látható, bal részén ősmaradványok fordulnak elő. A legfontosabb a kora-kréta *Orbitolina* sp., 1N. A-3, 1. minta.
 11. Breccsásodott mészkő, a repedéseket főként kalcit tölti ki. Az alapanyag mikropátitos, peloidos szöveti elemekkel. A mészkőben mikrit anyagú szegletes közettermékek találhatók, 1N. F-1 számú fúrás.
-
1. Conglomerate from the core no 2 of A-1 well (3067–3070 m). Gravel types: C=metamorphic, D=quartzite.
 2. Breccia from the core no 1 of A-3 well (3132–3141 m). Rock fragment types: A=dolomite, B=limestone, C=metamorphic, D=quartzite, E=vulcanite.
 3. Conglomerate from the core no 1 of A-5 well. (3023.3–3028.3 m). Rock fragment types: A=dolomite, E=vulcanite.
 4. Fine crystalline dolomite with planar-s to nonplanar-a texture. Recognizable depositional textures (peloids, ooids), 1N. in the core no 1 of A-1 well.
 5. Fine crystalline dolomite with planar-s to nonplanar-a texture. Dolomite with “ghost” of unidentifiable fossils, 1N. in the core no 1 of A-5 well.
 6. The dolomicropat on the left side of the image and the ferriferous, fine crystalline dolomite with planar-s texture on the right side of the image are contact with sharp borders. Fractures are filled by calcite and dolomite, 1N. in the core no 4 of A-2 well.
 7. Dolomite is crossed by fractures filled with calcite and quartzite, 1N. in the core no 3 of A-1 well.
 8. The fracture of the dolomite is filled by medium and coarse crystalline dolomite with calcite cement, 1N. in the core no 4 of A-2 well.
 9. Mészköben lévő kalcedonos szferulitok, 2N. A-2, 4. mf. — Chalcedony spherulites in limestone, 2N. in the core no 4 of A-2 well.
 10. Limestone breccia. There is crystalline limestone with chalcedony spherulites on the right side of the image. There are fossils on the left side of the image. The most important is the Early Cretaceous *Orbitolina* sp., 1N. in the core no 1 of A-3 well.
 11. Peloidal limestone has been fractured and the fracture filled by especially calcite. In the limestone are mikrit material rock fragments, 1N. F-1 well.



II. tábla — Plate II

1. 1. típusú metamorf eredetű közettörmelék. A-2 fúrás, 4. minta
2. Csillámban gazdag sávok határolta gránátzárványos földpát porfiroblasztok (fp=földpát, ms=muszkovit, b=biotit, gr=gránát), 2N. A-3, 1. minta.
3. Részben szericitesedett kianit és staurolit porfiroblasztok csillámok között (fp=földpát, ms=muszkovit, ki=kianit), 2N. A-2, 4. minta.
4. Andaluzit kvarc és csillámzárványokkal (ms=muszkovit, b=biotit, an=andaluzit), 2N. A-3, 1. minta.
5. Éles határral érintkező granoblasztos, kvarcban gazdag és lepidoblasztos, csillámban gazdag sáv (fp=földpát, b=biotit, q=kvarc), 2N. A-3, 1. minta.
6. Vékony csillámos sávok granoblasztos szövétű, kvarcban gazdag közetben (q=kvarc, ms=muszkovit), 2N. A-5, 1. minta.
7. Deformált, felaprózódott kvarcból, földpátból és csillámból álló metamorf közettörmelék (fp=földpát, q=kvarc, ms=muszkovit), 2N. A-1, 3. minta.
8. Csillámban gazdag rétegek gránátzárványos földpát porfiroblasztokkal (fp=földpát, ms=muszkovit, gr=gránát), 2N. K-2. számú fúrás.
9. Kianit és staurolit porfiroblasztok csillámok között (fp=földpát, ms=muszkovit, ki=kianit), 2N. E-3 számú fúrás.
10. Felaprózódott kvarcból, földpátból és csillámból álló deformált metamorf közet (fp=földpát, q=kvarc, ms=muszkovit), 2N. V-5 számú fúrás.

1. 1. type metamorphic rock fragments. In the core no 4 of A-2 well.
2. Mica-rich rock has lepidoblastic texture with feldspar porphyroblastic. The feldspar has garnet inclusions (fp=feldspar, ms=muscovite, b=biotite, gr=garnet), 2N, in the core no 1 of A-3 well.
3. Partially transformed cianite and staurolite porphyroblastic with micas (fp=feldspar, ms=muscovite, ki=cianite), 2N, in the core no 4 of A-2 well.
4. Andalusite contains quartz and mica inclusions (ms=muscovite, b=biotite, an=andalusite), 2N, in the core no 1 of A-3 well.
5. Quartz-rich layers have granoblastic textures. Mica-rich layers have lepidoblastic textures. The layers contact with sharp borders each other (fp=feldspar, b=biotite, q=quartz), 2N, in the core no 1 of A-3 well.
6. Quartz-rich rock has granoblastic texture with thin mica-rich layers (q=quartz, ms=muscovite), 2N, in the core no 1 of A-5 well.
7. Deformed metamorphic rock fragment with fragmented quartzite, feldspar and mica (fp=feldspar, q=quartz, ms=muscovite), 2N, in the core no 3 of A-1 well.
8. Mica-rich rock has lepidoblastic texture with feldspar porphyroblastic (fp=feldspar, ms=muscovite, gr=garnet), 2N. K-2 well.
9. Cianite and staurolite porphyroblastic with micas (fp=feldspar, ms=muscovite, ki=cianite), 2N. E-3 well.
10. Deformed metamorphic rock with fragmented quartzite, feldspar and mica (fp=feldspar, q=quartz, ms=muscovite), 2N. V-5 well.



Upper Miocene lignite occurrences in the Oaş Depression, Satu Mare County, Romania

Gheorghe MACOVEI¹, Péter KOVÁCS-PÁLFFY², Péter KÓNYA³

¹Technical University of Cluj Napoca, North University Center Baia Mare, 62/A Dr. Victor Babeş Street, 430083 Baia Mare, Romania;
ubm_macovei@yahoo.com

²Leányvár, H-2518, Bécsi út 62, Hungary, kovacs.palfy.peter@gmail.com

³Geological and Geophysical Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14, Hungary, konya.peter@mfgi.hu

Felső-miocén lignit-előfordulások az Avas-medencéből, Szatmár megye, Románia

Összefoglalás

Az Avas-medence a Pannon-tó önálló öbleként működött a környező neogén vulkáni hegyekkel körülvéve. A kristályos aljzatra paleogén és neogén üledékek települtek. A késő-miocénban az éghajlat, valamint a tó vízszintjének válatakozása következtében mocsári erdők fejlődtek ki (*Byttneriophyllum* és *Alnus*). Így mocsarak, tőzeglápok alakultak ki, melyek jellemző növényzete a *Glyptostrobus europaeus*, *Byttneriophyllum tiliifolium* és *Alnus cecropiaefolia*, amelyek széntelepeket képeztek. Az Avas-medence szenei jó minőségű lignitek, melyek fűtőértéke átlagban 22 100 kJ/kg.

Tárgyszavak: Románia, Avas-medence, késő-miocén, mocsári erdők, szénképződés, lignit

Abstract

The present paper contains a significant amount of data concerning the geology, genesis and physical and chemical features of lignite in the Oaş Depression (North-western Transylvania, Romania). The present-day circular Oaş Depression is bordered by Neogene eruptive complexes; however, it is most likely that initially it functioned as a gulf of Lake Pannon. It was open to the west, north-west and most probably to the east as well. The age of the lignite-bearing unit is Late Miocene. Due to climate changes and lake level fluctuations during the Late Miocene, the sedimentary basin was occupied repeatedly by mires of forest swamp. Genetically, coal accumulated from the swampy forest vegetation which developed in certain areas. The presence of the swampy forest is proved by *Glyptostrobus europaeus*, *Byttneriophyllum tiliifolium*, and *Alnus cecropiaefolia*. In the Oaş Depression the lignite has excellent quality. The physical and chemical characteristics show an average caloric value of 22,100 kJ/kg.

Keywords: Romania, Oaş Depression, Late Miocene, swamp forest, coal generation, lignite

Ocurențele de lignit de vârstă miocen superioară din Depresiunea Oaş, județul Satu Mare, România

Rezumat

Depresiunea sedimentară a Oaşului a funcționat ca un golf al Lacului Pannonian, având o formă circulară determinată de limita cu eruptivul neogen înconjurător. Depozitele sedimentare dispuse peste un soclu cristalin aparțin paleogenului și miocenului. Miocenul superior este dezvoltat în facies pannonic și cuprinde resturi vegetale fosile, reprezentând flora miocen-superioară. Pentru flora miocenă sunt caracteristice biotopurile de pădure mlăștinoasă (în special *Byttneriophyllum* și *Alnus*). Schimbările de climă, precum și fluctuațiile nivelului apei din lac din miocenul superior unele sectoare din bazinul de sedimentare s-au transformat într-o turbărie. Prezența în aceste turbării a vegetației de pădure mlăștinoasă (*Glyptostrobus europaeus*, *Byttneriophyllum tiliifolium*, *Alnus cecropiaefolia*) este răspunzătoare de formarea depozitelor de cărbune. Cărbunii din Depresiunea Oaşului sunt ligniți de calitate superioară, caracteristicile fizico-chimice indică o putere calorică medie de 22 100 kJ/kg.

Cuvinte cheie: România, Depresiunea Oaş, miocen superior, păduri mlăștinoase, geneza cărbunilor, ligniți

Introduction

The Oaş Depression, also known as “Țara Oaşului”, is a small basin which was formed in the western margin of the Oaş volcanic plateau with a slight westward dip. The drainage system of the basin is determined by the Tur and Talna Valleys and a series of tributaries from the surrounding volcanic mountains.

The bottom of the basin is composed of a high pediment surface developed by the erosion of andesitic rocks, volcanic agglomerate and Neogene sedimentary formations. The Upper Miocene sequence reflects a terrestrial or shallow marine origin.

During the Late Miocene, the sedimentary basin was occupied intermittently by mires of forest swamp. The centre of the forest swamp was the northern section of the basin near Târșolț, Aliceni, Cămârzana and the south-eastern part was near Negrești-Oaș.

In this paper a short characterization of the geology of the Oaş Depression is presented. It has a special focus on the current state of knowledge with respect to the lignite occurrences, based on recent geological research.

Geology of the depression

Based on deep borehole data (F. 4746 Remetea Oaşului, F. 4745 Valea Măriei-Vama) the metamorphic basement of the depression can be related to the Bihor Unit (Tatrides, i.e. Internal Dacides SÂNDULESCU 1986). The thickness of the Palaeogene is generally 400–650 m; however, towards the west, near Pișcolt-Carei, it exceeds 1000 m. The Palaeogene deposits are represented dominantly by marl, along with a series of silt and sandstone having sequence thicknesses of 10–40 m. According to SÂNDULESCU (1986), some lithological characters resemble very closely those of the Podhale flysch (e.g. Rusty shale).

Miocene deposits are present throughout the Palaeogene (as shown by drillings), while on the surface they are represented by the Pannonian sequences (Figure 1).

Badenian deposits are evident from drilling carried out in the centre of the depression and they have been found exposed in the surrounding area of Neogene volcanic rocks. The Lower Badenian formation is composed of marl and sand with an intercalation of “green tuffs”.

The Upper Badenian (Kossovian) sequence is represented by, transgressive marl, sand, tuff and algal limestone (*Lythotamnium*).

Sarmatian formations have also been drilled and found exposed in the surrounding area of Neogene eruptive rocks. Sarmatian formations comprise marl, silt, clay, sandstone and volcanic tuff deposits. The macrofauna is represented by *Cardium gleichenbergense* PAPP, *Cardium pium* ZIHZH and *Macra eichwaldi* LASK. The uppermost part of the succession is traditionally assigned to the “Pontian” (Upper Pannonian), but because of regional correlation issues in connection with Lake Pannon the deposits should be marked as being Pannonian s.l. This designation is due to

results from mollusc fauna: e.g. *Congerina balatonica* PARTSCH and *Congerina czjzeki alata* (GILLET & MARINESCU) with *Unio baltavarens* HAL., *Limnocardium apertum* (MUNST.) and *Brotia vasarhelyi* HANTKEN present in the Lake Pannon deposits of Hungary (Table 1).

Due to the cyclic subsidence related to the tectonic instability and the climatic conditions of the area during the Late Miocene, the sedimentary basin has been occupied intermittently by peat bogs in an area of swamp forest. The centre of the forest was situated the northern sector of the basin near Târșolț, Aliceni and Cămârzana and partially in the south-east near Negrești-Oaș (SAGATOVICI 1967, 1968; JUDE 1986).

The earlier presence of a forest swamp is reflected by the occurrences of vegetal debris of *Glyptostrobus europaeus* (BROGNIART 1833) UNGER 1850, *Byttneriophyllum tiliifolium* AL. BRAUN 1845, *Alnus cercropiaefolia* ETTINGSHAUSEN

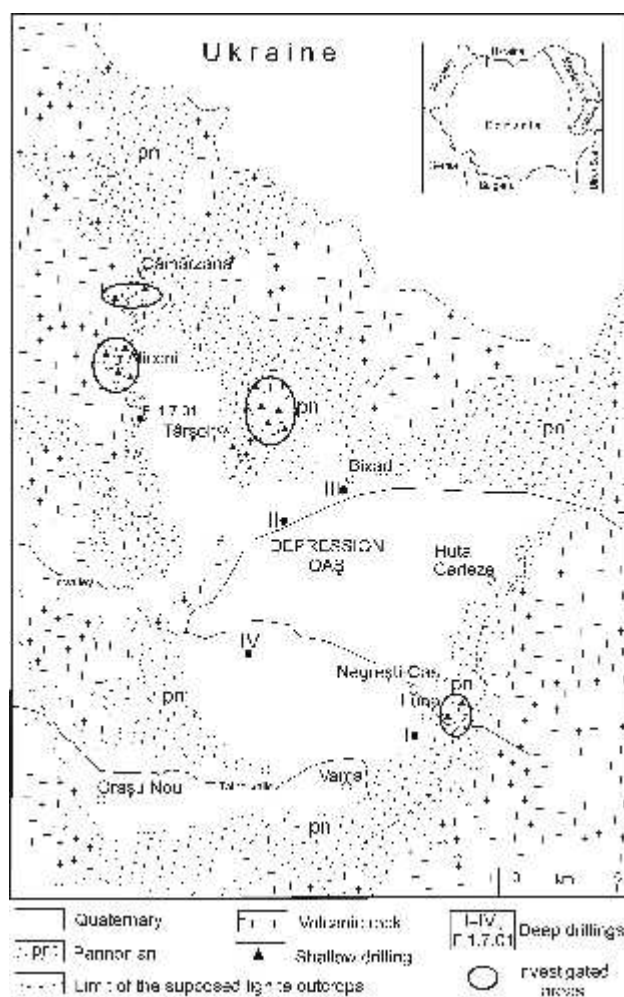


Figure 1. Geological map of the Oaş Depression. (Compiled and simplified after KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1984)

Figură 1. Harta geologică a Depresiunii Oaş (completată și simplificată după KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1984)

Cuaternar, Pannonian, Linia aflorimentelor de lignit, Roci vulcanice, Foraje de mică adâncime, Foraje de adâncime medie, Zone investigate

1. ábra. Az Ávas-medence földtani térképe (kiegészítve és egyszerűsítve KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1984 nyomán)

Kvarter, Pannóniai, A lignit rétegek kibívási vonala, Vulkáni kőzetek, Sekély fúrások, Közepes mélységű fúrások, Megkutatott területek

Table I. Pannonian s. l. from the Oaş Depression (after SAGATOVICI 1967).**Table I.** Pannonianul s. l. din Depresiunea Oaş (după SAGATOVICI 1967)**I. táblázat.** A pannóniai s. l. az Ávas-medencében (SAGATOVICI 1967 nyomán)

Pannonian s. l.	Upper Pannonian ("Pontian")	Congerina halattonica, Horizon (with lignite seams) cca. 100 m lacustrine, lagoonal facies
	Lower Pannonian	Congerina zsigmondyi and Congeria parvula Horizon cca. 190 m
		Congerina halattonica Horizon cca. 60 m neritic, littoral facies

1851, *cer tricuspidatum* BRONN 1838 and *Platanus platanifolia* ETTINGSHAUSEN 1851, associated with *Salix* sp., *Betula macrophylla* GOEPPERT 1855, *Alnus* cf. *glutinosa* GAERTNER 1791 (SAGATOVICI & ȚICLEANU 1974; GIVULESCU 1994, 1996) on the edges of the partially inundated areas.

This vegetation consists of the association of *Byttneriophyllum* and *Alnus*. These fossils were found within the drilling cores of F.1.7.01, Târșolț-W (Plate I).

Thus the occurrence of vegetation which is typical for a forest swamp can be assumed; this is similar to the respective examples of Tiszapalkonya (HABLY 1992), Dozmat (HABLY & KOVAR-EDER 1996), Tiszapalkonya, Rudabánya (ERDEI et al. 2007), Chiuzbaia (MACOVEI 2011) and Bükk-ábrány, Dozmat, Felsőtárkány, Iharosberény, Kerecsend, Rózsaszentmárton, Rudabánya, Tiszapalkonya, Visonta (HABLY 2013).

In the area of Visonta (Pannonian Basin, Hungary) deciduous and swamp forests with *Glyptostrobus*, rarely with *Taxodium*, *Alnus* and *Nyssa* were formed and existed during all periods of peat accumulation (IVANOVA et al. 2004).

History of research

In 1908 some deep boreholes were drilled in the Oaş Depression and these showed the existence of brown coal seams (TELEGDI ROTH 1913, PAPP 1915):

— the oldest ones, which 1.5 and 2.1 m thickness and at depths of 551.00–552.55 and 607.60–609.70 m respectively, are considered as Upper Mediterranean (Middle Miocene) seams (II. — Boinești),

— younger seams, of 0.28 m thickness and at depths of 135.32–135.60 m (I. — Negrești-Oaş), are considered to be of Sarmatian age.

The systematic exploration and exploitation of lignite in the area started in 1910 by mining works at Luna–Negrești-

Oaş, Aliceni, Cămârzana, Târșolț and Huta Certeze (from the Pannonian succession).

Due to the reduced thickness of lignite seams and the termination of the belt-line on the Satu Mare – Negrești-Oaş narrow-gauge railway, most of the mine shafts were closed between 1950 and 1962.

In the *Negrești-Oaş* area Pannonian lignite seams were explored, and a survey was also carried out at the Luna mine (ISPIF 1957).

SAGATOVICI (1967, 1968) examined some lignite occurrences from the Oaş Depression.

In 1980, the company IPEG “Maramureș” Baia Mare (Romania) implemented a programme of geological exploration of the Pannonian lignite. The drillings explored the lignite occurrences and thus, by correlating the Pannonian lignite seams, the areas of Târșolț and Aliceni became of interest with regard to possible exploitation.

KOVÁCS-PÁLFFY et al. (1982, 1984) presented the main results of the exploration activity in the Oaş Depression, especially those from the Târșolț area.

Later, MACOVEI (2000, 2011) published a series of works containing data on the geology, macro- and micro-flora, genesis and on some physical-chemical characteristics of lignite occurrences in the Oaş Depression.

Spatial distribution and features of the lignite

At *Târșolț*, 2–9 lignite beds with respective thicknesses varying between 0.10–2.00 m were found in different boreholes at depths between 14.80 m and 67.80 m (Figures 2 and 3).

The IVth seam proved to be of economic interest. It has a thickness between 0.10 m and 2.00 m (Figures 2 and 3) and its underlying formation is comprised of marl with intercalations of pyroclastic rocks (andesitic tuffs); the cover is marl or clay-marl. Although it is characterized by high thickness variations, in most of the drillings the outlined reserves justified future exploitation.

The IVth lignite seam was formed in a large peat-forming environment with a huge forest swamp which probably existed over a long period. Thus it can be considered that the lignite seam denotes stagnation in the relative rise in the level of the lake.

According to the drilling data, the peat-forming environment related to the IVth lignite seam had an irregular shape with two extensions to the south. Its length was about 2300 m and its maximum width was about 2100 m (Figure 2).

In the middle of the area (borehole F. 2.6.03: 34.70–35.60 m — Figure 3) clayey lignite appears, while towards the south, north and west, the lignite seam increases in thickness. Considering the isopach data of the IVth lignite seam, the presence of a topographic elevation from NE to SW can be assumed. This probably divided the area of the peat-forming environment into two regions of vegetation and accumulation.

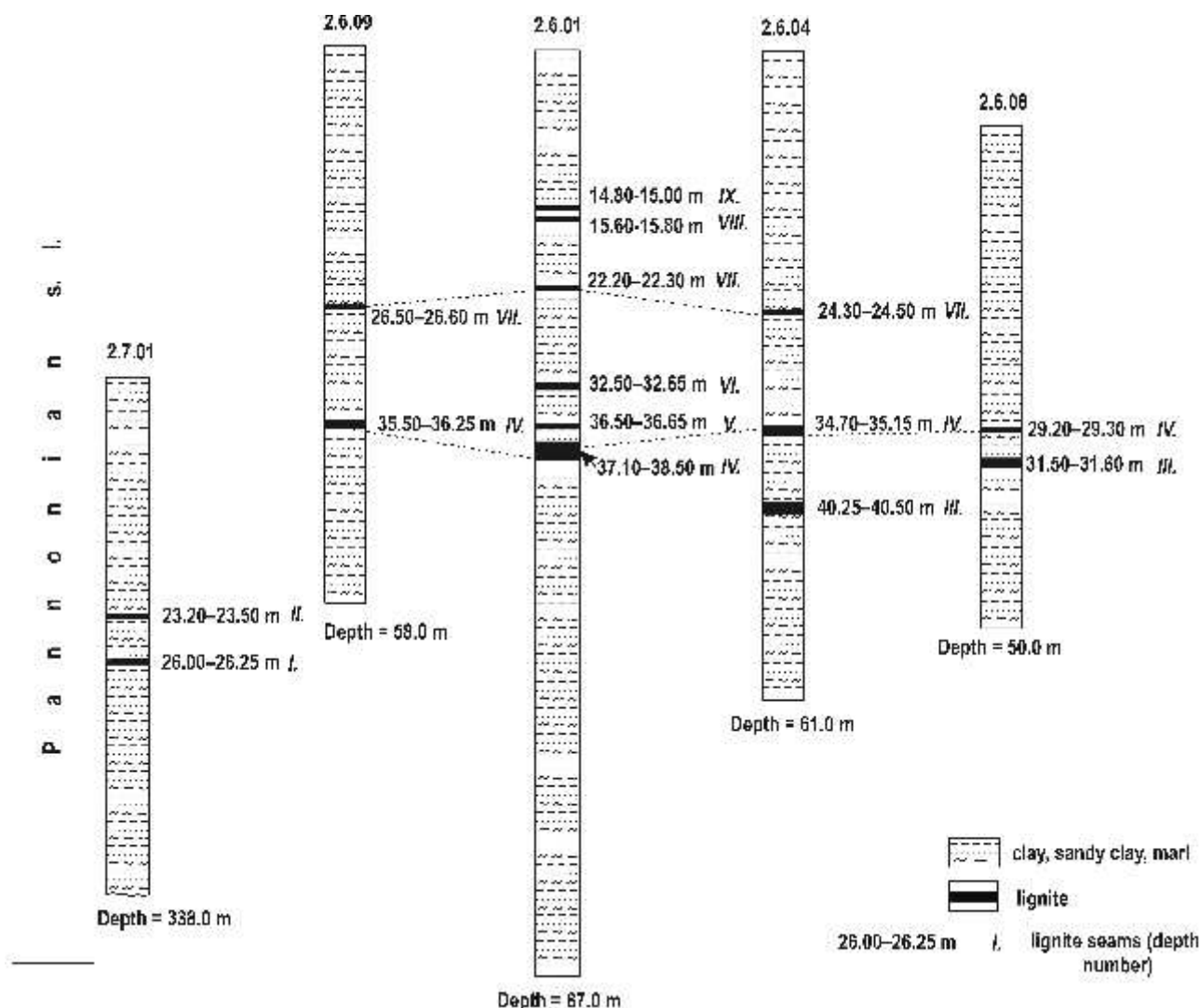


Figure 2. Geological columnar sections of lignite seams in some boreholes from the Târşolţ area (data by KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982)

Figură 2. Secţiuni geologice columnare prin stratele de lignit interceptate în câteva foraje din zona Târşolţ (după KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982) I

2. ábra. Földtani rétegoszlopok a Târşolţ térségében a fúrásokkal megkutatott lignit rétegekkel (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982 nyomán)

At Aliceni 2-6 beds of lignite, with respective thicknesses varying between 0.10 m and 1.30 m, were found at a depth of 60 m. Based on deep drilling data, the reserves were outlined (northward towards Cămârzana) in the vicinity of the Neogene eruptive formations of Dealul Ursoi and towards Lechinţa.

In the Aliceni area drilling data indicate the presence of an uneconomic lignite seam that also reflects forest swamp facies. The shape of the swamp would have been oval with a N-S strike, with a length of 2750 m and width of 2000 m.

In the *Negreşti-Oaş* area the Pannonian lignite seams were explored at the Luna-mine; these seams have a thickness of between 0.23–0.50 m and are at respective depths between 19.55–51.80 m (ISPIF 1957).

Beside the above-described areas, probably two or more peat-forming mires existed in the surrounding regions. These additional mires were single swamps with two or more lignite-forming phases (GIVULESCU 1996).

The faults of the basement reactivated during the Late

Miocene — and the fractures produced by intrusive and eruptive volcanic activity — have significantly affected the original position and continuity of the lignite seams. Moreover, lateral discontinuity of the lignite seams due to the palaeogeographic conditions can also be assumed. Thus the seams are fragmented and the stratigraphic correlations are frequently ambiguous.

Landslides affecting the older mining works are also present (especially in the Târşolţ area) in the sectors with lignite strata outcrops. The low productivity and the unfavourable hydrogeological conditions — i.e. the occurrence of seams below the hydrostatic level — were the main factors determining the termination and closing of the mining activity.

The lignite of the Oaş Depression is Pannonian lignite and its high quality gives it economic potential. In the areas where the lignite seams were in contact with the Neogene (Late Miocene) eruptive formations the lignite eventually turned out to be similar to sub-bituminous black coals (1–2

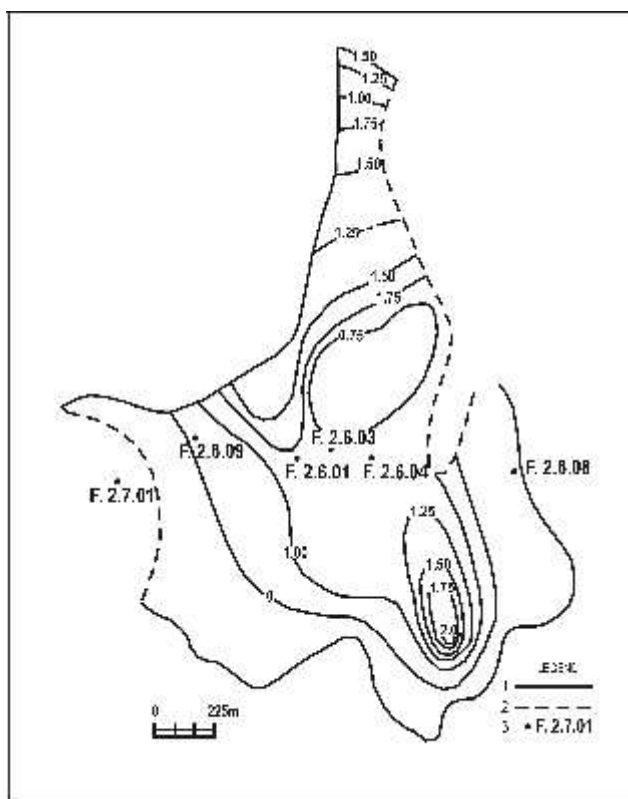


Figure 3. The IVth lignite seam isopachs at Târşolţ (data by KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982)

1. Limits of the outcrop area of the IVth lignite seam; 2. Limit of the supposed outcrops; 3. Drillings with indications of the lignite interception thickness

Figură 3. Izopahitele stratului IV. de lignit din zona Târşolţ (după KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982)

1. Limita aflorimentelor stratului IV. de lignit, 2. Limita presupusă a aflorimentelor, 3. Forajele cu grosimile stratului de lignit interceptate

3. ábra. A Târşolţ-terület IV. számú lignitrétegének izopahitos térképe (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982 nyomán)

1. A IV. réteg felszíni kibúvásai, 2. Feltételezett felszíni kibúvások vonala, 3. Fúrások a lignitréteg-astagságokkal

m thickness); the latter is based on the consideration that the quality parameters are due to contact metamorphic processes. The colour of the lignite varies from brown to black and it is dominantly matt, being rarely semi-glossy or even glossy. It presents an example of clear stratification and the cracks in the lignite are irregular and sometimes splintered.

The features of contact thermal metamorphism were observed in some lignite samples and these features include the presence of sub-millimetre vacuoles. These vacuoles are due to slight degassing and give the coal a spongy appearance.

Petrographically, the lignite from the Oaş Depression was formed of xylite (a visible xyloid wood structure was observed in some samples), metaxylite, xylovitrite, vitrite and also (sporadically) fuzite (IONESCU & UNGUREANU, 1981).

Among mineral components, clay minerals were noted; the proportion of these is highly variable with 1–2% in lignites, but this figure can increase up to 50% in shaley lignite or coaly shale. Sporadically, detrital minerals (quartz, muscovite and calcite) and pyrite were also observed.

Table II. Physical-chemical characteristics of the investigated lignite

Table II. Caracteristicile fizico-chimice ale ligniţilor studiate

II. táblázat. A tanulmányozott lignitek fizika-kémiai jellemzői

Occurrences	Calorific value kJ/kg	Ash %	Humidity %	Total sulphur %
II. Depresi	26440–27900	6.78 12.79	1.65	
Căminţeni ¹	24550			
Negreşti-Oaş etc	11590–18125			
Lura-Negreşti	>13925	18	77.5	3.1
Târşolţ ²	22100	30.60	49.34.7	

PAPP 1915, ²PETRESCU et al. 1987, ³KOVÁCS-PÁLFFY et al. 1982

On a technological sample from the Târşolţ area, briquetting tests were performed. Briquettes with good cohesion, appropriate strength, reduced consumption of the binder, and a high calorific value were obtained.

The main physical-chemical characteristics of the lignite samples from different occurrences are given in the *Table 2*.

Conclusions

The Oaş Depression functioned as a distal sub-basin of Lake Pannon. The circular sub-basin is surrounded by Late Miocene eruptive formations. The basin-filling sedimentary deposits represent the Palaeogene and Neogene. Pannonian formations contain fossil vegetal debris. The Pannonian flora belongs to a forest swamp environment.

Due to the climate and the relative lake level fluctuations during the Late Miocene, the sedimentary basin was occupied intermittently by mires of forest swamp. The development of forest swamp vegetation, with the presence of *Byttneriophyllum* and *Alnus*, enabled the formation of lignite seams.

The near-surface Pannonian lignite seams of the Oaş Depression contain lignite of a high quality. The physical-chemical characteristics indicate heating values of 11 590–24 550 kJ/kg.

Some of the lignite deposits (especially in Târşolţ) are of lower economic interest, but the lignite from these deposits can still be used in thermal power plants or in industrial furnaces, and eventually in local industry.

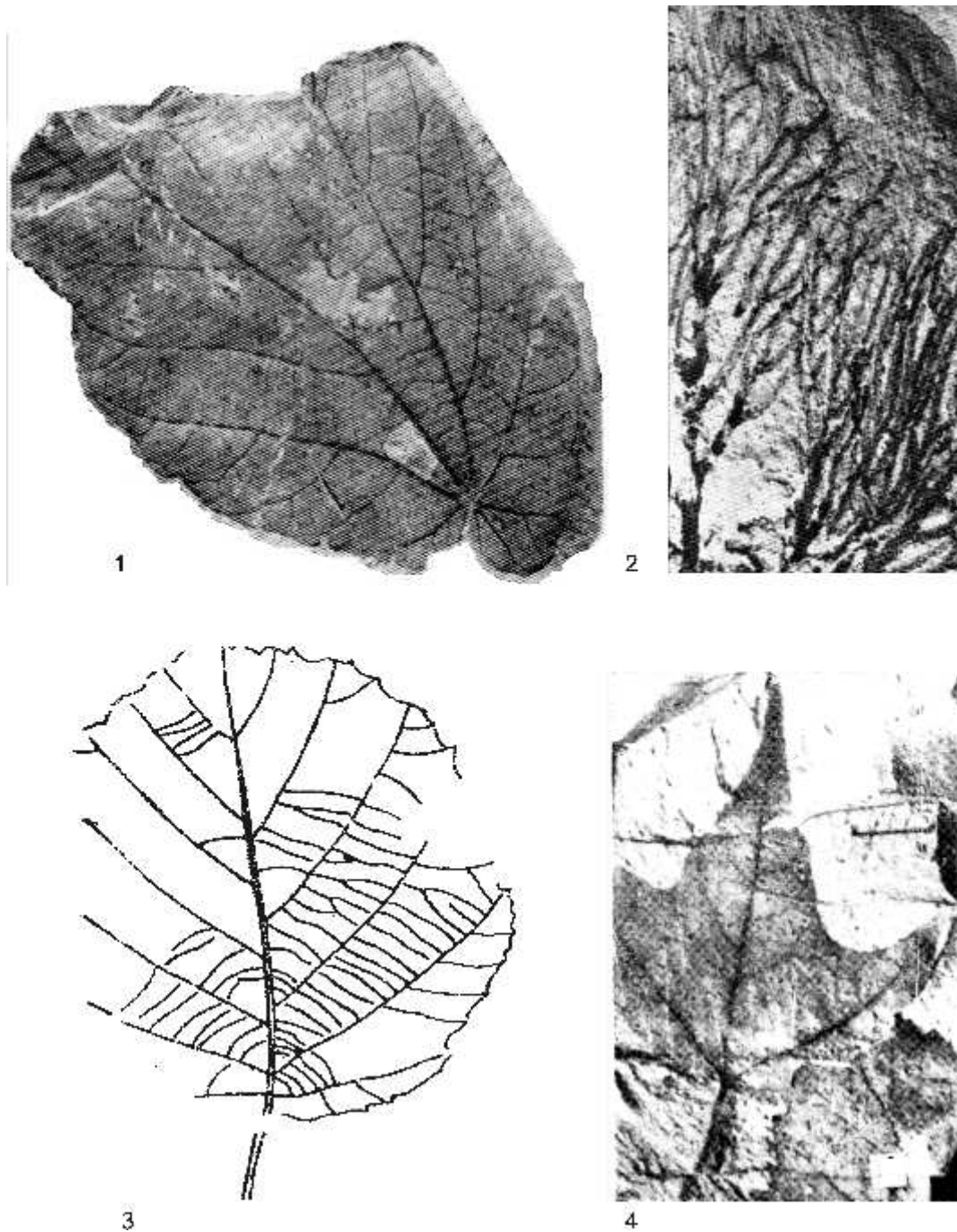
Acknowledgements

We would like to thank our reviewers Lilla HABLY, Mária HÁMOR-VIDÓ, Imre MAGYAR, Orsolya SZTANÓ and Géza CSÁSZÁR for their constructive comments, and also for detailed and constructive criticism on a former version of the manuscript. We are also very grateful to Richard William MCINTOSH for checking the English grammar of the manuscript.

References — Irodalom

- ERDEI, B., HABLY, L., KÁZMÉR, M., UTESCHER, T. & BRUCH ANGEL A. 2007: Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to paleoclimate and paleogeography. — *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **253**, 115–140.
- GIVULESCU, R. 1994: *Quelques considerations sur la flore fossile du Bassin D'Oaş, Dep. De Satu Mare*. — The Miocene from the Transylvanian Basin Romania, Cluj-Napoca, 29–34.
- GIVULESCU, R. 1996: *Fossil peatery from Tertiary of Romania*. — Carpatica Publishing House, Cluj-Napoca, 171 p.
- HABLY, L. 1992: Early and late Miocene Floras from the Iharosberény–I and Tiszapalkonya–I Boreholes. — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **15**, 7–40.
- HABLY, L. & KOVAR-EDER, J. 1996: A representative leaf assemblage of the Pannonian Lake from Dozmat near Szombathely (Western Hungary), Upper Pannonian, Upper Miocene. — *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research*, MÁFI, Budapest, 69–81.
- HABLY, L. 2013: The Late Miocene flora of Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica* **59**, 1–175.
- IONESCU, N. & UNGUREANU, N. 1981: Studiu privind compoziția mineralogică și petrografică a 100 probe provenite de la IPEG Maramureș. — *Manuscript*, Universitatea din Petroșani, Archive IPEG “Maramureș” Baia Mare. (in Romanian).
- ISPIF 1957: Referat asupra lucrărilor de prospecțiune executate în zăcămintul de cărbuni de la mina “Luna” Negrești-Oaş, regiunea Baia Mare. — *Manuscript*, Archive ISPIF București, Romania (in Romanian).
- IVANOVA, A., SYABRYAJ, S., ZAITSEVA, L. & HÁMOR-VIDÓ, M. 2004: Palynological and petrographical reconstruction of peat accumulation in the Trans-Carpathians and in the Pannonian Basin at Ilnitsa and Visonta coalfields. — In: HÁMOR-VIDÓ M. (ed.) Environmental management implications of organic facies studies. — *Abstract Book of the 56th Annual Meeting of the International Committee for Coal and Organic Petrology 12–18th September 2004, Budapest, Hungary. A Magyar Állami Földtani Intézet 202. Alkalmi Kiadványa*, Budapest, 55–57.
- JUDE, R. 1986: *Metalogeneza asociată vulcanismului neogen din nord-vestul Munților Oaş*. — Editura Academiei Republicii Socialiste România, București, 130 p. (in Romanian).
- KOVÁCS-PÁLFFY P., NICOLICI AL. & SINDREȘTEANU GH. 1982: Documentație geologică cu calculul rezervelor de lignit de la Tîrșolț-Oaş, județul Satu Mare, la 01.01.1982. — *Manuscript*, Archive IPEG “Maramureș” Baia Mare, Romania, (in Romanian).
- KOVÁCS-PÁLFFY P., NICOLICI A., SINDREȘTEANU GH. & GIVULESCU R. 1984: *Notă preliminară privind cărbunii din Bazinul Oaşului (județul Satu Mare)*. — *Dări de Seamă ale Institutului Geologic și Geofizic* **68/2** (1981), Zăcămintă, București, 57–61 (in Romanian).
- MACOVEI, GH. 2000: Stadiul actual de cunoaștere a geologiei și a cărbunilor din Depresiunea Oaşului (Județul Satu Mare). — *Muzeul Județean Satu Mare, Studii și comunicări, Seria Științele Naturale* **1**, Satu Mare, 19–27 (in Romanian).
- MACOVEI, GH. 2011: *Quercus Givulescui* Sp.Nov. (Fagaceae) in the fossil flora from Chiuzbaia, Maramureș County, Romania. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, **6/1**, 293–296.
- PAPP K. 1915: *A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete*. — Franklin Társulat Nyomdája, Budapest, 964 p. (in Hungarian).
- PETRESCU, I., BITOIANU C., NICORICI M., NICORICI E. & MĂRGĂRIT G. 1987: *Geologia zăcămintelor de cărbuni 2*, — Editura Tehnică, București (in Romanian).
- TELEGDI ROTH K. 1913: Az avasi neogén barnaszénelőfordulások. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **46/6**, Budapest, 337–340 (in Hungarian).
- SAGATOVICI A. 1967: Cărbunii din Țara Oaşului. — *Buletin Geologic al Ministerului Minelor* **4**, București (in Romanian).
- SAGATOVICI, AL. 1968: Studiul geologic al părții de vest și centrale a Bazinului Oaş. — *Studii tehnice și economice, Seria J, Stratigrafie*, **5**, București, p. 146. (in Romanian).
- SAGATOVICI, AL. & ȚICLEANU, N. 1974: Contribuții la studiul florei fosile din Bazinul Oaşului, — *Studii și Cercetări, Seria Geologie* **18/1**, 261–272 (in Romanian).
- SÂNDULESCU, M. 1986: Studiul formațiunilor preneogene interceptate în forajele structurale, în vederea clarificării unor probleme structurale, executate în aria Munților Oaş-Țibleș. — *Manuscript*, Institutul de Geologie și Geofizică, București, Archive IPEG “Maramureș” Baia Mare (in Romanian).
- Kézirat beérkezett: 2014. 11. 06.

Plate I — I. tábla



Swamp forest plant debris collected from borehole No F. 1.7.01 (depth=354.7 m), Tárşolt-W
 Resturi de floră colectate din forajul nr F. 1.7.01 (talpa=354,7 m), Târşolt-W
 Mocsári erdő növénymaradványai a 354, 7 m-es F. 1.7.01. fúrásból Tárşolt-Ny

1. *Byttneriophyllum tiliifolium* AL. BRAUN 1845 (23.0 m)
2. *Glyptostrobus europaeus* (BROGNIART 1833) ÜNGER 1850 (126.0 m)
3. *Alnus cecropiaefolia* ETTINGSHAUSEN 1851 (after GIVULESCU 1996) (15.0 m)
4. *Acer tricuspidatum* BRONN 1838 (39.0 m)

1. *Byttneriophyllum tiliifolium* AL. BR. 1845 (23,0 m)
2. *Glyptostrobus europaeus*, (BROGNIART 1833) ÜNGER 1850 (126,0 m)
3. *Alnus cecropiaefolia* ETTINGSHAUSEN 1851 (GIVULESCU 1996 alapján) (15,0 m)
4. *Acer tricuspidatum* BRONN 1838 (39,0 m)

1. *Byttneriophyllum tiliifolium* AL. BR. 1845 (23,0 m)
2. *Glyptostrobus europaeus*, (BROGNIART 1833) ÜNGER 1850 (126,0 m)
3. *Alnus cecropiaefolia* ETTINGSHAUSEN 1851 (după GIVULESCU 1996) (15,0 m)
4. *Acer tricuspidatum* BRONN 1838 (39,0 m)

A belső-somogyi gyepvasérccek genetikája, geokémiai jellemzői és archeometallurgiai jelentősége

KERCSMÁR Zsolt¹, THIELE Ádám²

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, H-1143, Budapest Stefánia út 14., e-mail: kericsmar.zsolt@mfgi.hu

²Budapesti Műszaki Egyetem, Anyagtudomány és Technológia Tanszék, H-1111, Budapest Bertalan L. u. 7., e-mail: adam.thiele@hotmail.com

Genetic types, geochemistry and the archaeometallurgical importance of bog iron ore deposits from Inner Somogy

Abstract

In the region of Inner Somogy, Late Pleistocene – Early Holocene fluvial freshwater marshes were created by active neotectonic deformations. Bog iron ore deposits were formed in these freshwater marshes due to the precipitation of Fe(III) minerals; this occurred during the microbial and chemical oxidation of fluids containing Fe(II), while they were streaming beneath the surface. The bog iron ore deposits can be grouped into three types based on their genetics: (i) microbial bog iron ore lenses made by Fe(II)-oxidizing microorganisms in the back shallows of the southern part of Nagyberek (this is now an uplifted area); (ii) limonitic indications formed by chemical oxidation on the margins of back marshes filled up with sandy sediments and on the uplifted areas; and (iii) in the area which uplifted from the Early Holocene microbial bog iron ore lenses were redeposited by creeks and later developed as redeposited bog iron ore layers. Bog iron ores from the microbial bog iron ore lenses and from the redeposited bog iron ore layers were smelted intensively during the period of Avar settlement of Hungary and also later, during the age of the Conquest and after. This was due to the abundance and high quality of the ores. However, the bog iron ores of Somogy had a high phosphorus content, and so the phosphoric iron extracted by the smelting of these ores had poor mechanical properties. However, due to the presence of calcium carbonate in the area, the phosphorus content of the iron blooms could be decreased.

Keywords: *bog iron ores, Pleistocene, Inner Somogy, morphology, archaeometallurgy, geochemistry, genetics, phosphorus*

Összefoglalás

Belső-Somogyban, a késő-pleisztocén–óholocén folyóvízi–ártéri környezet kialakulását és megváltozását aktív tektonikai deformáció okozta és kísérte. A Nagyberek déli peremén megjelenő ártéri mocsarakban és lápokban a magas oldott Fe(II) tartalmú felszíni és felszín alatti vizekből, kémiai és biogén oxidációval vas-hidroxid ásványokból álló gyepvasérc telepek keletkeztek. A ma fellelhető gyepvasérc telepek genetikailag három csoportba oszthatók. A Nagy-berek déli nyúlványának megfelelő, mára kiemeltebb területen, lápi környezetben, vaskbaktériumok életműködése következtében gyepvasérc lencsék váltak ki. A homokos üledékekkel feltöltődő láp peremén, illetve a kiemeltebb részekben, talajosodáshoz köthető kémiai oxidációval limonitos indikációk keletkeztek. A kora-holocéntól kezdve megemelkedő területen, a felszín közeli biogén gyepvasérc lencséit patakok tárták fel és halmazták át, ezzel másodlagos, torlatos, áthal-mozott gyepvasérc rétegeket hozva létre.

A biogén gyepvasérc lencsékben és az áthalmozott gyepvasérc rétegekben található érc, megfelelő geokémiai össze-tétele és mennyisége miatt, a területen folyó intenzív avar és honfoglalás kori vaskohászat ércbázisául szolgált. Bár a gyakran mészkiválásos szinttel kísért belső-somogyi gyepvasérccek foszfortartalma magas volt, így kohósításukkal általában rossz mechanikai tulajdonságokkal rendelkező, nagy foszfortartalmú vasanyagot lehetett előállítani, a területen gyakran előforduló kalcium-karbonát kiválásnak köszönhetően a vascukák foszfortartalma csökkenthető volt.

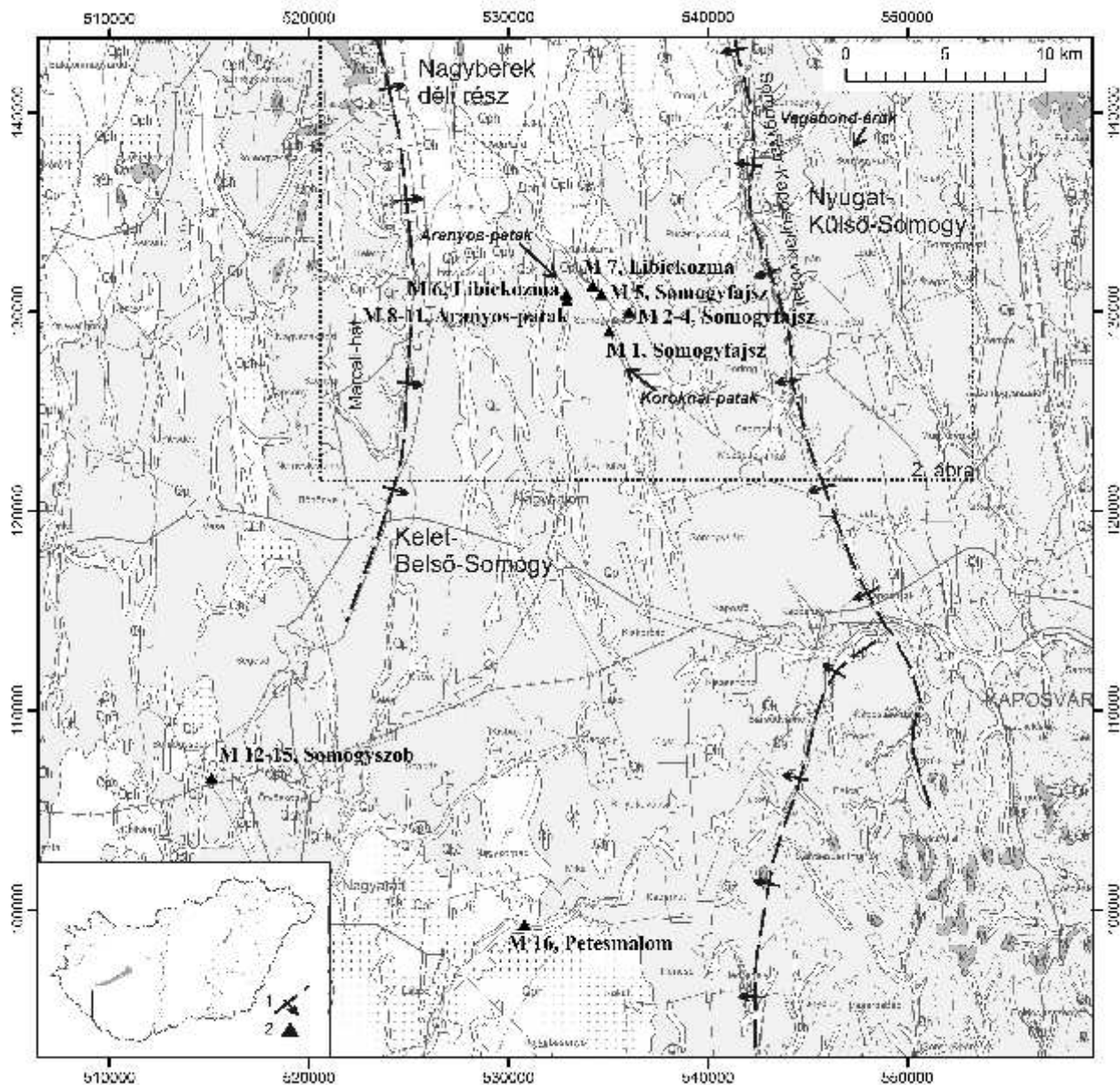
Tárgyszavak: *gyepvasérc, pleisztocén, Belső-Somogy, morfológia, archaeometallurgia, geokémia, genetika, foszfor*

Bevezetés

DNy-Magyarországon, a Somogyi-dombság Ny-i határa mentén, közel 10 km-es É-D-i sávban gypvasérc telepek találhatók. A Somogyfajsz, Libickozma, Somogyszob környékén felszínre bukkanó gypvasérc telepek, a Nagyberékbe torkolló, ÉÉNy–DDK irányú recens patakmedrekben és folyóvölgyekben tárulnak fel (1. ábra). A késő-pleisztocén–óholocén során, a Balaton medencéjébe érkező folyók kisebb esésű szakaszainak kiszélesedő ártéri síkságán létrejött ártéri mocsári környezetek és lápterületek mai

geomorfológiai helyzetének és a fiatal tektonikai mozgásoknak a kapcsolatát elsőként LÁSZLÓ (1913) és ERDÉLYI (1962) vetette fel.

Azóta a terület késő-miocén utáni szerkezetfejlődéséről több elemzés is született. CSONTOS et al. (2005) szerint a mai morfológiát a prekvarter aljzatot deformáló posztpannóniai tektonikai események határozták meg. Az általuk bemutatott szeizmikus szelvények alapján, a fő szerkezeti vonalakhoz kötődő, prekvarter aljzatban jelentkező redők és feltolódások vak feltolódásokként működtek a negyedidőszak során, amelyek aktivitása ma is a felszín differenciált



1. ábra. A vizsgált terület vázlatos földtani térképe (BUDAI & GYALOG [szerk.] 2010 alapján, módosítva), a mintavételi helyek megjelölésével

1 - geomorfológiai kiemelkedés határa, az alacsonyabb felszín felé mutató nyilakkal (Külső- és Belső-Somogy határa, valamint a Marcali-hát K-i oldala), 2 - mintavételi helyek, a minta számának megjelölésével (l. még 2. ábra, I. és II. táblázat), M - felső-miocén (pannóniai és pliocén) képződmények, Qp - pleisztocén képződmények, Qph - felső-pleisztocén-holocén képződmények, Qh - holocén képződmények

Figures 1. Geological map (BUDAI & GYALOG [eds] 2010, modified) of studied area with localities of samples

1 - Boundary of geomorphological height, The arrows are showing the lower background, 2 - Localities of the samples with the number of sample (see Figure 2, Table I and II), M - Upper Miocene (Pannonian and Pliocene) formations, Qp - Pleistocene formations, Qph - Upper Pleistocene - Holocene formations, Qh - Holocene formations

emelkedésében jelentkeznek. A kompressziós szerkezeteket a Somogyi-dombság K-i részén ÉÉNy-DDK-i csapású normálvetők, esetleg eltolódások metszik.

MAGYARI et al. (2004, 2005) mikrotektonikai vizsgálatok alapján kimutatta, hogy a Somogyi-dombság mai morfológiája késő-pleisztocén–holocén ÉNy–DK-i kompressziós feszültségterében jött létre, oldaleltolódásokhoz és a legfiatalabb terasz üledékeit is deformáló en-echelon redők-höz kapcsolódva. Vizsgálataik alapján ez a tektonikai felszíninformálódás a jelenkorban is tart.

BADA et al. (2010) szeizmikus adatrendszeren történt neotektonikai elemzésében a Somogyi-dombság K-i részén, jelenkori ÉK–DNy-i kompressziós és erre merőleges tenziós feszültségterű eltolódásos deformációt mutatott be, amely feszültségter és a hozzá tartozó deformáció Ny felé, a Zalai-dombság irányába egyre inkább ÉÉK–DDNy-i maximális horizontális feszültségiránnyal jellemezhető kompressziós deformációra vált át. Álláspontjuk szerint a Balatonra közel merőleges (meridionális) völgyek nagy része tektonikusan nem preformált, ezáltal a jelenkori közel É–D-i irányú patakok folyását meghatározó völgyhálózat kialakulását atektonikus eredetűnek tartják, és keletkezésüket máig eldöntetlen vita tárgyát képező, szintén számos bizonyítékkal alátámasztott pleisztocén deflációval (CSILLAG et al. 2010) magyarázzák.

A késő-pleisztocén végétől fogva, a Balaton DNy-ra nyúló öbléhez tartozó Nagyberék D-i szegélye és a D-felől becsatlakozó völgyek széles ártereinek lápos, mocsaras területei (MAROSI 1970), a gyepvasérc telepek kialakulásának kedvező, reduktív környezetet biztosítottak. A ma használatos, egyszerű genetikai elképzelés szerint a gyepvasérc keletkezése kémiai úton, a magasan álló talajvíz felszínén, közvetlenül a humuszos szint alatt, a reduktív/oxidatív környezet határán zajlik, és észak-európai minták alapján, recens folyamatnak tekinthető (PAPP 2012). Ennek ellentmond, hogy a somogyi gyepvasérc ma talajvíz fölötti helyzetben található, és egy részüknél bakteriális tevékenységre utaló üledék-, és ásványszerkezeti bélyegek figyelhetők meg. A vaskbaktériumok biogén folyamatainak jelentőségére és a vas-szulfid, valamint vas-oxid ásványok kiválasztásának biológiai és kémiai körülményeire Magyarországon először PÓSAI & ARATÓ (2000) valamint PÓSAI et al. (2001, 2006) mutatott rá. Elemzésükben a vas-oxidot és vas-szulfidot kiválasztó baktériumok, nyílt vizek (tavak) víz/üledék határfelületén jelentkeztek.

A magyarországi gyepvasérc kialakulásáról, földtani és geobiológiai jellemzőiről jelenleg hiányos a tudásunk. A gyepvasérc geokémiai jellemzőiről is csekély ismeretünk van, bár a Magyarország területén feltárt vaskohászati műhelyekből származó gyepvasérc mintákon korábban már végeztek vegyelemzéses vizsgálatokat (TÖRÖK 1995, 1997; TÖRÖK & KOVÁCS 2010; HECKENAST et al. 1968), illetve az ország más területein található gyepvasérc telepekről származó néhány minta vegyelemzési eredménye is megtalálható az ásványtani szakirodalomban (KOCH 1985). KOCH (1985) földtani leírása szerint a Somogyból ismert egyetlen somogyszobi gyepvasérc telep felső-pleisztocén homokban

található, ami középső-pleisztocén folyóvízi homokra települ. A keménypados és lágy, morzsalékos kifejlődésű gyepvasérc a rétegsor fedőjében található, azzal egy, óholocén korú genetikai egységet alkotva.

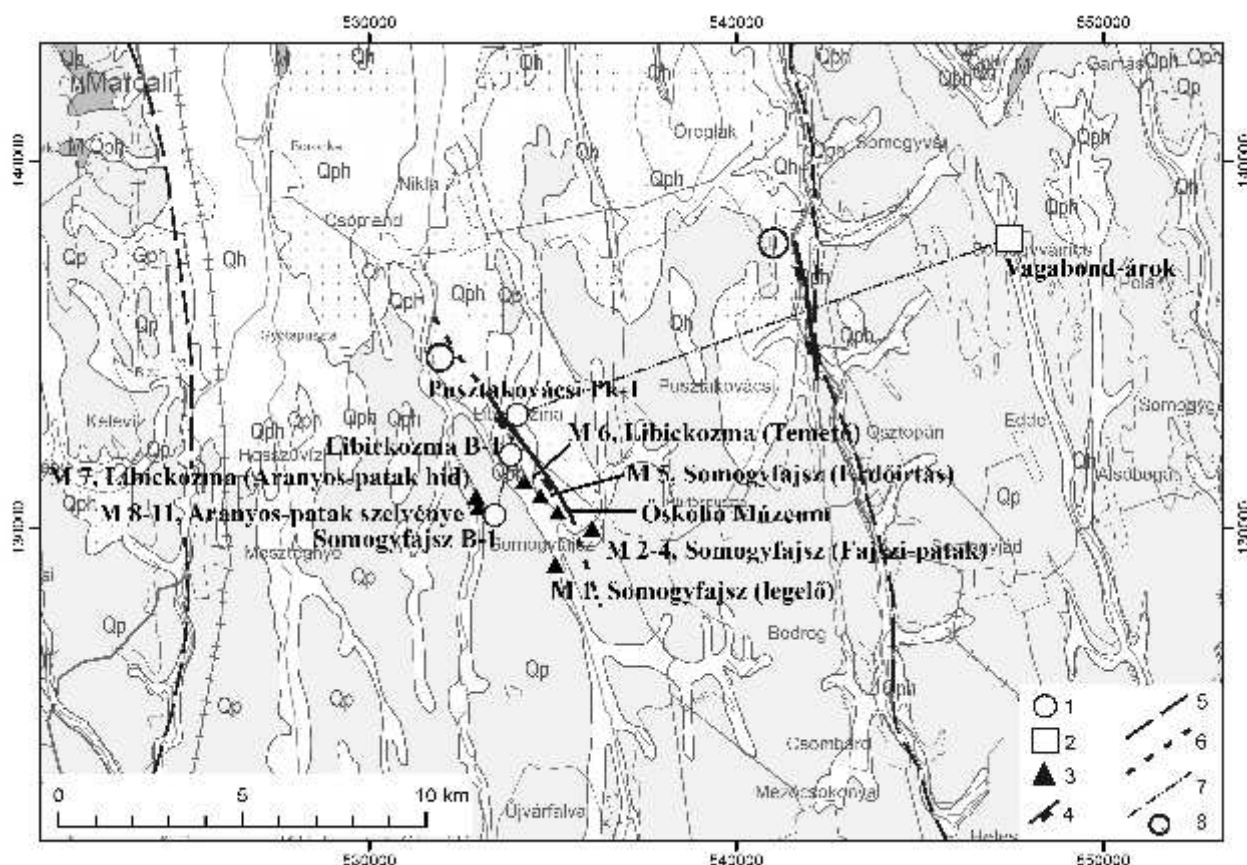
A somogyi gyepvasérc telepek az avar és a honfoglalás korban a területen folyó vaskohászat ércbázisául szolgáltak (GÖMÖRI 2000). Az archeometallurgiai szempontból fontos információkat rejtő, korabeli vaskohászati műhelyeket feltételezhetően a gyepvasérc telepek közelében alakították ki. A könnyen felépíthető bucakemencék addig üzemeltek egy-egy területen, amíg az adott gyepvasérc telep produktív volt.

Somogy megyében az első, korai vaskohászathoz köthető leletek leletmentések során kerültek felszínre. A korai vasművesség kutatása a Zamárdiban megtalált avar kori kohótelep felfedezésével indult, majd a 10. századi, kora Árpád kori kohászati lelőhelyek módszeres, régészeti feltárásokkal is kísért kutatása az 1990-es évek végén feltárt Somogyvamos–Gyümölcényi 10. századi bucakemencék feltárásával kezdődött. Később a Somogyfajszon teljes mértékben (Őskohó Múzeum), majd a Bodrog-Búpusztán részleteiben feltárt vaskohászati műhelyek bizonyultak a legjelentősebbnek. Az említett lelőhelyeken kívül fontosabb feltárás folyt még Gyékényes – Lankóci erdő, valamint Lábod–Petesmalom lelőhelyen, ahol avar kori bucakemencék maradványai kerültek napvilágra. (KÖLTŐ 1999) Somogy megyében a feltárások és a terepi kutatások eredményeként ma már több mint 50, a tárgyalt korszakra keltezhető korai (főként salakkal jelzett) vaskohászati műhely ismert, amelyeknek a közelében egy-egy jelentősebb gyepvasérc telep is feltételezhető (GÖMÖRI 2000).

A gyepvasércekre általában jellemző nagy foszfortartalom (PÁPAY 2003, KOCH 1985) jelentős problémát okozhatott a korabeli vaskohászok számára. A gyepvasérc keletkezése során azok foszfortartalma (P_2O_5 formában) az érc meddőtartalmából és a redukált vas-oxidokból keletkező olvadt salakba kerül. A foszfor a salak P_2O_5 tartalmából redukálódva a vasszuszba diffundálhat. Ennek a folyamatnak az eredményeképpen nagy foszfortartalmú vasanyag, ún. foszforvas (phosphoric iron vagy P-iron, $P > 0,1$ wt% foszfortartalmú vas, VEGA et al. 2003) keletkezik. A foszforvas felhasználhatósága erősen korlátozott a rossz mechanikai tulajdonságai (melegtörékenység, ridegség) miatt.

A középkorban azonban a foszforvas volt a harmadik legfontosabb alapanyag a lágyvas ($C < 0,2$ wt%) és az acél ($C > 0,2$ wt%) mellett, és bizonyos díszítő célokra igen elterjedten használták, elsősorban kora középkori kard és késpengék esetében (TYLECOTE & GILMOUR 1986, HOŠEK et al. 2007). A foszforvas, mint speciális, a mai iparban már nem használt vasanyag, számos kutató érdeklődését keltette fel (PIASKOWSKI 1973; TYLECOTE & THOMSEN 1973; GOODWAY & FISHER 1988; SALTER & CREW 1997; GOODWAY 1999; GODFREY et al. 1999; STEWART et al. 2000a, b, c; NEFF & DILLMANN 2001; MONNIER et al. 2011).

A somogyi gyepvasércekkal elvégzett próbakohósításaink (THIELE 2010, THIELE & DÉVÉNYI 2011) és laboratóriumi körülmények között történt kohósítási kísérletek (THIELE &



2. ábra. Somogyfajsz és Libickozma környékének földtani térképe (BUDAI & GYALOG [szerk.] 2010 alapján, módosítva), a feltárások és az értékelt fúrások pontos helyével

1 - a vizsgált fúrás helye, neve és száma, 2 - a földtani szelvénybe (l. 3. ábra) bevont felszíni feltárás helye, 3 - mintavételi helyek a minta számával, 4 - fúrások alapján feltételezett pleisztocén normál(?) vetők, 5 - geomorfológiai kiemelkedéshatár, 6 - feltételezett vető, 7 - fúrások és felszíni feltárás alapján rajzolt szelvény (3. ábra), 8 - szerkezeti elem jele (l. még 3. ábra)

Figure 2. Geological map of Somogyfajsz and Libickozma (BUDAI & GYALOG [eds] 2010, modified), with precise location of outcrops and evaluated borings

1 - Location, name and number of evaluated borings, 2 - Location of coated outcrop in the geological sections (Figure 3), 3 - Locations and numbers of samples, 4 - Normal faults detected in the borings, 5 - Boundary of geomorphological height, 6 - Supposed fault, 7 - Line of the geological sections (Figure 3), 8 - sign of tectonic structure (see Figure 3)

DÉVÉNYI 2013, TÖRÖK & THIELE 2013) során kizárólag foszforvasat tudunk előállítani.

A feltárt somogyi vaskohászati műhelyekből származó salakmintákon elvégzett archeometriai vizsgálatok során kiderült, hogy azok nagy mennyiségben tartalmaznak foszfort, ebből pedig arra lehet következtetni, hogy a korabeli, kohósított gypvasércek szintén nagy foszfortartalmúak voltak (THIELE et al. 2013), amelyek elsősorban foszforvas előállítására lehettek alkalmasak.

Ugyanakkor a régészeti salakminták nagy mennyiségben tartalmaztak Ca-ot is. Ennek alapján feltételezhető a kohósítás során a szándékos mész- vagy nagyobb mésztartalmú vasércdarabok beadagolása, ezáltal az előállított buccas foszfortartalmának módosítása, csökkentése. A buccakemencébe beadott mész elsalakosodása során a salakba CaO kerül. A CaO trialkcium-foszfát $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ formájában megkötö a szabad P_2O_5 -ot, amelyből így nem redukálódhat diffúzióképes foszfor, és így nem keletkezik nagy foszfortartalmú vasbucca. A vizsgált salakminták mindegyikének jellemző szöveteleme volt a trialkcium-foszfát.

A gypvasércekre szintén jellemző nagy arzéntartalom következtében az arzén a gypvasércek kohósításával elő-

állított vasanyagba szintén beoldódhatott, amely azt (a foszforhoz hasonlóan) törekennyé, rideggé tette (PIASKOWSKI 1984).

Jelen tanulmányban összegzett kutatásunk egyik célkitűzése az volt, hogy a felszíni feltárások földtani vizsgálatával és a területen mélyült fúrások adatainak felhasználásával (2., 3. ábra), a somogyi gypvasérc telepek genetikáját felvázoljuk, és rétegtani helyzetük valamint genetikájuk szerint csoportosítsuk ezeket. Ennek kapcsán kerestünk választ arra a kérdésre is, hogy megállapítható-e valamilyen összefüggés a gypvasérc telepek kialakulása és feltáródása valamint a pleisztocén és holocén felszínformálódási folyamatok között?

Kutatásunk másik célkitűzése az volt, hogy a felszíni feltárásokból gyűjtött gypvasérc minták vegyelemzésével meghatározzuk a somogyi gypvasércek geokémiai összetételét, különös tekintettel az archeometallurgiai szempontból jellemző vas-, foszfor- és CaO-tartalomra, továbbá a felszíni bejárások során megfigyelhető mészkiválásos rétegek alapján földtani adatokkal támasszuk alá a szándékos mészbeadagolásra vonatkozó hipotézist.

A vizsgált terület földtani felépítése

Prekvarter képződmények

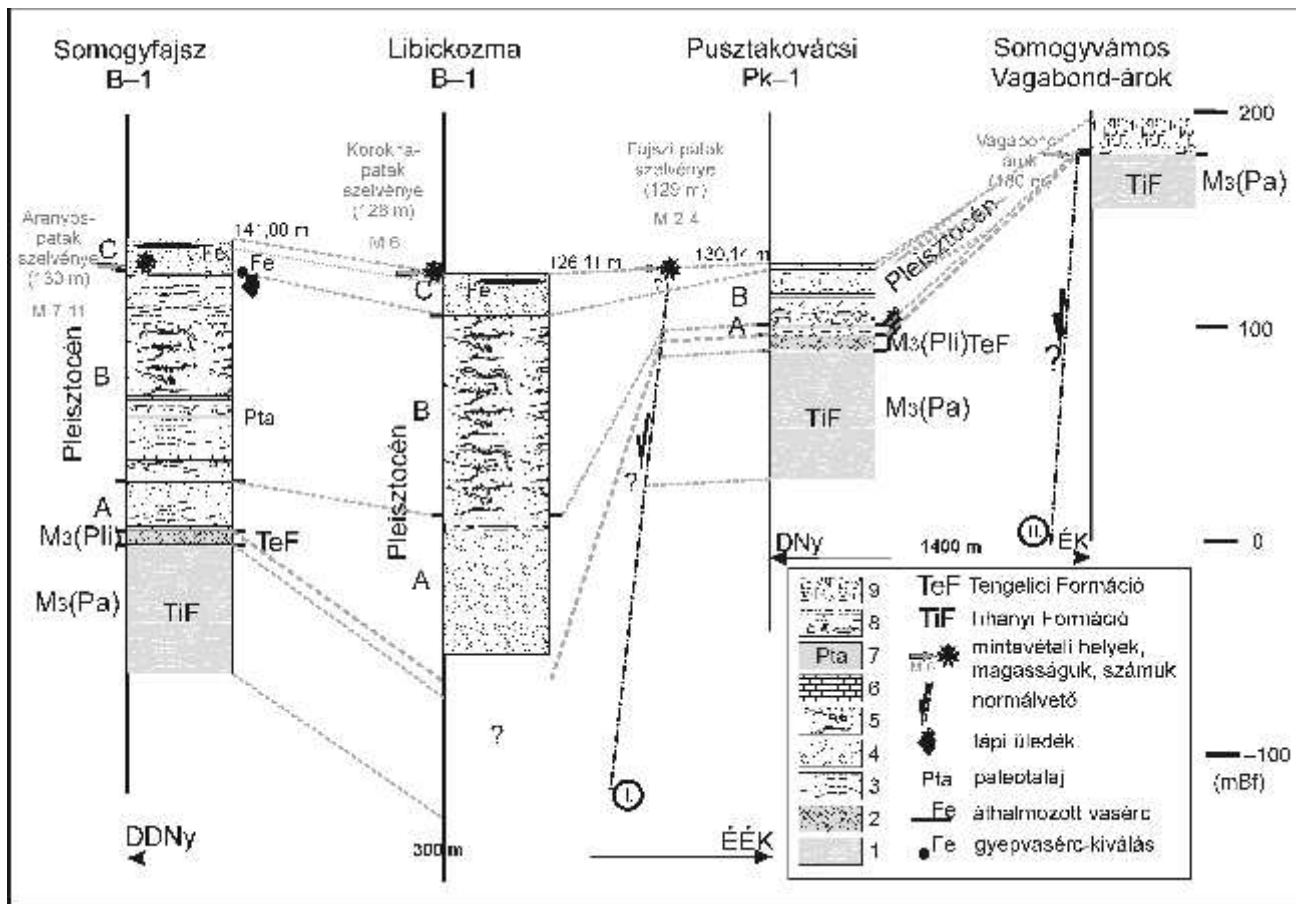
Mélyfúrások alapján a középső-miocén badeni és szarmata karbonátos, agyagmárga jellegű képződményekből álló rétegsorok fölött, nagy vastagságban késő-miocén medence és deltalejtő környezetben lerakódott agyagos képződmények (Algyői Formáció) majd a deltafronton képződött homok, homokkő, agyagos homok, homokos agyag és agyagmárga rétegek települnek (Tihanyi Formáció). A pannóniai rétegsor keresztaréztett, faunát nagyon ritkán tartalmazó, folyóvízi homokkal zárul (JUHÁSZ 1994, UHRIN 2011).

Fonyód környékén, a rétegsort 3,5 millió éves (BALOGH et al. 1986) bazalttelérek szelik át és a különböző mértékben erodált pannóniai képződményeket késő-miocén, pliocén tufarétegek fedik be. Más területeken a pannóniai rétegeket

eróziós diszkordanciával pliocén vas- és mangángumós vörösiszap fedeti (Tengelic Formáció — KOLOSZÁR 2004). Ez a pleisztocén rétegektől is élesen elváló képződmény Külső-Somogy területén eróziós roncsokban a felszínen, a vizsgált területen pedig mélyen a negyedidőszaki rétegsorok alatt található. ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a Tengelic Formáció és az eróziósan rátelepülő felső-pleisztocén üledékek a Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonal (1. ábra) mentén, 80–100 m-es normálvetődésekkel érintkeznek a kiemelt, és D felé kibillent Külső-Somogy késő-miocén rétegsorával, amit a területen mélyült fúrások is igazolnak (3. ábra).

Kvarter képződmények és a neotektonika

ERDÉLYI (1961, 1962) a lösznél idősebb pleisztocén képződmények közül két vízi környezetben lerakódottat ismer-



3. ábra. Belső-Somogy K-i részének felső-miocén és pleisztocén rétegsorai fúrások alapján (szelvény helyét l. 2. ábrán)

A – idősebb pleisztocén folyóvízi üledék, B – fiatalabb pleisztocén alluvialis, homokos, agyagos képződmény, C – felső-pleisztocén és idősebb holocén, gyevasérc kiválásokat tartalmazó homokos, agyagos folyóvízi, ártéri, mocsári képződmények és fiatalabb holocén, áthalmazott rétegek 1 – agyag, aleuritos agyag, homokos agyag felső-miocén (pannóniai) faunával 2 – vas- és mangángumós vörösiszap (Tengelic Formáció), 3 – agyag, 4 – homok, 5 – agyagos homok, 6 – szelvényes agyag, 7 – mészkiválás, 8 – paleotalaj, 9 – aleurit, finom homokos aleurit mészkiválásokkal és áthalmazott meszes gumókkal, 9 – lösz, finomhomokos lösz, M3(Pa) – felső-miocén (pannóniai) képződmények, M3(Pli) – felső-miocén (pliocén) képződmények, Plei1 – alsó-pleisztocén folyóvízi képződmények, Plei2 – felső-pleisztocén-holocén folyóvízi, ártéri és szárazföldi képződmények, I – Fajsz-patak és Korokna-patak mederirányának megfelelő követő szerkezeti vonal, II – Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonal, (mBf) – Balti-tenger feletti magasság méterben

Figure 3. Upper Miocene and Pleistocene formations on the boundary of Outer, and Inner Somogy based on borehole results

A – Lower Pleistocene fluvial sediment, B – Upper Pleistocene alluvial sand and clay, C – Upper Pleistocene and Lower Holocene fluvial, alluvial, marsh sand and clay with bog iron deposits and Lower Holocene redeposited sediments, 1 – clay, silty clay, sandy clay with Upper Miocene (Pannonian), 2 – Fe and Mn bearing red clay (Tengelic Formation), 3 – clay, 4 – sand, 5 – clayey sand, silty clay, 6 – carbonate precipitation, 7 – palaeosol, 8 – siltstone, fine sandy aleurite with carbonate precipitations and redeposited lime bulbs, 9 – loess, fine sandy loess, M3(Pa) – Upper Miocene (Pannonian) formations, M3(Pli) – Upper Miocene (Pliocene) formations, Plei1 – Lower Pleistocene fluvial sediments, Plei2 – Upper Pleistocene – Holocene fluvial, alluvial and terrestrial formations, I – Tectonic line in the Fajsz- and Korokna-stream, II – Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak line (mBf) – altitude over the Baltic Sea in metre

tet. Az idősebb a fekvő réteg anyagából származó, proluviális–deluviális, áthalmozott, osztályozatlan törmelékes üledék, melynek leülepedésében heves esőzések, nagy energiájú időszakos vízfolyások vehettek részt. A képződménynek kora az idősebb pleisztocéntól a fiatal lösz lerakódásáig terjedhet. A fúrásokban nagy területen megtalálható fiatalabb folyóvízi homokban az áthalmozott faunaelemek mellett gyakran durva homok- és kavics-betelepülések találhatók, a Balatontól D felé távolodva csökkenő mértékben. A kavicsok Balaton-felvidéki eredetűek, ami még a Balaton süllyedékének hiányát jelzi ebben az időszakban. A terület mai morfológiáját MAROSI (1970) szerint a folyóvízi homok lerakódása után közvetlenül a löszképződést megelőző tektonikai folyamatok és az erős szélerózió alakította ki.

THAMÓ-BOZSÓ et al. (2010) OSL vizsgálatai alapján a Külső-Somogy területén található, Dunántúli-középhegységéből származó törmelékes üledékszemcséket tartalmazó, ma kiemelt helyzetben lévő a felső-pleisztocén alsó részét képviselő folyóvízi homok kb. 49–39 ezer évvel ezelőtt rakódott le egy ÉÉNy felől érkező folyó üledékeként. A rétegsort lefedő, paleotalajosodott homokrétegbe vágódó folyóvízi csatornakitöltés OSL adata 30 ezer éves eróziós folyamatot rögzít. A teljes folyóvízi összletet max. 25 ezer éves folyóvízi homokszemcséket tartalmazó homokos lösz jellegű képződmény fedi le, amelynek áthalmozott rétegei 10–7 ezer éve keletkeztek (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010). Elemzésük szerint a folyóvízi és paleotalajos összletet 33 és 22 ezer év között (Ny)ÉÉNy–(K)DK irányú kompresszióhoz és erre merőleges extenzióhoz kötődő gyűrődéses, illetve normálvetős deformáció érte. Ezt 9–10 ezer évvel ezelőtt, a kora-holocénben É–D-i kompresszióhoz és erre merőleges extenzióhoz kötődő, a jelenkorban is aktív nyírási zónák létrejötte és a terület kiemelkedése követte.

A Belső- és Külső-Somogy határától Ny-ra, a pleisztocén rétegsor K-ről Ny felé 180 m-nél is nagyobb vastagságot ér el (3. ábra). A képződmény időbeli tagolása és párhuzamosítása a külső-somogyi területtel bizonytalan. Fonyódnál, a Balaton medrében a holocén balatoni iszap alatt 3,5 millió évnél fiatalabb, de a 17–15 ezer éves nyugat-balatoni iszapnál (CSERNY 2002) idősebb, nagy méretű folyókanyarulat homokos üledéke található (NOVÁK et al. 2010). Fonyód és a Nagyberék környékének tözeges rétegei alól MIKE (1976) említ folyóvízi kavicsos, homokos képződményeket, amelyeket egy a Balaton medencéjét követő kanyargó nagyobb méretű folyó mederüledékének tart. Somogyfajsz és Libickozma környékén mélyült fúrásokban 30–80 m vastag homokos üledéket találunk a pleisztocén rétegsor legalján, közvetlenül a Tengelici Vörösayagra települve (3. ábra, A jelű réteg). A valószínűleg azonos korú és genetikájú, a pleisztocén rétegsor alsó részét képviselő homok, kérdésesen párhuzamosítható a Külső-Somogy idősebb folyóvízi homokrétegeivel, így azok kora legalább 49 000 évre tehető (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010). Azonban a területen ennél jóval korábban is megindulhatott a pleisztocén folyóvízi üledékképződés.

Az idősebb pleisztocén folyóvízi homok tetején 100 m vastagságot is elérő agyagos, homokos, aleuritos alluviális

összlet települ, amelynek egyes részei paleotalajosodtak (Somogyfajsz B–1 jelű fúrás), más részei pedig áthalmozott meszes gumókat tartalmazó törmelékes szintekkel tagoltak (Pusztakovácsi Pk–1 jelű fúrás) (3. ábra).

A Fajsz-, majd a Korokna-patak medrének vonalától K-re az alluviális összlet jelentősen kivastagszik (3. ábra), illetve ettől és a Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonaltól Ny-ra fluvioeolikus lösz jellegű üledékbe megy át, ami közvetlenül a felső-miocén, vagy az „idősebb” felső-pleisztocén homokos rétegsorra települ. Mindez a fúrások rétegsorai és a mai morfológia alapján feltételezhető szerkezeti vonalak késő-pleisztocén aktivitását sejteti, ami összhangban lehet a Külső-Somogy területén megfigyelt 33–22 ezer év közötti deformációval (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010). ERDÉLYI (1961, 1962) szerint is a Külső-Somogy területén, az ÉÉNy–DDK-i csapású, illetve ÉNy–DK-i törések mentén az alsó-pleisztocén folyóvízi homok a pleisztocén–óholocén alluviális üledékek alatt a völgytalpakon, ugyanakkor 50–60 m-el magasabban a völgyoldalakban is megtalálható. Az alluviális összlet felső része a vizsgált belső-somogyi területen változatos gyepvasérc kiválásokat tartalmazó homokos, agyagos homokos, legtetején talajosodó rétegekből áll. Ez a rétegsor általában nagy egyedszámú molluszkafaunát tartalmaz, főként a nedves élőhelyeket, állóvízi körülményeket kedvelő *Viviparus* és *Planorbis* nemzetségekkel.

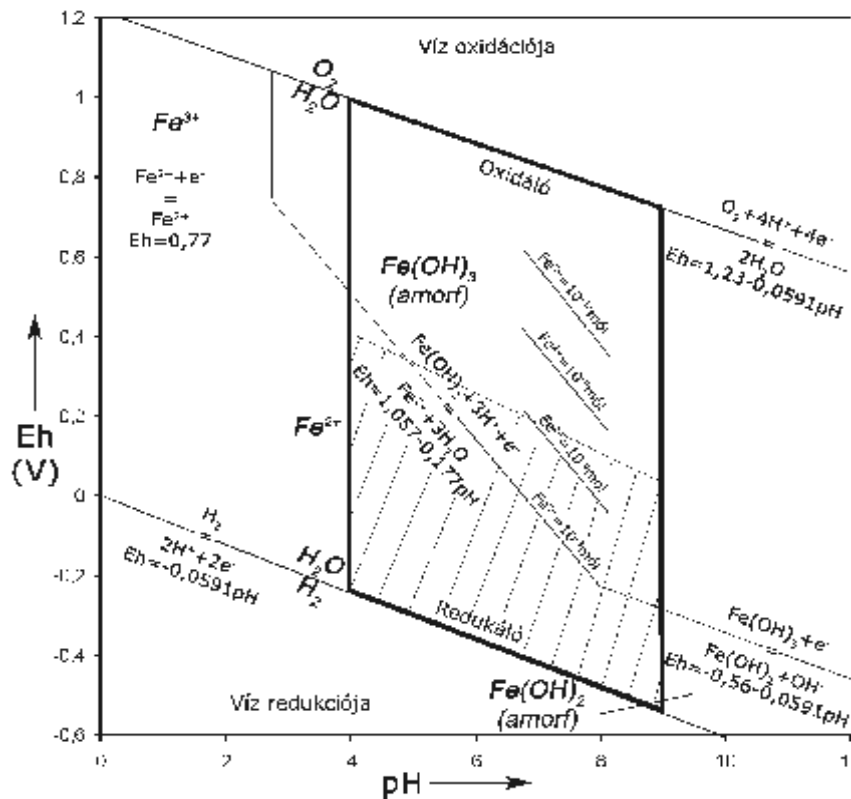
MAROSI (1970) a somogyi völgyekben is, főként a harántvölgyek vizét összegyűjtő, Balatonnal párhuzamos hosszanti völgyekben és a Mezőberék környékén kiszélesedő harántvölgyek holocén és jelenkori allúviuma alatt, részben azzal összefogazódva, felső-pleisztocén–alsó-holocén ártéri–mocsári agyagot említ. Az ártéri–mocsári képződmény lerakódása a völgyek aktív süllyedésekor, részben a fiatal lösz felhalmozódása előtt megindult, részben azzal egyidőben zajlott (ERDÉLYI 1961, 1962; MAROSI 1970).

Belső-Somogy területén, a fiatalabb holocén során a Külső-Somogy harántvölgy-irányaival párhuzamosan folyó patakok bevágódtak az alsó-holocén lápi képződményekbe és a felső-pleisztocén kevert löszös és alluviális üledékekbe, a jelenben is tartó folyamatként áthalmozva azok üledékét. Ugyanakkor a kiemeltebb területeken a késő-holocén folyamán, vörösbarna erdőtalaj-képződés kezdődött, ami kelet felé, a Külső-Somogy területén részben erodálódott. Mindkét folyamat a terület jelenkorban is aktív emelkedését (ERDÉLYI 1961, 1962, THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010) erősíti meg.

A gyepvasérc keletkezése

A talajvizek oldott Fe(II)-tartalma a földkéreg vastartalmú kőzeteinek kémiai és biogén mállásából származik. Az oldott vas kicsapódása a Fe-H₂O rendszer Eh-pH diagramja alapján értelmezhető (4. ábra).

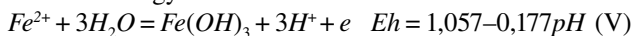
A természetes környezetre leggyakrabban jellemző Eh-pH tartományokat (pH = 4,9, illetve a hidrogén és az oxigén elektródpotenciálja) a diagramban vastag vonal határolja (paralelogramma). Ennek a területnek az alsó felében



4. ábra. A vas-víz rendszer redoxpotenciál-pH (Eh-pH) diagramja (FÜLEKY 2009 alapján módosítva)

Figure 4. Diagram of the redox potential and pH in the iron-water system (FÜLEKY 2009, modified)

helyezkedik el a gyevasérc kialakulása szempontjából érdekes, mocsarakra jellemző Eh-pH tartomány (sraffozott terület) (FÜLEKY 2009). Ebben a tartományban a Fe(II) kiválása rosszul kristályosodó, vízben nem oldódó „ferrihidrit” (kolloidális $\text{Fe}(\text{OH})_3$) alakjában történik a redoxpotenciál vagy a pH változásának kicsapó hatására a következő reakcióegyenlet szerint:



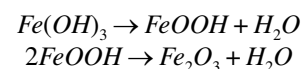
A természetben zajló vaskörforgásban és a gyevasérc keletkezésében jelentős szerep jut a biogén folyamatoknak, amelyek az ún. vasbaktériumok segítségével mennek végbe. Feltételezéseink szerint a vizsgált területen feltáródó gyevasérc telepek is biogén eredetűek. A vasbaktériumok olyan prokarióták, amelyek az élettévékenységükhöz szükséges energiát a Fe(II) oxidációjából vagy a Fe(III) redukációjából nyerik. A Fe(II) biogén oxidációjának üteme lényegesen nagyobb, mint az egyszerű kémiai oxidációé, illetve vasbaktériumok segítségével olyankor is végbemegy, ahol ezt az Eh-pH viszonyok nem tennék lehetővé (KAPPLER & STRAUB 2005).

A Fe(II) biogén oxidációját leginkább az enyhén savas környezetben élő *Thiobacillus ferrooxidans* vasbaktérium törzs esetében tanulmányozták. Bár a Fe(II) biogén oxidációjának részletes mechanizmusa még nem ismert, annyi bizonyos, hogy az oxidáció a sejten kívül történik (BLAKE & JOHNSON 2000).

Az így keletkező, vízben nem oldódó „ferrihidrit” nagy fajlagos felületű (akár 100–200 m²/g, RZEPA BAJDA & RATAJCZAK 2009), rosszul kristályosodó vas-hidroxid,

amelyben a szemcsék mérete a nanométeres nagyságrendbe esik. A „ferrihidrit” nagy fajlagos felülete miatt a mocsári környezetben könnyen adszorbeálhat foszfát (PO_4^{3-}) és arsenát (AsO_4^{3-}) -ionokat (KAPPLER & STRAUB 2005). A hazai gyevasércekben szintén gyakori a foszfor-, foszfátoldatok és ferrovegyületek oxigénszegény környezetben történő reakcióiból keletkező vivianitként (kékföld $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) való megjelenése (KOCH & SZTRÓKAY 1989, PÁPAY 2003). A foszfor és arzén mellett a gyevasércekre jellemző a nagy mangántartalom is. A mangán főként MnO_2 , illetve Mn_2O_3 alakban válik ki (KOCH & SZTRÓKAY 1989). A mangánnak a vasásványokba való elemhelyettesítéssel történő beépülését a Fe^{2+} és a Mn^{2+} ionok méretének hasonlósága teszi lehetővé (PÁPAY 2003).

A „ferrihidrit” vízvesztéssel alakul goethitté ($-\text{FeOOH}$) vagy lepidokrokittá ($-\text{FeOOH}$), amelyek további vízvesztéssel pedig hematittá (Fe_2O_3) alakulnak a következő reakciók szerint:



A Fe(II) biogén oxidációja során keletkező nem oldódó Fe(III) ásványok a vasbaktériumok sejt falát elborító vagy arról leváló kéregként jelennek meg (KAPPLER & STRAUB 2005).

Az oldott Fe(II) eredete

A terület földtani felépítése alapján, a vizsgált terület későpleisztocén üledékképződési térszínének meghatározó elemei

lehetek az ÉÉNy-DDK-i és ÉNy-DK-i haránttörések (ERDÉLYI 1961, 1962; MAROSI 1970; MAGYARI et al. 2004, 2005; CSONTOS 2005), amelyek közül a Belső-, és Külső-Somogy határát jelentő Somogyvár–Somogyvamos–Kaposújlak vonal (Pogány-völgyi víz), a mai térszínben is 20–30 m-es morfológiai ugrást jelent. Ettől a vonaltól K-re vastagabb gyepvasérc telepek nem találhatók. Az oldott Fe(II) jelenlétét csak a felszín közelébe került pannóniai képződményekre települt, felső-pleisztocén folyóvízi-ártéri homokban kivált limonitos indikációk jelzik (Vagabond-árok) (3. ábra).

A Pogány-völgyi víztől Ny-ra található gyepvasérc telepek kialakulásának egyik alapfeltétele a felszíni és felszín alatti vizekben található, oldatban lévő Fe(II) nagy koncentrációja. Területünkön több tényező is szerepet játszik ennek a feltételnek a teljesülésében. A Somogyi dombság területén a kvarter rétegsor fekéjében található Tengelici Vörösayag rendkívül nagy vas- és mangántartalmú képződmény (KOLOSZÁR 2005). A felső-pannóniai (pliocén) vörösayag a vizsgált terület keleti határán, magasan a felső-pleisztocén rétegsor fölött, kiemelt helyzetben található (3. ábra). A Külső-Somogy területének intenzív emelkedése miatt a felszínen vagy a felszín közelében található vörösayagból, felszíni vízfolyások és a törések menti felszín alatti vízáramlások által, a vizsgált terület felszíni és felszín alatti vizeibe kerülhetett a kioldódott vastartalom. Ugyanakkor a mélyebben elhelyezkedő belső-somogyi terület vastagabb felső-pleisztocén rétegsora alatt szintén megtalálható a Tengelici Vörösayag (3. ábra), ahonnan a mélyebb részekről részben a késő-pannóniai (pliocén) vulkáni tevékenységhez köthető, részben a mezozoos aljzathból feláramló, nagy szén-dioxid tartalmú, felszálló vizek (TÓTH Gy. személyes közlés) erőteljesen oldhatták és szállíthatták a felszíni és felszín közeli vizekbe a Fe(II)-t. A környék ivóvízkútjainak vízvizsgálatai is igazolják a jelenkorban is nagy oldott vas- és szén-dioxid-koncentrációt (KÓKAI & CHIKÁN 1987). Az anaerob környezetben megemelkedett vaskoncentráció megteremthette azokat a kedvező ökológiai feltételeket a vaskbaktériumok számára, ami a vaskiválás fokozódását jelenthette.

Vizsgálati módszerek

Gyepvasérc lelőhelyeket és rétegsorokat felkutató és leíró terepi észleléseink során abból a feltételezésből indultunk ki, hogy az avar és honfoglalás kori vaskohászati műhelyeket a gyepvasérc telepek közelében alakították ki. Ebből következően feltérképeztük a régészetileg feltárt vaskohászati műhelyek topográfiai helyzetét, és a gyepvasérc telepeket azok közelében, elsősorban a jelenkori patakok, vízfolyások medreiben, természetes feltárásokban próbáltuk megtalálni (1., 2. ábra). A vizsgált területen található gyepvasérc telepeket felkutatva, felszíni feltárásaikról földtani dokumentációt készítettünk, kiváltképpen a gyepvasérc telepek megjelenésére, rétegtani és üledékföldtani jellemzőire koncentrálva.

A vizsgálatra begyűjtött minták és megvizsgált rétegsorok négy különböző terület gyepvasérc telepeiből származnak (1., 2. ábra):

1. Külső-Somogy Ny-i része, Somogyvámostól K-re – Vagabond-árok, limonitos homok

2. Külső- és Belső-Somogy határa Somogyfajsztól D-re és DNy-ra — vízenyős legelőn néhány centiméter vastag, limonittartalmú rétegek, közvetlenül a talajszint alatt; Korokna-patak bevágásában limonitos homok; Fajsi-patak bevágásában limonitos agyagos homok, limonitos mészkiválás (1., 2–4., 5. minták).

3. Külső- és Belső-Somogy határa Somogyfajsztól É-ra, ÉNy-ra és Libickozma környékén — erősen limonitos konkreciók és rétegszerűen megjelenő gyepvasérc lencsék jelenkori vízfolyások (Korokna-patak, Aranyos-patak) bevágásának rétegsoraiban és törmelékként a patakmedrekben (6., 7., 8–11. minták).

4. Belső-Somogy területe — nagy vastartalmú előfordulások a somogyszobi Kócsmóna-patak bevágásában; torlatos vasgumók a Petesmalom melletti tófenéken (12–13., 14–15., 16. minták).

Az egyes területekről begyűjtött kb. 1 kg tömegű gyepvasércekből homogenizálás után vettünk mintát. Ahol a gyepvasérc telep vastag, kemény lencsék formájában jelent meg, ott a gyepvasérc lencsék különböző pontjaiból közvetlenül történt a mintavétel. A mintákon a kémiai összetétel meghatározása céljából röntgen-fluoreszcens vegyelemzést (XRF) végeztünk. Néhány mintán az ásványos fázisok meghatározását röntgendiffrakciós (XRD) vizsgálattal végeztük el.

A belső-somogyi gyepvasérccek tipikus megjelenési formái, a libickozmai Aranyos-árok szelvényében

A Belső-Somogy területén található gyepvasérc előfordulások összes megjelenési formája jól tanulmányozható egyetlen természetes feltáródású szelvényben *Libickozmánál*, a Korokna-pattakkal párhuzamos *Aranyos-árokban* (2., 3. ábra). A szelvény kulcsfeltárásként alkalmas arra, hogy bemutassa a belső-somogyi gyepvasérc telepek jellegzetes megjelenési formáit és összehasonlítsa, valamint osztályozási alapul szolgáljon a többi vizsgált gyepvasérc lelőhellyel kapcsolatosan.

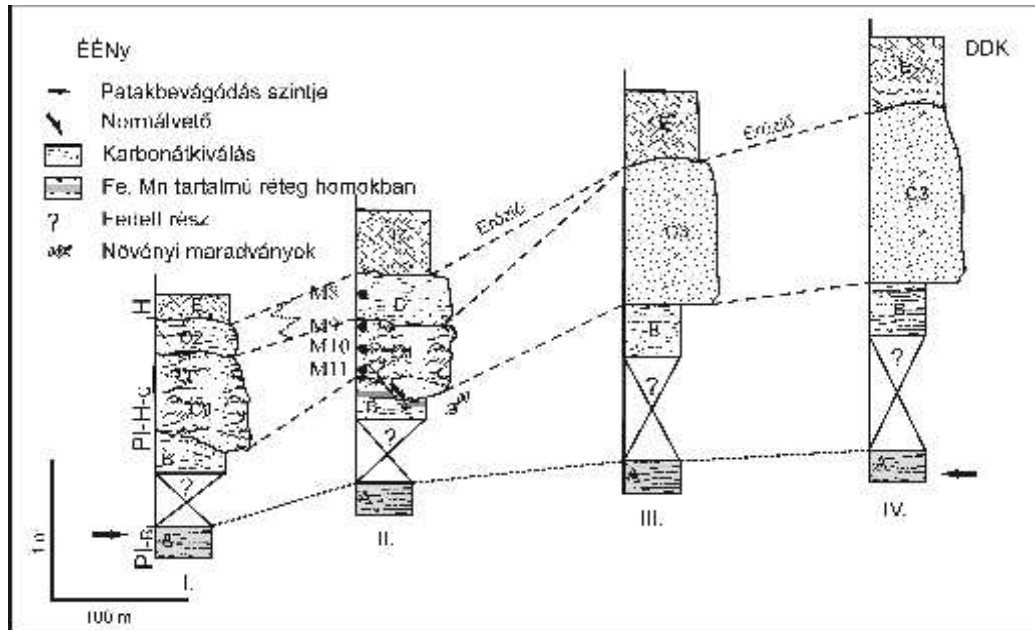
A rétegsor legalsó képződménye ártéri-mocsári, csillámos, szürke agyag, ami a jelenkori patakmedret alkotja (5. ábra, A réteg). Az agyagon kisebb fedett rész után növény-maradványos, agyagos, finomhomok települ (5. ábra, B réteg), amelynek erodált felszínére 0,6–1,0 m vastag, limonitos kötőanyagú, középszemcsés homok következik (5. ábra, C1 réteg). A homokrég sötétbarna, fekete, gumós szerkezetű, gyepvasérc lencsét tartalmaz. A gumók belsejét 2–4 mm-es szemcsékből álló Fe-, és Mn-granulátum építi fel (I. tábla, 1. kép), amelynek mikroszerkezete legfeljebb 100 nm-es átmérőjű vas-hidroxid gumókból, főként goethitből áll. A granulátumszemcsék mikroszerkezete a vaskbaktériumok sejtfalán képződött vas-hidroxid szemcsék mikroszerkezeti sajátosságaihoz hasonló képet (KAPPLER & STAUB 2005) mutat (6. ábra), ami a gyepvasérc biogén eredetére utalhat. D felé ez a réteg világosabb rozsdabarna sávós, foltos, limonitos

átítatódású, homokos rétegbe megy át (5. ábra, C3 réteg). Itt a biogén gypvasérc kiékelődik, ugyanakkor a rétegben erőteljes limonitos indikációk jelennek meg.

A durvahomokos üledék fölött ismét finomszemcsés, mocsári körülmények közt keletkezett, vörös és fekete foltos, agyagos aleurit települ (5. ábra, D réteg), amelynek alsó részén az agyagba áthalmozott, Fe- és Mn-granulátumból álló (1. tábla, 2. kép) törmelékeny szint található. A D felé kiékelődő és É felé gyorsan elhomokosodó réteg a lápi

környezet ismételt, de foltos, kis kiterjedését jelzi, és amelynek lokális létrejöttét az 5. ábrán látható lefedett normálvető által jelzett felszínsüllyedés is elősegíthette.

A szelvényt mindenütt fekete, morzsalékos szerkezetű láptalaj (STEFANOVITS et al. 1999) és jelenkori humusz fedi (5. ábra, E réteg). A gypvasérc lencsét feltáró szelvényben két szintben is karbonátkiválás figyelhető meg. Az első a „B” réteget érintő mélyebb szintű karbonát, ami valószínűleg a C1 és C3 rétegek homokjának behordódásához és a

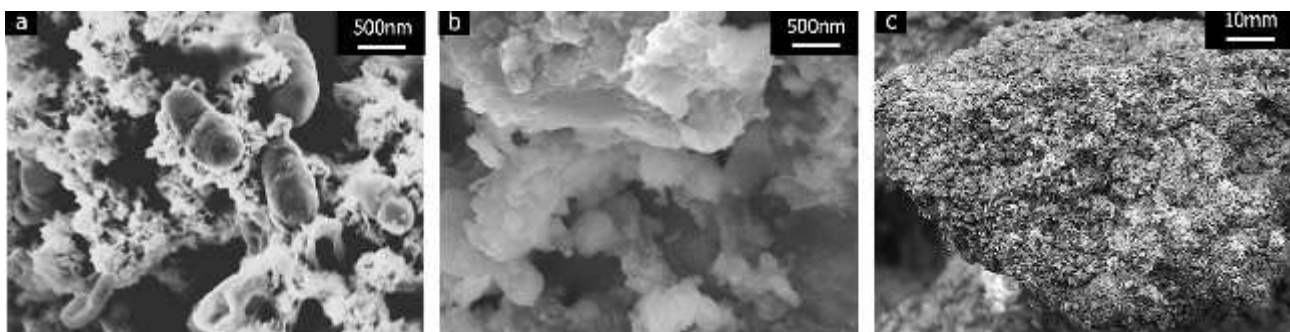


5. ábra. Az Aranyos-patak bevágása által feltárt, gypvasércet tartalmazó rétegsor szelvénye és korrelációja Libickozmánál (1. még 2., 3. ábra).

Pl-B - felső-pleisztocén allúvium, Pl-H-C - felső-pleisztocén-holocén gypvasércet tartalmazó agyagos homok, H - holocén rétegek A - sötétszürke aleurit, B - finomhomokos agyag, agyagos finomhomok, C1 - limonitos gumókat tartalmazó vörösbarna, barnásfekete homokos biogén gypvasérc-lencsét tartalmazó réteg, a tetején szürke agyagban feldúsuló 2-3 mm-es limonitgumókkal, C2 - homokos agyag, agyagos homok karbonátkiválással, C3 - sárga, limonitindikációs homok, D - szürke, vörösbarna, barnásfekete, vörös és fekete foltos, alul limonitgumos, agyagos aleurit, E - humuszos homok, homokos, humuszos agyag, M 8-11 - mintavételi helyek

Figure 5. Section and correlation of the bog-iron layers in the stream incision's Aranyos-creek, Libickozma (see Figure 2, 3)

Pl-B - Upper Pleistocene alluvial sediments, Pl-H-C - Upper Pleistocene-Holocene clayey sand consisted bog iron, H - Holocene layers, A - Grey aleuritic clay, B - Fine sandy clay, clayey fine sand, C1 - Reddish brown, brownish black sand with limonite bulbs, and grey clay with 2-3 mm size limonite granulate on the top of the layer, C2 - Sandy clay, clayey sand with carbonate precipitation, C3 - Yellow sand with limonite indications, D - Grey, reddish brown, brownish black clayey siltstone with red and black patches and limonite bulbs on the bottom of layer, E - Sand, clay and humus with carbonate precipitation, M8-11 - Samples



6. ábra. A Somogyi gypvasérc bakterialis genetikára utaló mikro- és makroszerkezete

a) Vasbaktériumok sejtjában kívül kialakuló vas-hidroxid szemcsék (KAPPLER & STAUB 2005) SEM alatt; b) Somogyi gypvasérc szemcsés mikroszerkezete SEM alatt (a vizsgált vasérc a 16-os mintából származik, I. I. és II. táblázat); c) Somogyi gypvasérc gumós makroszerkezete

Figure 6. Micro and macro structure of bog iron ores from Somogy referring to microbial oxidation

a) Fe(III) minerals forming outside the cell of Fe(II) oxidising microorganisms under SEM; b) Granular microstructure of the bog iron ore from Somogy studied by SEM (sample 16, see Table I and II); c) Tuberos macrostructure of the bog iron ore from Somogy

feltöltött lúp részleges talajosodásához és kilúgozásához köthető, a második pedig az E réteg talajszelvényének mészkiválási szintjéhez kapcsolódhat, ami gyengén a gypvasérc lencsét is érintette, utólagosan elmeszesítve azt.

Az ismertett rétegsort az Aranyos-patak jelenkori vízfolyása vágja át. Valószínűleg a terület emelkedésével hozható összefüggésbe a délről érkező durvább, homokos törmelék behordódása, ezáltal a mocsári környezet intenzív feltöltődése, a vízzel borítottság megszűnése és a felszín alatti vízszint relatív csökkenése, továbbá a jelenkori patakok bevágódása is.

A geokémiai elemzésre vett minták a II-es rétegoszlop „C1” és „D” rétegéből származnak (felülről lefelé **8–11. minta**).

A belső-somogyi gypvasérccek genetikai csoportosítása

Az Aranyos-árok szelvényében bemutatott rétegsornak megfelelően, azzal párhuzamosíthatóan, a Belső-Somogy területén vizsgált gypvasérccek alapvetően három csoportra oszthatók. Elsődleges gypvasérc telepek a rétegsor lerakódása során biokémiai úton, illetve részben azzal egyidőben, részben utólagosan limonitos kiválásokként és indikációként tisztán kémiai úton keletkeztek. A másodlagos telepek ezek áthalmazódásával jöttek létre. A genetikai különbségek jól tükröződnek az egyes lelőhelyeken vett minták geokémiai összetételében is.

Elsődleges, biokémiai úton keletkezett gypvasérc telepek

Az elsődleges gypvasérccek a rétegsorban található, oxigéntől elzárt környezetben lerakódott, durvább és finomabb szemcsés üledékek pórusait kitöltő vas- és mangántartalmú gumók, amelyek gyakran magukba foglalják az üledék kvarcsemmcséit is (*I. tábla, I. kép*). A fekete színű, földes megjelenésű telepek lencseszerűen kivékonyodnak a rétegsoron belül és legtöbbször utólagos mészkiválások szintek kísérik őket.

Az Aranyosi-árok részletesen bemutatott szelvényéhez hasonló kifejlődésű gypvasérc telep található *Somogy-szobon*, a Marcali-hát Ny-i oldalának déli részén található patakbevágásban, a D felé folyó Kócsmóna-patak medrében (*I. ábra*). A szürke színű, csillámos, euxin környezetben lerakódott agyag fölött 0,8–1,0 m vastag finomhomokos, agyagos, aleuritos réteg települ, amelynek felső 30–40 cm-e rendkívül kemény, rozsdabarna színű, karbonát és kova kiválással cementált, limonitos gumókból álló gypvasérc lencsét tartalmaz (homogenizált **12–13. minta** és a lencse aljáról és tetejéről **14–15. minta**). A kemény, limonitos réteg fölött, az Aranyos-patak szelvényéhez hasonlóan fekete, humuszos, agyagos homok települ. A részletesen ismertett szelvényhez képest eltérő kifejlődési területen keletkezett gypvasérc megjelenésében és felépítésében azonos az Aranyos-árok rétegsorainál leírtakkal. Ezt támasztja alá a jó minőségű, hasonló megjelenésű érc-lencse is (*I. táblázat*).

I. táblázat: XRF vizsgálati eredmények a főbb elemkoncentrációkra

Table I. Results of XRF analysis (main oxide components)

#	Minta számozási helye	I-09		Kémiai összetétel a fontosabb elemekre (wt%)							Összes
				SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MnO	P ₂ O ₅	As ₂ O ₃	
1	Somogyfajsz (I. legelő)	535,1165	129,021	63,1	27,9	3,08	0,8	0,59	1,58	0,03	97,118
2	Somogyfajsz (Fajsz-patak)	536,1165	130,005	4,90	68,90	0,88	13,40	0,94	4,24	0,13	93,39
3		536,065	130,005	3,50	71,60	0,35	14,40	2,15	3,60	0,39	95,99
4		536,074	130,036	11,40	52,30	1,28	22,90	0,64	4,33	0,05	92,90
5	Somogyfajsz (Erdőirtás)	534,660	130,896	14,40	64,10	1,54	11,00	2,01	3,06	0,16	96,27
6	Libickozma (Korokna-patak, temető mellett)	534,218	131,321	26,90	46,30	2,39	12,90	3,33	2,70	0,15	94,67
7	Libickozma (Aranyos-patakból a földnél)	532,902	130,885	22,80	50,80	0,92	14,40	2,70	2,76	0,09	94,47
8	Libickozma (Aranyos-patakból a lencséből fentről lefelé)	532,949	130,562	25,30	42,30	1,80	18,40	3,77	1,24	0,03	92,84
9				9,30	73,50	0,48	9,10	1,30	3,32	0,32	97,32
10				13,30	62,20	0,50	8,90	8,80	2,60	0,21	96,51
11				20,40	60,10	0,75	3,17	10,70	2,83	0,24	98,19
12	Somogy-szob (Kócsmóna-patakból)	515,132	106,650	14,00	61,40	3,32	10,00	3,57	3,29	0,33	95,91
13				26,00	54,20	4,46	2,51	5,30	3,02	0,28	95,77
14	Somogy-szob (Kócsmóna-patakból a lencséből fentről lefelé)			19,20	67,30	3,62	2,41	0,96	3,62	0,35	97,46
15				5,20	14,40	1,18	63,90	2,95	0,70	0,08	88,41
16	Petesmalom	530,807	119,280	3,82	81,00	0,46	3,44	1,61	6,60	0,12	97,115

*Elsődleges limonitkiválások,
sávós és koncentrikus limonitindikációk*

A limonitkiválások egyik fajtája a finom- és közepes- és homokrégeket koncentrikusan, vagy sávosan átítató limonitindikáció. A Fe(II) koncentráció növekedésével a koncentrikus, limonitos körök összeérve konkréciót alkothatnak, a felszínnel párhuzamos sávok pedig limonitos padként kemény, vízzáró réteggé viselkedhetnek. A kiválás másik fajtája a mészkiválásos szintek felszínén és ezek üregeiben keletkezett nagy vaskoncentrációjú, néhány cm vastag limonitkéreg (*I. tábla, 3. kép*).

A Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonaltól keletre Somogyvámos mellett, a belső-somogyi területnél 70 m-el magasabban található a D felé lejtő, ÉÉNy–DDK-i csapású *Vagabond-árok*. A külső-somogyi terület határára eső, a Balatonra közel merőleges, homokos löszbe vágódó völgy talpán *Congeria* sp. töredékeket és *Dreissena* sp. héjdarabokat tartalmazó, felső-miocén (pannóniai) molluszkás agyag, finomhomokos agyag található (Tihanyi Formáció). A szürke finomhomokos agyagra 1,5–1,8 m vastag rozsdabarna, limonitsávós, barnásszürke, agyagos homok rakódott le (*3. ábra*). A jelenkori vízfolyás kb. 2 m mélyen vág bele a késő-pleisztocén homokba (CHIKÁN 2005) és a pannóniai képződménybe. A patak bal partján idősebb teraszroncs található, amire 10–15 m vastag, homokos lösz települ. Külső-Somogy megemelkedése (MAGYARI 2004, 2005; CSONTOS 2005) miatt a néhány km-re, Ny-ra található belső-somogyi területhez hasonló lápos, mocsaras környezet itt nem alakulhatott ki, ezért a felső-pleisztocén patakhordalékban nagyobb mennyiségű gypvasérc kiválása helyett csak nagy vastartalmú oldatokból kivált, öntéstalajok képződéséhez köthető (SEFANOVITS et al. 1999), sávós, limonitos átítódások, indikációk jöhettek létre.

Somogyfajsztól Ny-ra, a *Fajsi-patak* bevágásában (*1., 2. ábra*) 1,3 m vastag folyóvízi, ártéri, elbomlott szerves anyagtól szürke színű homok, agyagos homok található. A homokos rétegsor alján 5–8 cm vastag, gumós, egyenetlen felszínű, talajképződéshez köthető, masszív mészkiválás jelenik meg, amelynek felső részén 1–2 cm vastag, rozsdabarna, barna, kemény limonitos kéreg vált ki (homogenizált **2–4. minta** — *I. tábla, 3. kép*). A limonit a homokos rétegsor alján, a gumós, karbonátos réteg felületén és repedéseiben, valamint a rátelepülő kvarchomok szemcséi közti pórusokban vált ki.

A kemény, meszes és limonitos kéreg fölött 30–40 cm vastagságban, a növekvő vaskoncentrációnak megfelelően limonitsávok, majd koncentrikus limonitkörös indikációk találhatók a homokban.

A *Fajsi-pataktól D-re* található *legelőn*, a felszín közelében (*1., 2. ábra*), 10–20 cm vastag füves talaj alatt, vörösbarna, feketésbarna, limonitos kötőanyagú, kemény homokkő-konkréciók jelennek meg (homogenizált **1. minta**). A közepes- és homokkő alapanyagú konkréciók kvarc- és homokkő szemcséi közötti pórusteret limonit tölti ki, ezért a masszív vízzáró réteggé viselkedő homokkő felszínközeli források fakadnak, megalapozva azt a lehetséges hamis

következtetést, mintha a gypvasérc a forrás vizéből válnának ki. Ugyanez a réteg a 100 m-el KÉK-re lévő Korokna-patak partfalában 0,8–1 m mélyen jelenik meg, ami az eredetileg vízszintes vízzáró réteg 0,5 fokos dőlésének felel meg.

Somogyfajsztól É-ra, a *Korokna-patak* medrének 1,5 m magas, meredek partfalában (*1., 2. ábra*), a patak teraszának agyagos homokból és közepes- és homokból álló rétegsora felső részén, a korábbiakhoz hasonlóan limonitos sávok és koncentrikus körök jelennek meg. A rétegsor alján, a patakmedret alkotó szürke, csillámos aleuritos agyagréteg fölött, barnásfekete, rozsdabarna, kemény, limonitos, vasas homokkő-konkréciók találhatók (*I. tábla, 4. kép*).

Másodlagos, áthalmozott gypvasérc telepek

Az áthalmozott gypvasérc telepek részben a jelenkori patakmedrekben felhalmozódó, kimosott és áthalmozott vasérces gumókból, illetve a patakok árterének, nagyobb áradásokhoz kapcsolódó durvább törmelékeny üledékből állnak, részben áthalmozott vasérces gumók és szemcsék idősebb áthalmozódási események nyomaiként fellelhetők egyes rétegsorokon belül is. Ilyen idősebb áthalmozódási eseményt rögzít a részletesen bemutatott *Aranyos-patak* szelvénye (*5. ábra*, D réteg alsó része; *I. tábla, 2. kép*) is, és Libickozmánál a vele párhuzamosan futó *Korokna-patak* temető melletti (*2. ábra*) bevágásában található rétegsor is, ahol a patakmedret alkotó oxigénmentes környezetben leülepedett, lápi szürke, feketésszürke csillámos agyag, aleuritos agyag fölötti homokrégében 0,2–0,5 cm-es fekete, áthalmozott vas-, mangángumók találhatók (homogenizált **6. minta**). A lápi környezetbe kerülő durvább, homokos üledék, valószínűleg az állóvízi, lápszegélyi terület gyors feltöltődését és megszűnését jelentette.

A temető melletti feltárástól D-re, Somogyfajsz É-i határában a Korokna-patak legfiatalabb teraszüledékében, közvetlenül a humuszos szint alatt sötét rozsdabarna, fekete, feketésbarna, apró göbcecsekből álló, erősen morzsalékos limonitos homokkő-lencse jelenik meg. A felszínről elérhető lencse 1–2 cm-es, kerekített, limonitgranulátumból és inhomogén belső szerkezetű, limonittal cementált kvarchomokos gumókból áll (homogenizált **5. minta**). A vas-granulátumos gumók rosszul osztályozott kvarc- és homokkő szemcséket és limonitos, homokos talajmaradványokat tartalmaznak. A heterogén szemcseösszetételű üledék a limonitos szemcsék áthalmozódására utal, ami a patak áradásakor a teraszfelszín elborító vízfolyás sodorvonalában kialakuló övzatónyok durvaszemcsés üledékeként értelmezhető.

A fentieknél fiatalabb, jelenkori, a patakmederben felhalmozódó, áthalmozott vasérces gumók találhatók az Aranyos-patak szelvényétől 100–150 m-re É-ra, az *Aranyos-patak hídjánál* (homogenizált **7. minta**). A vasérces gumókat az *5. ábrán* részletesen ismertetett szelvény rétegsorából halmozza át az Aranyos-patak.

A folyóvízi üledékek mellett tavak, mocsarak agyagos, homokos üledékébe is áthalmozódhat az elsődlegesen keletkezett gypvasérc. Erre találunk példát a *Kaposvártól ÉNy-*

ra, a petesalmi vidraparkban található tőrendszer egyik évenként leeresztett tavának üledékeiben (1. ábra). A télen leeresztett tó fenekéről fekete, 0,5–10 mm átmérőjű vas- és mangángumókból álló (16. minta), 15–20 m hosszú, 30–40 cm magas, íves övzátöny emelkedik ki (1. tábla, 5. kép). Az évenkénti leeresztés következtében kialakuló vízáramlások a folyóvízhez hasonló övzátönyokat építenek és ideiglenes medreket vájnak a tőfenék üledékébe. A természetesen dúsult vas- és mangánszemcsék (1. tábla, 6. kép) eredete kérdéses. Vagy a tó fenékén kialakuló időszakos vízfolyások vágnak bele a tó aljzatát alkotó vas- és mangángumós, a korábbi szelvényekhez hasonló gyepvasérc lencsékbe és halmozzák át a keményebb vas- és mangánszemcséket, vagy azok a tó medrén kívüli rétegekből mosódnak ki és szállítódnak be. Ez a recens példa igazolja az érc elsődleges kiválásán túli áthalmozódásának és jelentős feldúsulásának lehetőségét.

Geokémiai és mikroszerkezeti vizsgálatok

A minták származási helyét, EOV-koordinátáit, XRF és XRD vizsgálati eredményeit az I. és II. táblázat foglalja össze.

Az elsődleges, gumós gyepvasércek mikroszerkezete

A somogyi gyepvasércek pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) anyagvizsgálatával nagy fajlagos felületű, szemcsés mikroszerkezetet figyeltünk meg (6. ábra, b). Ez a mikroszerkezet bakteriális genetikára utal (6. ábra, a), az apró szemcsék vasbaktériumok sejtfalán kívül kristályosodó vas-hidroxid ásványokból állnak (KAPPLER & STAUB 2005). A somogyi gyepvasércekre jellemző a néhány mm-es átmérőjű gumókból cementált makroszerkezet (6. ábra, c), amelyek belső felépítése (SEM felvétel, 6. ábra, b) hasonló a KAPPLER & STAUB (2005) által közölt vasbaktérium szemcsékhez, így feltételezhető azok biogén, bakteriális eredete.

A gyepvasércek vas-oxid tartalma és a genetikai csoportok kapcsolata

Archeometallurgiai szempontból fontos kérdés, hogy melyik genetikai csoport szolgáltat olyan ércet, amelynek geokémiai összetétele alkalmas jó minőségű nyersvas előállítására? Ennek elsődleges szempontja a nagy vas- és kis szilíciumtartalom.

Az I. táblázat eredményeiből látható, hogy a legnagyobb vas-oxid tartalommal a természetesen dúsult, agyagos üledékbe áthalmozott vas-, mangángumós, granulátumos, torlatos összletek rendelkeznek. Ilyen a recens tőfenéken felhalmozódott petesalmi előfordulás és a valószínűleg ehhez hasonló körülmények között keletkezett, agyagos üledékbe áthalmozott vasgumós előfordulás az Aranyos-patak szelvényében (4. ábra, D réteg alsó része), illetve az ártéren lerakott durvább üledék a Korokna-patak teraszán (Somogyfajsz, erdőirtás). Ezek vas-oxid-tartalma 65–75% között van, a petesalmi mintában pedig meghaladja a 80%-ot (I. táblázat), miközben szilícium-dioxid-tartalmuk 4–10% között változik. Az előfordulások az egyetlen petesalmi recens felhalmozódás kivételével kis kiterjedésűek és kis mennyiségűek, így az ércolvasztással kapcsolatos jelentőségük is kisebb. A többi áthalmozott érc (Aranyos-patak szelvénye, Korokna-patak, temető melletti feltárás) minősége erősen változó, ami az áthalmozott és lerakott üledék kvarc- és agyag-összetételétől függ. Átlagosan 42–45% vas-oxid mellett ezek a minták már jelentősebb 25–27% szilícium-dioxidot tartalmaznak (I. táblázat).

Nagyobb mennyiségű, állandóbb minőségű gyepvasércet az elsődlegesen, főként biogén úton kivált gumós vas-oxidot tartalmazó lencsék és rétegek adnak. Ezek vas-oxid tartalma 60–67% között változik, szilícium-dioxid-tartalmuk 20% körüli értéket mutat (Aranyos-patak, Kócsmóna-patak szelvényei).

Jelentősebb vas-oxid-tartalmúak, de nagyon csekély mennyiségűek a mészkiválásos szintre kémiai úton kicsapódó vasas kérgék (Fajsz-patak szelvénye). Ezek a kis mennyiségük miatt ércolvasztásra alkalmatlan képződmények, 70% vas-oxidot és alig 3–4% szilícium-dioxidot,

II. táblázat: XRD vizsgálati eredmények és a számított kémiai összetétel

Table II. Results of XRD analysis and the calculated chemical composition

#	Minta származási helye	EOV	Táblázat: XRD vizsgálati eredmények és a számított kémiai összetétel (wt%)						Összes
			Quar	Calc	Goe1	Musc	Ill	Clun1	
14	Somogyiszob (Kócsmóna-patak) a lencséből	515,132	20	10	45	10	-	15	100,00
15	Somogyiszob (Kócsmóna-patak) a lencséből (entről felfelé)	515,132	10	70	10	-	5	5	100,00
16	Petesalom	530,807	3	-	90	-	-	-	93,00
			Számított kémiai összetétel (wt%)						Összes
			SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CO ₂	
14	Somogyiszob (Kócsmóna-patak) a lencséből	515,132	13,38	39,22	0,12	11,08	3,18	30,78	99,67
15	Somogyiszob (Kócsmóna-patak) a lencséből (entről felfelé)	515,132	27,85	5,60	0,37	46,71	7,60	4,40	99,10
16	Petesalom	530,807	3,00	-	-	80,98	-	-	93,00

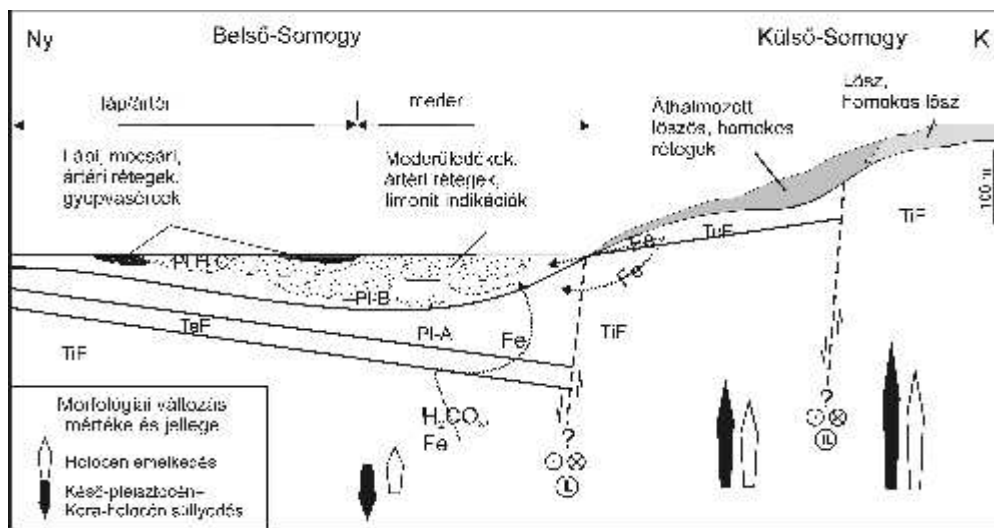
ugyanakkor nagy, 13–22% meszet tartalmaznak (I. táblázat). A talajosodáshoz köthető, archeometallurgiai szempontból nagy jelentőségű mész kiválások több szintben is végigkísérik a gyepvasérc telepeket (5. ábra). A homokos üledékben, a mindenkor talajvíz szintjéhez kötődve sávosan, koncentrikusan vagy nagyobb koncentrációban konkrécióként kémiai úton kivált limonitos indikációk vas-oxid-tartalma 28% körüli (Somogyfajsz — legelő), míg szilícium-dioxid tartalma 60%-nál is nagyobb lehet. A kis vas- és nagy kvarctartalom rossz minőségű, bár a vizsgált területen nagy mennyiségben jelenlévő ércet jelent. Általánosságban megfigyelhető, hogy a limonitindikációk vastartalma az elsődleges gyepvasérc telepek környezetében nagyobb. A legnagyobb vastartalmú indikációk közvetlenül az Aranyospatak szelvényében (5. ábra, D réteg teteje), az elsődleges gyepvasérc telep fölötti rétegekben figyelhetők meg, ahol a vas-oxid-tartalom eléri a 42%-ot.

Diszkusszió

A belső-somogyi gyepvasércnek genetikája és kapcsolata a felszínfejlődéssel

A gyepvasérc keletkezéséhez szükséges artéri-mocsári környezetek a késő-pleisztocén követően az óholocén során kizárólag a Belső-Somogy ÉK-i részén alakultak ki. Ezt igazolja, hogy a Pogány-völgyi víztől Ny-ra található biogén gyepvasérc lelőhelyek, a fúrások tanúsága szerint is, egyedül a késő-pleisztocénre már a Külső-Somogynál mé-

lyebb helyzetbe került területen fordulnak elő (2. ábra). A fúrások alapján a terület késő-pleisztocén morfológiáját két egymással 10–15 fokos szöget bezáró, a belső-somogyi terület alacsonyabb tengerszint feletti magassága miatt korábban tisztán normálvetődéseknek tartott (ERDÉLYI 1961, 1962) szerkezeti elem határozta meg (3. ábra). Egyik szerkezeti elem a Belső-, és Külső-Somogy mai morfológiai határát is jelző Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonal, a másik a mai morfológiában sokkal kevésbé látszó (max. 8–10 m-es morfológiai különbség) (2., 3. ábra), ugyanakkor a pannóniai rétegsorban 120–150 m-es ugrást jelentő, megközelítőleg a Fajsz-, és Korokna-patak jelenkori medre mentén húzódik. A Ny-felé vastagodó felső-pleisztocén-holocén rétegsorral fedett felső-miocén és alsó-pleisztocén folyóvízi képződmények 100 m-nél is nagyobb tengerszint feletti magasságkülönbsége, valamint a Tengelic Formáció eróziós hiánya a kiemeltebb területekről, véleményünk szerint egyértelműen igazolja a terület pliocén utáni, egyben a késő-pleisztocén során is aktív tektonikai eredetű felszínfejlődését. MAGYARI et al. (2004, 2005) és CSONTOS et al. (2005) valamint BADA et al. (2010) pleisztocén feszültségtérket elemző munkái alapján, ezek a tektonikai szerkezetek É–D-i, vagy ÉÉK–DDNy-i (BADA et al. 2010), illetve (É)ÉNy–(D)DK-i (MAGYARI et al. 2004, 2005) maximális horizontális főfeszültségiránnyal jellemezhető kompressziós feszültségtérben létrejött, a kompressziós irányra merőleges húzófeszültségek által létrehozott normálvetők, esetleg kérdésesen balos eltolódásokhoz kapcsolódó szerkezetek (7. ábra). A legfiatalabb deformáció kora közvetlenül késő-pleisztocén végére tehető (THAMÓ-BOZSÓ et al.



7. ábra. Kvarter tektonikai szerkezetek által létrehozott, késő-pleisztocén-kora-holocén folyóvízi üledékképződési környezet rekonstrukciója, és a gyepvasérc képződési feltételeit biztosító, elmocsarasodott artér felszíni és felszín alatti vizeiben oldott Fe(II) eredete (pöttyözött vonalak) Külső-, és Belső-Somogy határán

TiF - Tihanyi Formáció (felső-miocén, pannóniai), TeF - Tengelic Formáció (felső-miocén, pliocén), PI-A - felső-pleisztocén alsó részének folyóvízi homokos rétegei, PI-B - felső-pleisztocén felső részének alluviuma, PI-H-C - gyepvasérc telepeket tartalmazó felső-pleisztocén-holocén agyagos homokos rétegek

Figures 7. Reconstruction of the Late Pleistocene - Early Holocene fluvial depositional environment controlled by Quaternary tectonic processes on the boundary of Outer, and Inner Somogy, and origin of the dissolved Fe(II) in the groundwater (punctuated lines)

TiF - Tihanyi Formation (Upper Miocene, Pannonian), TeF - Tengelic Formation (Upper Miocene, Pliocene), PI-A - Lower Pleistocene fluvial sand layers, PI-B - Upper Pleistocene alluvial sediments, PI-H-C - Bog iron deposits in Upper Pleistocene - Holocene clay and sand layers

2010), ami preformálta a holocén eleji üledékképződési térszínt. A jelentős felszínmorfológiai különbségeket létrehozó deformációk határozták meg a területen immár É felé, a Balaton medencéjébe tartó vízfolyás(ok)meder-, és ártéri (mocsári) fáciaseinek eloszlását (7. ábra). Ezt igazolja a vizsgált terület K-i részének ártéri üledékeket nem, vagy alig tartalmazó, főként homokból, agyagos homokból álló, illetve Ny-i részének finomhomokos rétegekkel váltakozó, néhol több méter vastagságot is elérő, helyenként fás szárú növényi maradványokat magába foglaló ártéri agyagos rétegsora. Az idősebb pleisztocén folyó irányával ellentétes északi folyásirány a belső-somogyi terület D-i részének általános megemelkedését jelzi ebben az időszakban, ami egyben előidézhette a rétegsorok tetején jelentkező durvább törmelék beszállítódását is.

A D felől érkező vízfolyások éppen a vizsgált területen léptek be a Nagyberek kora-holocén idején elmocsarasodott területének D-i peremére. Ez egybevág MAROSI (1970) megállapításával, aki még a Nagyberek területénél is vastagabb mocsári képződményeket ír le a Nagyberekbe D-ről érkező völgyek torkolatánál. Ezáltal a Balaton medencéje és a Somogyi-dombság között kiszélesedő völgy torkolatánál jöhetett létre az az elláposodó ártéri síkság, amelynek területén kedvező feltételek alakultak ki a Tengelici Vörösgyagból származó, vízben oldott Fe(II) biogén oxidáció-jához. A vaskbaktérium-kolóniák életműködésének következtében a lápos, mocsaras területeken néhányszor 10 cm vastagságú, több méter kiterjedésű, tömör, biogén gypvasérc lencsék képződtek (libickozmai Aranyosi-árok, somogyszobi Kócsmóna-patak szelvényei) (5. ábra). Az elmocsarasodott terület érzékenyen reagált a dél felől érkező nagyobb mennyiségű, durvább szemcséjű üledékbeszállítódására, illetve az emelkedés miatti relatív vízszintcsökkenésre. A kezdetben süllyedő, majd a holocén során fokozatosan dél felől megemelkedő terület fokozatosan feltöltődött, ami a lápok eltűnésével járt. A befüvesedő lápok tetején réti láptalaj képződése indult meg, hasonlóképpen a Nagyberek területén ma is zajló láptalajosodáshoz (MAROSI 1970). A vizsgált szelvényekben hiányzik a tőzeg, de a lápos területek fölött kialakult, fekete színű, morzsalékos talajszerkezetben helyenként puhatestűek maradványai találhatók, ami a kotús láptalajok jellemzője (STEFANOVITS et al. 1999).

A talajosodást a láptalajok egy részére jellemző karbonátkiválás kísérte, ami az altalaj minőségétől függően változó keménységű, mértékű és mélységű meszes gumók, vagy hullámos felületű rétegek formájában jelentkezik a vizsgált szelvényekben. A lápi üledékek rétegsorában, több szintben is találunk karbonátos kiválásokat, ami éppúgy jelezheti a csapadékmennyiség és a talajvízszint időszakos megváltozását, mint a talaj kalciumtartalmának megnövekedését, illetve pH viszonyainak ingadozását (STEFANOVITS et al. 1999). Területünkön a karbonátkiváláshoz szükséges oldott kalcium, a késő-pleisztocén löszképződéssel egyidőben, az ártéri-lápi területekre hullott porból, illetve az emelkedő K-i területől lepusztuló lösz áthalmozódásával kerülhetett a talajvízbe. A vízzel borítottság megszűnése, illetve a felszínközeli, magas talajvízszint alacsonyabbra

kerülése következtében indulhatott meg a láptalajok felső szintjének kilúgozása, és a Ca kicsapódása a mélyebb talajszinteken.

A talajosodást és a hozzá kapcsolódó mészkiválást, a felszín alatti vizek továbbra is nagy oldott Fe(II) tartalmának következtében, kémiai úton történő intenzív vas-hidroxid-kiválás is kísérte. Ezek a limonitindikációknak megfelelő, kémiai úton történő vas-hidroxid-kiválások, nagyobb koncentrációban közvetlenül a mészkiválásos szint karbonátos rétegének felszínén és üregeiben jelennek meg, vagy egyre kisebb koncentrációban a homokos üledék kvarcsemcséi közti pórusokat töltik ki, kemény homokkővé cementálva a laza homokot, legvégül a talaj közeli részeken limonitos indikációként, sávosan vagy koncentrikus köröket formálva jelennek meg. Ez a nyers öntéstalajokra jellemző ásványkiválás (STEFANOVITS et al. 1999) legelőször a lápi-mocsári környezettől mentes, homokos üledéklerakódással jellemezhető lápszegélyek mentén és a K-i, kiemeltebb területeken bevágódó patakok árterein indulhatott meg, majd a fokozatosan feltöltődő lápok területén folytatódhatott.

A terület emelkedésének következtében a biogén gypvasérc lencsék és az ártéri-lápi környezet D-i szegélyén található homokos rétegek felszín közelbe vagy a felszínre kerülésével, a jelenkori patakok a kora-holocén lápi, mocsári és folyóvízi képződményekben vágódnak be (3., 5. ábra). A patakok bevágódásának lehetséges antropogén okát éppen a gypvasérc lencsék archeometallurgiai vonatkozásai cáfolják, mivel ezek a természetes feltárások már az avar korban, illetve a 10. században is léteztek (GÖMÖRI 2000), a területre vonzva a vaskohászati műhelyeket. A D-i részek emelkedését jelzi a somogyfajsi legelő, közvetlenül a felszín alatt található, kemény, limonitindikációs homokkőrétegének minimum 0,5 fokos látszólagos dőlésű kibilleneése is.

A bevágódás mai állapotáról elmondható, hogy a jelenkori patakok bevágódása az elláposodott ártéri területen képződött víz záró, szürke agyagos képződmény felszínéig (vagy egy keményebb mészkiválásos szintig) tart (3., 5. ábra). A patakok az átvágott biogén gypvasérc lencsék anyagát a legfiatalabb teraszuk, illetve jelenkori árterek és medrük üledékébe halmozták át. Az így áthalmozott gypvasérc rétegek természetes úton dúsultak. Ennek recens példája és a folyamat mai bizonyítéka a petesmalmi vasgumós torlatok létrejötte.

A belső-somogyi gypvasérccek geokémiája és archeometallurgiai jelentősége

Archeometallurgiai szempontból a biogén gypvasérc lencsék és az áthalmozott gypvasérc rétegek legkönyebben hozzáférhető, természetes feltáródásai éppen ezek az 1–1,5 m mély, jelenkori patakbevágódások. Az egykori nyersanyagkutatók ezeket a gypvasérc telepeket keresték, és valószínűleg a patakokat végig járva fedezték fel őket. A szelvényekből és a minták geokémiai elemzéséből kitűnik, hogy a limonitindikációk kiterjedése és a bennük található

gyepvasérc vastartalma jóval kisebb a többi előforduláshoz képest, ezért a limonitindikációnak nincs jelentős archaео-metallurgiai szerepe.

A gyepvasérc geokémiai vizsgálati eredményei alapján öt elemmel kapcsolatban, öt fontos jellemzőt emelhetünk ki. A somogyi gyepvasérc elegendően nagy vastartalmúak, ez tette lehetővé kohósításukat (a kohósításhoz szükséges minimális vastartalomról részletesen I. THIELE & TÖRÖK 2012a, a próbakohósításokról THIELE & TÖRÖK 2012b).

A somogyi gyepvasérc általában jellemző a nagy foszfortartalom. Minden gyepvasérc minta tartalmazott P_2O_5 -ot, amely a legnagyobb mennyiségben a 15. minta esetében fordult elő. Ugyanennek a mintának az XRD vizsgálatával azonban vivianitot nem sikerült kimutatni, ugyanakkor a minta 7 wt%-ban röntgenamorf volt. A gyepvasérc minták XRF vegyelemzéssel kimutatott nagy foszfortartalma a rétegsorban található szervesanyag bomlásából származhat, ami a lápos, mocsaras terület vegetációjából került az üledékbe.

A somogyi gyepvasérc általában jellemző a jelentős kalciumtartalom is. Az ország más részein feltárt vaskohászati műhelyekből előkerült gyepvasérc jellemzően savanyú karakterisztikájúak voltak, nagyon kevés meszet tartalmaztak (TÖRÖK 1995, 1997; TÖRÖK & KOVÁCS 2010). A földtani dokumentációban leírtaknak megfelelően a somogyi gyepvasérc telepek közelében azonban tisztán meszes kiválások is megfigyelhetők voltak, és a vizsgált minták meddője több esetben bázikus volt (1–3., 8., 14., 15. minta, a 14. minta meszes kiválásból származik). A somogyi gyepvasérc nagy mésztartalmát a feltöltődött, illetve kiemelkedő terület talajosodásának következtében szinte az összes szelvényt kísérő karbonátkiválás okozza. Mivel a mészkiválások szintek létrejötté leginkább a pH-változásra érzékeny, eredetileg savas kémhatású, de a nagy Ca-tartalomnak és a mocsár megszűnésének köszönhetően egyre bázikusabb láptalajokra jellemző folyamat, ezért a karbonátkiválások a jó minőségű biogén gyepvasérc lencsék, és a talajosodáshoz kötődő limonitindikációk állandó kísérői ezen a területen. Bár a somogyi gyepvasérc telepekben a gyepvasérc foszfortartalma nagy volt, így kohósításukkal általában rossz

mechanikai tulajdonságokkal rendelkező, nagy foszfortartalmú vasanyagot lehetett előállítani, de a területen és a gyepvasércben természetes módon jelenlévő kalcium-karbonátnak köszönhetően a vasbucák foszfortartalma csökkenthető volt.

A vizsgált minták nagy arzéntartalma azzal magyarázható, hogy a nagy fajlagos felületű biogén gyepvasérc arzenátionokat adszorbeálhatnak. A vizek ártéri–mocsári környezetben feldúsult arzéntartalmának egy része a késő-miocén bázikus vulkanizmushoz kapcsolódhat, más része a felszín alatti vizek természetes része.

A somogyi gyepvasérc nagy mangántartalmúak, ezért a gyepvasérc gumók gyakran kék színűek.

Mindezen nyomelemeket a gyepvasérc kiválás ásványai tartalmazták a középkorban is, és a gyepvasérc kohósításakor jelentős hatással voltak az előállítható vasanyag mechanikai tulajdonságaira.

Következtetések

A tanulmány alapján világossá vált, hogy a korábban „gyepvasérc” összefoglaló névvel illetett és homályosan definiált képződmények, valójában összetett, több genetikai csoportba sorolható és különböző képződési környezetre osztható, biokémiai vagy tisztán kémiai úton, nagy oldott Fe(II) tartalmú vizekből kivált ásványtársulások. A főként Fe-, Si-, Al-, Mn-, P-, As-elemeket és járulékosan Ca-ot tartalmazó gyepvasérc nagyrészt goethit, kvarc valamint muszkovit és illit ásványokból, továbbá röntgenamorf vivianitból állnak.

A belső-somogyi gyepvasérc telepek vizsgálataink szerint genetikailag és geokémiaiag 3 fő csoportra bonthatók (nevezéktani összefoglalót I. III. táblázatban):

1. Elsődlegesen, késő-pleisztocén ártéri mocsári, lápi környezetben, vasbaktériumok életműködése következtében kivált *biogén gyepvasérc lencsék*. A biogén gyepvasérc lencsék makroszerkezete néhány mm átmérőjű, limonittal összecementált gumókból áll. Mikroszerkezetükre a legfeljebb 100 nm átmérőjű, főként goethitből álló, mikrobiális tevékenységre utaló gömbös, szemcsés halmaz a jellemző.

III. táblázat. A somogyi gyepvasérccel kapcsolatos terminológia

Table III. Terminology related to the bog iron ores in Somogy

	Fogalom	Értelmezés
Genetikai csoportok	Biogén gyepvasérc lencse	Elsődleges, főként vasbaktériumok életműködése következtében, mocsári környezetben kialakult, lencse alakú gyepvasérctelep (Aranyosi-árok, Kőcsmóna-patak).
	Áthalmazott gyepvasérc réteg	A feltűró biogén gyepvasérc lencse áthalmazódásával létrejött másodlagos, torlatos gyepvasérctelep (Pütesimalom, Aranyosi-árok, Korokna-patak).
	Limonit indikáció	Elsősorban kémiai oxidációval létrejövő, mocsári környezethez nem köthető, sáros, illetve kongréción megjelenő gyepvasérctelepek (Vagahund-árok, Aranyosi-árok, Fajsz-patak).
Üledékszerkezeti jelek	Gyepvasérc telep	A gyepvasérc-előfordulások (biogén gyepvasérc lencse, áthalmazott gyepvasérc réteg és limonitindikáció) összefoglaló elnevezése.
	Gumós makroszerkezet	A somogyi biogén gyepvasércekre jellemző a néhány mm átmérőjű gumókból limonittal cementált makroszerkezet.
	Szemcsés mikroszerkezet	A somogyi biogén gyepvasércekre jellemző a legfeljebb 100 nm-es átmérőjű vas-oxidokból, főként goethitből álló szemcsés mikroszerkezet.

2. Elsődlegesen, főként kémiai úton, láptalajok és öntéstalajok képződéséhez kötődve, a talajvíz határán és fölötté, a kapilláris zónában megjelenő *limonitindikációk*. A talajosodást kísérő limonitindikációk részben a mészkiválások szinthez kötődnek, részben a rétegsor felsőbb rétegeiben is megjelennek. Ez a kiválás egyrészt egyidős a mocsaras területek biogén gyevasérc lencséivel, másrészt azoknál fiatalabb. A talajvíz állandóan nagy vastartalma miatt szinte minden területen előfordulhat, jellemzően a lápos területek szegélyén és a kiemeltebb területeken, ahol a nagy vastartalmú talajvíz jelen volt a homokos képződmények pórusaiban.

3. Másodlagos, *áthalmozott gyevasérc rétegek*. Idősebb áthalmozott limonitgumós rétegek a rétegsorokon belül, recens áthalmozások jelenkori patakok és tavak medréiben jelennek meg.

A belső-somogyi gyevasérccek keletkezése és felszíni feltáródása a Somogyi-dombság késő-pleisztocén–korholocén felszínfejlődésével, és a dél felől a Balaton medencéjébe tartó vízfolyások által kialakított folyóvízi–mocsári környezetekkel és azok megváltozásával hozható összefüggésbe. A felszín közelében keletkező, erősen a talajvíz és az elláposodott területek mindenkori vízszintjéhez kötődve, biológiai és kémiai folyamatok során keletkező képződmények érzékenyen reagálnak a környezetváltozásra, ezért jó indikátorai a területen zajló geomorfológiai és szedimentológiai folyamatoknak. A morfológiai különbségek kialakulásának neotektonikai okait és azok jelentőségét a fúrási szelvények igazolták. Bár a deformáció pontosabb jellegének megállapításához szükséges mikrotektonikai szerkezet-elemzésre csak a jövőben kerülhet sor, a rétegsorok és a szelvények alapján felállított morfológiai rekonstrukció jól összeegyeztethető a Somogyi-dombság korábbi tektonikai vizsgálatainak eredményeivel.

Az archeometallurgiai szempontból fontos biogén gyevasérc lencsék kialakulásának elengedhetetlen feltétele a felszín alatti vizekben jelenlévő magas oldott Fe(II) tartalom és a vasbaktériumok jelenléte volt. Az oldott Fe(II)

tartalom a Külső-Somogy Ny-i peremén a felszínen és a felszínközeli talajban található, nagy vastartalmú, tektonikai szerkezetek mentén a Belső-Somogy területén mélyebben fekvő Tengelici Agyagból származtatható. A nagy oldott vastartalom katalizálta a vasbaktériumok működését, ami fokozott biogén Fe(II) oxidációval járt. A biogén úton keletkezett vas-hidroxid adszorbeált foszfát- és arzénátionokat, valamint elemkicserélődéses mangánt tartalmaz.

A gyevasérc telepek magas és koncentrált kalcium-karbonát-tartalma utólagosan, a láptalajok és öntéstalajok mészkiválási szintjeiben keletkezett. A terület nagy kalcium koncentrációja a késő-pleisztocén hullóporból, illetve a kiemeltebb területekről lepusztuló és áthalmozódó löszös üledékekből származik.

Elsősorban a feltáruló gyevasérc lencsékből és az áthalmozott gyevasérc rétegekből található gyevasérc szolgáltat a területen folyó, intenzív avar és honfoglalás kori vaskohászat ércbázisául, a limonitindikációknak archeometallurgiai szerepe nem volt. Bár a somogyi gyevasérc telepeken a gyevasérc foszfortartalma nagy volt, így kohósításukkal általában rossz mechanikai tulajdonságokkal rendelkező, nagy foszfortartalmú vasanyagot lehetett előállítani, a terület mészkiválások szinttel kísért gyevasérceiben természetes módon jelenlévő kalcium-karbonát beadagolásnak köszönhetően a vasbucák foszfortartalma csökkenthető volt.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki Dr. BOTZ Andrásnak és Dr. FEHÉR Andrásnak az XRF vizsgálatok elvégzéséért és támogatásukért, SAJÓ Istvánnak a minták XRD elemzéséért. Köszönjük Dr. PÓSFALMI Mihály (Pannon Egyetem) és Dr. MARSAL István (MFGI) hasznos tanácsait és SZEILER Rita (MFGI) térinformatikai segítségét. Köszönjük Dr. MAGYARI Árpádnak (MOL) és a cikk másik szakmai lektorának az alapos és körültekintő munkát.

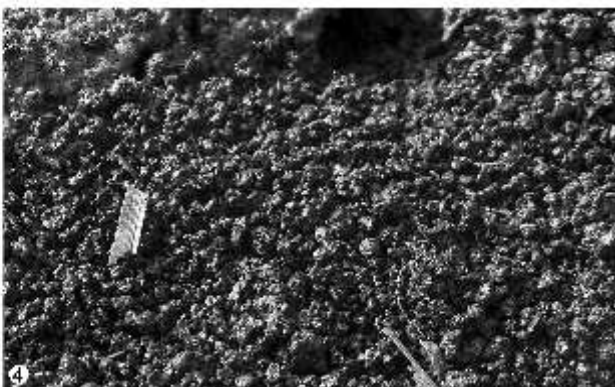
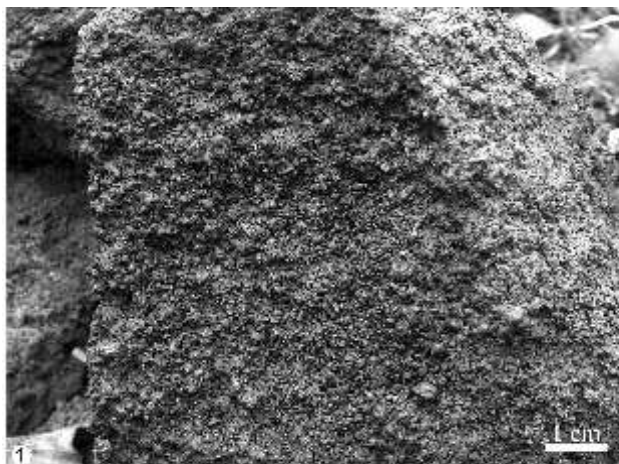
Irodalom — References

- BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS, V. & HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 367–390.
- 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, Szeged*, 75–93.
- BLAKE, R. I. I. & JOHNSON, D. B. 2000: Phylogenetic and biochemical diversity among acidophilic bacteria that respire iron. — In: LOVELY, D. R. (ed.): *Environmental microbe-mineral interactions*. ASM Press, Washington, 53–78.
- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.), ALBERT G., CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR ZS., KOLOSZÁR L., KONRÁD GY., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P., PRAKFAI P., SELMECZI I. & ZELENKA T. 2010: *Magyarország földtani atlasza országjáróknak, M=1:200 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, második javított és bővített kiadás, 276 p.
- CHIKÁN G. (szerk.) 2005: *Magyarország földtani térképe, L-33-60, Kaposvár, fedett földtani térkép (M=1:100 000)*. — Magyar Állami Földtani Intézet 1:100 000-es földtani térképsorozata
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132** (különszám), 193–213.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2010: A szélerózió szerepe a Dunántúli negyedidőszaki felszínfejlődésében. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 463–483.
- CSONTOS L., MAGYARI Á., VAN VLIET-LANOE, B. & MUSITZ B. 2005: Neotectonics of the Somogy Hills (Part II): Evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410**, 63–80.

- ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlemény* **41/6**, 445–528.
- ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlemény* **42/1**, 56–65.
- FÜLEKY Gy. 2009: *Geokémiai körfolyamatok*. — Szent István Egyetem kiadványa, Gödöllő, 26–27.
- GODFREY, E. G., VIZCAINO, A. & McDONNELL, J. G. 1999: The role of phosphorus in early ironworking. — In: NORBACH, L. C. (ed.): Prehistoric and medieval direct iron smelting in Scandinavia and Europe. — *Acta Jutlandica* **76/2**, 191–193.
- GOODWAY, M. 1999: The relation of hardness to strength in high-phosphorus iron wire. — *The Journal of the Historical Metallurgy Society* **33**, 104–105.
- GOODWAY, M. & FISHER, R. M. 1988: Phosphorus in low carbon iron: Its beneficial properties. — *The Journal of the Historical Metallurgy Society* **22**, 21–23.
- GÖMÖRI J. 2000: Az avar kori és Árpád-kori vaskohászat régészeti emlékei Pannóniában, Magyarország iparrégészeti lelőhelykatasztere I. Vasművész. — Soproni Múzeum – MTA VEAB, Sopron, 373 p.
- HECKENAST G., NOVÁKI Gy., VASTAGH G. & ZOLTAY E. 1968: A magyarországi vaskohászat története a korai középkorban. — Akadémia Kiadó, Budapest, 180–207.
- HOŠEK, J., MALÝ, K. & ZAVĀLOV, V. 2007: Železná houba ze Žďáru nad Sázavou ve světle problematiky fosforového železa ve středověkém nožířství. — *Archaeologia technica* **18**, TM Brno, 10–17.
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencérszek pannoniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlemény* **124/4**, 341–365.
- KAPPLER, A. & STRAUB, K. L. 2005: Geomicrobiological Cycling of Iron. — *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **59**, 85–108.
- KOCH S. 1985: *Magyarország ásványai*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 442–452.
- KOCH S. & SZTRÓKAY K. 1989: *Ásványtan I-II*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 936 p.
- KÓKAI A. & CHIKÁN G. 1987: *Földtani magyarázó a Buzsák 6. sz. laphoz, Mérnökgeológiai térképsorozat*. — Magyar Bányászati és Földtani Hivatal Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 6621 sz. jelentés.
- KOLOSZÁR L. 2004: A Tengelici Formáció kifejlődései a DK–Dunántúlon. — *Földtani Közlemény* **134/3**, 345–369.
- KÖLTŐ L. 1999: Korai vaskohászati lelőhelyek kutatása. — *Múzeumi Tájékoztató, Somogy Megyei Múzeumok Igazgatósága*, **1999/3–4**, 18–21.
- LÁSZLÓ G. 1913: A Balaton lápjai. — *A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlésének Munkálatai* **36**, 176–179.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., VAN VLIET-LANOE, B. & UNGER Z. 2004: Késő-negyedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro-, és morfológiailag módszerekkel. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 111–128.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L. & VAN VLIET-LANOE, B. 2005: Quaternary neotectonics of the Somogy Hills, Hungary (part I): Evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MAROSI S. 1970: Belső-Somogy kialakulása és felszínalakulata. — *Földrajzi tanulmányok* **11**, A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézetének kiadványai, 162 p.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vízrajzi Atlasz sorozat*, Vituki, **21**, 30–39.
- MONNIER, J., VANTELON, D., REGUER, S. & DILLMANN, P. 2011: X-ray absorption study of the various forms of phosphorus in ancient iron samples. — *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **26**, 885–891.
- NEFF, D. & DILLMANN, P. 2001: Phosphorus localisation and quantification in archaeological iron artefacts by micro-PIXE analyses. — *Nuclear Instruments and Methods* **181**, 675–680.
- NOVÁK D., KONCZ D., HORVÁTH A., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: modern nyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényen. — *Földtani Közlemény* **140/4**, 419–428.
- PÁPAY L. 2003: *Kristályok, ásványok, kőzetek*. — JATE Press, Szeged, 182–183.
- PAPP T. 2012: A természet nanomineralizációja. — *Természet Világa, Természettudományi Közlemény* **143/5**, 211–213.
- PIASKOWSKI, J. 1973: Zależność pomiędzy zawartością fosforu w rudzie lub żużlu i w żelazie dymarskim. — *Studia i Materiały z Dziedzin Nauki Polskiej, seria D, Z.7*, 39–69.
- PIASKOWSKI, J. 1984: Das Vorkommen von Arsen im antiken und frühmittelalterlichen Gegenständen aus Renneisen. — *Archäologie* **18**, 213–126.
- PÓSFAL, M. & ARATÓ, B. 2000: Magnetotactic bacteria and their mineral inclusions from Hungarian freshwater sediments. — *Acta Geologica Hungarica* **43**, 463–476.
- PÓSFAL, M., CZINER, K., MÁRTON, E., MÁRTON, P., BUSECK, P. R., FRANKEL, R. B. & BAZYLSKI, D. A. 2001: Crystal-size distribution and possible biogenic origin of Fe sulfides. — *European Journal of Mineralogy* **13**, 691–703.
- PÓSFAL, M., MOSKOWITZ, B. M., ARATÓ, B., SCHÜLER, D., FLIES, C., BAZYLSKI, D. A. & FRANKEL, R. B. 2006: Properties of intracellular magnetite crystals produced by *Desulphovibrio magneticus* strain RS-1. — *Earth and Planetary Science Letters* **349**, 444–455.
- RZEPA BAJDA, T. & RATAJCZAK, T. 2009: Utilization of bog iron ores as sorbents of heavy metals. — *Journal of Hazardous Materials* **162**, 1007–1013.
- SALTER, C. & CREW, P. 1997: High phosphorus steel from experimentally smelted bog-iron ore, Early ironworking in Europe. — In: CREW, P., CREW, S. (eds): *Archaeology and experiment*. 83–84.
- STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKY Gy. 1999: *Talajtan*. — Mezőgazda Kiadó, Budapest, 470 p.
- STEWART, J. W., CHARLES, J. A., & WALLACH, E. R. 2000a: Iron-Phosphorus-Carbon system, Mechanical properties of low carbon iron-phosphorus alloys. — *Material Science Technology* **16**, 275–282.
- STEWART, J. W., CHARLES, J. A. & WALLACH, E. R. 2000b: Iron-Phosphorus carbon system, Metallographic behaviour of Oberhoffer's reagent. — *Material Science Technology* **16**, 283–290.
- STEWART, J. W., CHARLES, J. A., & WALLACH, E. R. 2000c: Iron-Phosphorus-Carbon system, Metallography of low carbon iron-phosphorus alloys. — *Material Science Technology* **16**, 291–303.

- THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á., MUSITZ, B. & NAGY, A. 2010: OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. — *Quaternary International* **222**, 209–220.
- THIELE Á. 2010: A kora középkori vaselőállítás technológiája a X. századi fajszi-típusú bucakemencében elvégzett próbakohósítások tükrében. — In: PETKES Zs. (szerk.): *Népvándorlaskor Fiatal Kutatóinak XX. Összejövetelének konferenciakötete*, Budapest–Sziget-halom, 395–408.
- THIELE Á. & DÉVÉNYI L. 2011: Rekonstrukciós kísérletek a 10. századi fajszi típusú bucakemencében. — In: CSIBI V. J. (szerk.): *OGÉT 2011–XIX. Nemzetközi Gépészeti Találkozó konferenciakötete*. Csíksomlyó, Románia, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Kolozsvár, 364–367.
- THIELE, Á. & DÉVÉNYI, L. 2013: Modelling possibilities of the medieval bloomery process under laboratory conditions. — *Materials Science Forum* **729**, 290–295.
- THIELE Á. & TÖRÖK B. 2012a: Vastermelés, vaskihozatal és a kohósított gypvasércek minimálisan szükséges vastartalma az avar és Árpád-kori vasbucakohászatban. — *Archeometriai Műhely* **8/4**, 345–350.
- THIELE, Á. & TÖRÖK, B. 2012b: Comparing material investigations of slag, iron, and ore samples from excavations and smelting experiments: The role of phosphorus in the archaeometallurgy of iron in early medieval Hungarian bloomery workshops. — poster, *39th International Symposium on Archaeometry: “50 years of ISA”*, Leuven, Belgium.
- THIELE, Á., TÖRÖK, B. & KÖLTŐ, L. 2013: Energy dispersive X-ray analysis (SEM-EDS) on slag samples from medieval bloomery workshops — the role of phosphorus in the archaeometallurgy of iron in Somogy County, Hungary. — *Proceedings of the 39th International Symposium for Archaeometry*, Leuven. (in press)
- TÖRÖK, B. 1995: Chemical and Metallographic Analysis of Iron Ores and Slags Found in Medieval Bloomery Sites and Obtained by Smelting Experiments. — *Archaeometallurgy of Iron in the Carpathians Region*, Seminar Herlany, Studijné Zvesti Archeologického Ústavu Slovenskej Akadémie Vied, Nitra, 1995, 279–295.
- TÖRÖK, B. 1997: About the Technical Investigations of Ore, Slag and Wall-fragment Samples Found Next to the Sites of Nemeskér-type Furnaces. — In: GÖMÖRI, J. (ed.): *Traditions and innovations in the early medieval iron production*. — MTA VEAB Iparrégészeti és Archeometriai Munkabizottság kiadványa, Sopron-Somogyfajsz, 160–169.
- TÖRÖK, B. & KOVÁCS, Á. 2010: Materials Characterization of Iron and Slag Finds of the Early Medieval Avar Metallurgists. — *Proceedings of the 15th International Metallurgy & Materials Congress*, Istanbul, 386–397.
- TÖRÖK, B. & THIELE, Á. 2013: Smelting bog iron ores under laboratorial conditions – the role of phosphorus in the archaeometallurgy of iron in Somogy county. — *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* **47**, 12–34.
- TYLECOTE, R. F. & GILMOUR, B. J. J. 1986: The Metallography of Early Ferrous Edge Tools and Edged Weapons. — *BAR British Series* p. 155.
- TYLECOTE, R. F. & THOMSEN, R. 1973: The segregation and surface enrichment of arsenic and phosphorus in early iron artefacts. — *Archaeometry* **15/2**, 193–198.
- UHRIN A. 2011: Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben. — *PhD thesis*, Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz-, és Földtudományi Intézet, Általános Földtani Tanszék, Budapest, 127 p.
- VEGA, E., DILLMANN, P., LHERITIER, M., FLUZIN, P., CREW, P. & BENOIT, P. 2003: Forging of phosphoric iron. An analytical and experimental approach. — *Archaeometallurgy in Europe* **2**, 337–346.
- Kézirat beérkezett: 2013. 10. 18.

I. tábla — Plate I



1. Fe-, Mn-granulátum az Aranyos-árok szelvényében
2. Agyagos üledékbe áthalmazott Fe-, Mn-granulátum
3. Kemény, vasas mészkiváláson átbukó Fajsz-patak
4. Limonit konkrécio a Korokna-patak szelvényében
5. Fe-, Mn-granulátumból álló övzátanyok a Petesmalmi tóban
6. Jelenkori áthalmazott Fe-, Mn-granulátum a Petesmalmi tó üledékében

1. Fe-, Mn-granulate in the section of the Aranyos-creek
2. Redeposited Fe-, Mn-granulate in clayey sediment
3. The Fajsz-stream falls on the hard carbonate and limonite precipitation
4. Limonite concretion in the section of Korokna-stream
5. Fe-, Mn-granulate point bars in the Petesmalom Lake
6. Recent redeposited Fe-, Mn-granulate in the sediments of Petesmalom Lake

A Somssich-hegy 2. lelőhely (Villányi-hegység) alsó-pleisztocén *Beremendia fissidens* (Mammalia, Soricidae) maradványainak taxonómiai és paleoökológiai vizsgálata

BOTKA Dániel, MÉSZÁROS Lukács

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c
e-mail: botkadani@gmail.com, lgy.meszaros@gmail.com

Taxonomic and palaeoecological studies on the Lower Pleistocene Beremendia fissidens (Mammalia, Soricidae) remains from the Somssich Hill 2 locality (Villány Hills)

Abstract

The detailed taxonomic and morphological description of the remains of a rodent — that is, the shrew *Beremendia fissidens* — from the Somssich Hill 2 locality is given in the present article. Comparison of this species with the material of the Osztramos 7 locality provided an opportunity to work out the exact differential diagnosis between *B. fissidens* and its relative, *B. minor*. There were 169 specimens, with a minimum number of 61 individual examples identified from the 50 excavated layers of the site. The relatively large number of specimens gave a chance to take exact measurements on the teeth of this species. The presence of the species in most of the layers indicates the occurrence of an open-water body in the surroundings of the site. *Beremendia* used a special 'nutrition strategy' which contributed significantly to its survival in this ecotype. This strategy was one in which it could envenom its prey with its grooved lower incisors. The storing of the paralyzed victims allowed *Beremendia* to survive the unstable climatic periods.

Keywords: *Beremendia fissidens*, Lower Pleistocene, Somssich Hill, Soricidae, Villány Hills

Összefoglalás

A cikk a Somssich-hegy 2-es lelőhely *Beremendia fissidens* cickánymaradványainak részletes anatómiai és taxonómiai leírását mutatja be. Az Osztramos 7-es lelőhely anyagával való összevetés lehetővé tette a pontos elkülönítő diagnózis kidolgozását a rokonfaj *B. minor*-tól. A lelőhelyen feltárt 50 rétegből 169 maradványt sikerült azonosítani, 61 minimum egyedszámmal. A nagy egyedszám lehetőséget biztosított a fogak méreteinek pontosabb meghatározására. A faj legtöbb rétegben azonosítható jelenléte a lelőhely közelében nyílt víztükrör jelenlétére utal. Ebben az ökotópban a *Beremendia* különleges táplálkozási stratégiát folytatott, amely nagyban segítette túlélését. Hasított metszőfoga segítségével mérget juttathatott prédájába. A megbénított áldozatok raktározása lehetőséget nyújtott a kedvezőtlen időszakok átvészelésére.

Tárgyszavak: alsó-pleisztocén, *Beremendia fissidens*, Somssich-hegy, Soricidae, Villányi-hegység

Bevezetés

A Somssich-hegy 2. lelőhely Magyarország egyik leggazdagabb pleisztocén ősgérinces faunáját szolgáltatta. A Villány község hátárában fekvő lelőhelyet KORMOS (1937) említi először, majd KRETZOI (1956) Villány 11. számú lelőhelynek nevezi, de az ősmaradvány-együttes azonosítása és réteg szerinti feltárása csak 1975-ben kezdődött meg JÁNOSSY Dénes vezetésével. Az ásatások során begyűjtött és előzetesen feldolgozott 50 réteg anyagából számos gerinces

csoportot különítettek el (JÁNOSSY 1979, 1986; KORDOS 1991).

Az ősmaradványok jelenleg a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárában találhatók, részletes feldolgozásuk máig csak néhány csoport esetében történt meg. A puhatestűeket KROLOPP (2000), a hörcsögöket HÍR (1998), a pocokféléket részben JÁNOSSY (1983, 1990) írta le. A további kutatások az OTKA K104506 projekt keretében, PAZONYI Piroska vezetésével folynak, amelynek eredményeiről előzetes jelentések már megjelen-

tek (MÉSZÁROS et al. 2013; PAZONYI et al. 2013a, b; PAZONYI & VIRÁG 2013; SZENTESI 2013, 2014). Ezen vizsgálatok alapján a fauna KORDOS (1994) zonációja szerint a késői kora-pleisztocén *Mimomys savini* – *Mimomys pusillus* biozónájába esik és mintegy 900 ezer éves (KORDOS 1991).

A jelen vizsgálatok során a Soricidae anyagból meghatározott *Beremendia fissidens* (PETÉNYI 1864) maradványainak részletes anatómiai leírását készítettük el. Ez a nagyméretű cickányfaj a legtöbb rétegben megtalálható és előfordulásával jelentős információkat szolgáltat a lelőhely paleo-ökológiai viszonyainak tisztázásához.

A lelőhely

A lelőhely környezetében a felszínen középső-, és felső-triász, valamint alsó-, középső-, és felső-jura karbonátos kőzetek találhatók. A Templom-hegy jura rétegsorát a parakonform módon települő fehér, vastagpados, saccocomás pelágikus felső-jura (oxfordi) Szársomlyói Mészkő Formáció zárja (VÖRÖS 2012). A Somssich-hegy 2. lelőhely — amely a Templom-hegytől körülbelül 500 méterre található — egy hasadékitöltés ebben a jól karsztosodó mészkőben (1. ábra).

JÁNOSSY Dénes és TOPÁL György 1974-ben, a térképen Somssich-hegyként szereplő területen, két ősmaradvány-együtttest fedezett fel (JÁNOSSY 1999). Ezek a hasadékitöltések egy préház közelében találhatók, melynek tulajdono-

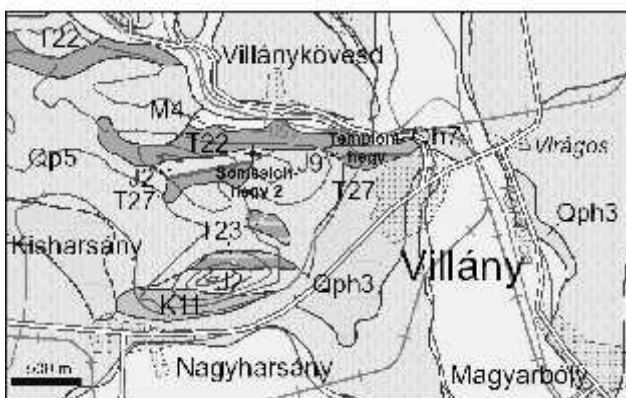
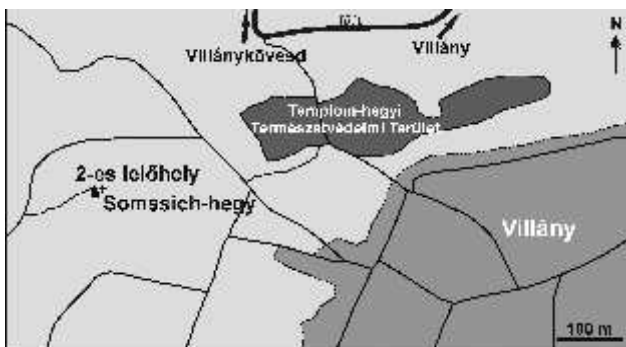
sa az utolsó ásatáskor BÁNÓ Vladimír volt. JÁNOSSY (1999) szerint a terület azonos a KRETZOI Miklós által „Villány 10. és 11. számúnak” nevezett lelőhelyekkel. KORMOSNÁL és KRETZOINÁL a hely megjelölésénél „Bartonicsek szőlője felett” szerepel. Tekintettel arra, hogy „Bartonicsek szőlője” az egész hegyszívet elfoglalta, JÁNOSSY — a Villány-hegy régebbi, katonai térképeken szereplő elnevezése alapján — javasolta a „Somssich-hegy 1. és 2. sz. lelőhelyek” elnevezést.

A Somssich-hegy 2. lelőhelynek a jelen kutatáshoz kapcsolódó 2013-as terepbejáráson megállapított GPS koordinátái a következők: é. sz. 45°52'26,66", k. h. 18°26'32,71". A lelőhely hivatalos EOY koordinátái: EOYX=58998, EOYV=603025, tengerszint feletti magassága 171 m (2. ábra).



2. ábra. A Somssich-hegy 2. lelőhely betonfedője a 2014-es ásatás után (Fotó: PAZONYI Piroska).

Figure 2. The concrete cover of the Somssich Hill 2 locality after the excavation in 2014 (Photo: Piroška PAZONYI).



1. ábra. A Somssich-hegy 2-es lelőhely földrajzi elhelyezkedése és környezetének földtani viszonyai (J2 = Szársomlyói Mészkő Formáció)

Figure 1. Geographic situation and geological relations of the surroundings of the Somssich Hill 2 locality (J2=Szásrsomlyó Limestone Formation)

A lelőhely felfedezésétől kezdve JÁNOSSY évente három-három nyári ásatást vezetett a területen. A tábor résztvevői elsősorban egyetemi hallgatók közül kerültek ki. Rajtuk kívül évről-évre hazai és külföldi szakemberek is részt vettek a munkákban.

A kitöltés a felső rétegekben halványsárga aleurolit, mely lefelé haladva egyre agyagosabbá, vörösebbé válik, az alsó részekben (a 28. rétegtől lefelé) már vörösayag (KORDOS 1991). Ásványos összetételét legutóbb VICZIÁN (2002) és DEZSŐ et al. (2007) vizsgálták. Szerintük a felső rétegek halványsárga színét a magas mészs-, illetve az alacsony goethittartalom okozza. Az üledékben főként az illit és a szmektit dominál. A rétegsor középső részén kaolinit és klorit, alján klorit, tetején kaolinit is előfordul. Az üledék erősen cementált és nagyobb jura mészkőtömböket is tartalmaz.

JÁNOSSY és társai lefelé haladva, rétegenként számozva gyűjtötték be az anyagot, de egyúttal egy-egy mélyedésből anyagmintát is vettek. A mintegy 9,5 méter mély, üledékekkel kitöltött mészkőüregből 50, körülbelül 20–30 cm vastag réteget tártak fel. A tíz év alatt kitermelt több tonnányi anyagot háton szállították le a Villány–Pogányi-víz melletti iszapoló–válogató sátojtáborba.

A feldolgozó munka során kiderült, hogy az üledék rendkívül gazdag pleisztocén faunát tartalmaz. Az addig ismert villányi lelőhelyektől eltérően itt igen gazdag csigafanát is találtak. A gerinces anyag legnagyobb részét a kígyócsigolyák tették ki (JÁNOSSY 1999 becslése szerint 600 000 darab). A csontok általánosságban rendkívül töredékesek voltak, amit részben a cementált üledék erőteljes bontással történő feltárása is okozhatott. A különböző gerinces csoportokba tartozó gazdag lelet mellett növény-maradványok (*Celtis* magok) is előkerültek.

1984 júliusában, 50 számozott réteg kitermelése után 9,3 m mélységben hagyták abba a „kút” bontását. A munkaterület a kutatók megítélése szerint egyre életveszélyesebbé vált. Ez nemcsak az üreg mélysége miatt volt indokolt, hanem a „fenék” oldalán talált cseppkőbevonatos fal, majd a félméteres légtérüreg előkerülése végett is, ami esetleg egy mélyebben fekvő barlangrendszer lehetőségére utalt. A beszakadás veszélye és a lelőhely védelme miatt JÁNOSSY azzal a kéréssel fordult a Villányi Községi Tanácshoz, hogy készítsenek egy, a lelőhelyet lezáró biztonságos fedőt. A biztonsági intézkedések még a távozásuk előtt meg is történtek, az illetékesek 4 db 2x0,5 m széles, 10 cm vastag betonlapot helyeztek az üreg tetejére. JÁNOSSY Dénes következő, 1985. évi villányi ásatásakor a környékbeli lelőhelyekről és Beremendrőről gyűjtöttek anyagot, a Somssich-hegy 2. lelőhelyét már nem kutatták tovább (JÁNOSSY 1999) (3. ábra).

A lelőhelyre a szakirodalom általában hasadékkitöltésként hivatkozik. Meg kell azonban jegyezni, hogy a korábbi ásatások sehol sem érték el az „üreg” oldalfalát alkotó kemény kőzetet, ami ezt egyértelműen igazolná. A jelen OTKA projekt 2014-es augusztusi ásatásának egyik feladata éppen a „hasadék” szélének megkeresése volt. Ez sikerrel is járt, körbeárkoltuk a lelőhelyet, mely két irányban folytatódott és valószínűleg egy körülbelül 5 méter átmérőjű zomboly lehetett. Az ásatás másik célja a rétegsor tafonómiai és pollenanalízis céljára történő megmintázása volt, mely szintén sikerrel zárult



3. ábra. A Somssich-hegy 2. lelőhely karsztüregének bejárata a 2014. évi ásatás idején (Fotó: PAZONYI Piroksa).

Figure 3. The aperture of the karst pit of the Somssich Hill 2 locality during the excavation in 2014 (Photo: Piroksa PAZONYI).

Anyag és módszer

A JÁNOSSY Dénes által begyűjtött anyagból számos cickányfajt különítettünk el (PAZONYI et al. 2013a, b; BOTKA & STRICZKY 2014). A csontanyag gyenge megtartású, töredékes, a viszonylag ép, több fogat tartalmazó mandibulák és maxillák viszonylag ritkák. Mivel a *Beremendia fissidens* a cickányfauna legnagyobb méretű faja, fogai és csontjai jól elkülönülnek a többi cickánymaradványától, tehát könnyebben azonosíthatók.

Az 50 réteg 169 *Beremendia* elemet tartalmazott, amelyek alapján a minimum egyedszámot 61-nek határoztuk. A minimum egyedszám meghatározásánál minden csontelemet és fogat figyelembe vettünk, és azt vizsgáltuk, hogy a maradványoknak legalább hány egyedből kellett származnia. A maradványok egyes rétegekben tapasztalható kis száma, illetve azok hiányos volta miatt nem lett volna célszerű más, általánosabban használt módszert (például az egyoldali első molarisok számlálását) alkalmazni.

Az anatómiai leírás és a mérések során a REUMER (1984) által bemutatott módszert követtük. A latin terminusokat MÉSZÁROS (1997) alapján használtuk. A méréseket kalibrált okulár mikrométerrel végeztük és mm-ben adtuk meg.

A leírások és mérések során használt rövidítések: I = incisivus, A = antemolaris, P = premolaris, M = molaris, M^x = felső fog, M_x = alsó fog, L = hosszúság (length), W = szélesség (width), H = magasság (height), BL = buccalis hosszúság (buccal length), LL = lingualis hosszúság (lingual length), AW = anterior szélesség (anterior width) és PW = posterior szélesség (posterior width).

Rendszertani rész

Phylum Vertebrata LINNAEUS, 1758
 Classis Mammalia LINNAEUS, 1758
 Ordo Eulipotyphla WADDELL et al., 1999
 Familia Soricidae FISCHER VON WALDHEIM, 1817
 Subfamilia Soricinae FISCHER VON WALDHEIM, 1817
 Tribus Beremendiini REUMER, 1984
 Genus *Beremendia* KORMOS, 1934

Beremendia fissidens (PETÉNYI, 1864) (I. tábla 1–7. ábra)

1864. *Crossopus fissidens* n. gen. n. sp. — PETÉNYI, pp. 60–70, pl. I. fig. 5.
 1911. *Neomys fissidens* (PETÉNYI) — KORMOS, pp. 156–158, pl. VII. figs. 1–3.
 1913. *Neomys fissidens* (PETÉNYI) — ÉHIK, p. 4.
 1930. *Neomys* (?) *fissidens* (PETÉNYI) — HELLER, pp. 254–258, text-figs. 2–4, pl. XV. figs. 1–3.
 1930. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KORMOS, pp. 43–44.
 1934. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KORMOS, pp. 299–301, fig. 33.
 1936. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — HELLER, pp. 107–108, pl. VII. figs. 1–2.
 1941. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KRETZOL, p. 110.

1949. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — FRIANT, pp. 256–257, fig. 17.
1956. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KRETZOI, pp. 112, 234.
1958. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KOWALSKI, pp. 13–14, fig. 4.
1959. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KRETZOI, p. 238.
1959. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — SULIMSKI, pp. 152–154, tab. 7, text-fig. 4: 1a–f, pl. III, fig. 7.
- 1960a. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KOWALSKI, p. 171.
- 1960b. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KOWALSKI, p. 6.
1962. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — KRETZOI, pp. 301, 305, 349, 352–353.
1962. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — SULIMSKI, pp. 474–476, tab. 15.
1966. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — FEJFAR, figs. 4f–j, 5f–h, 10d, h.
1966. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — MUSIL, pp. 138–139.
1967. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — REPENNING, pp. 50–51, fig. 35.
1976. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — FREUDENTHAL et al., pl. I, figs. 7–8.
1976. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — RZEBIK-KOWALSKA, pp. 360–368, tabs. I–III, X, figs. 1–11, 21, 23, 25, 28–29, 33–35.
1979. *Nectogalinia altaica* n. gen. n. sp. — GUREEV, p. 458, fig. 235.
1984. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — REUMER, pp. 131–138, text-fig. 16, pl. 32, figs. 1–13, pl. 33, figs. 1–6, pl. 34, pl. 35, figs. 1–2.
2002. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — AGUILAR et al., p. 24, pl. II, figs. 11–14.
2002. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — RZEBIK-KOWALSKA, p. 257, tab. I.
2004. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — SUÁREZ & MEIN, pp. 122–123, fig. 8c–e.
2006. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — HARRISON et al., pp. 120, 123–124, figs. 1a–c, 3c, 4a–b.
2007. *Beremendia cf. fissidens* (PETÉNYI) — ČERMÁK et al., fig. 3a, c.
2007. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — CUENCA-BESCÓS & ROFES, pp. 113–115, fig. 3a.
2007. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — HORÁČEK et al., pp. 459–460, pl. 2: 3–4.
2009. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — ROFES & CUENCA-BESCÓS, pp. 24–30, tab. 1, figs. 3–5.
2010. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — FURIÓ et al., pp. 929–936, figs. 2–8.
2013. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — CUENCA-BESCÓS et al., fig. 4d.
2013. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — MÉSZÁROS et al., pp. 24–25.
2013. *Beremendia fissidens* (PETÉNYI) — RZEBIK-KOWALSKA, pp. 25–28, tabs. 30–32, fig. 5: 7.

Típusanyag: Syntípusok: 1 koponyatöredék, 2 bal maxilla, 2 jobb maxilla, 13 bal mandibula, 15 jobb mandibula, 1 condylus és 8 I_1 (Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tár, leltári szám: V.61.1585.)

Típuslelőhely: Beremend 2. lelőhely, Villányi-hegység, Magyarország, felső-pliocén (alsó-villányi szakasz, beremendi szint, MN 16).

Eredeti diagnózis: PETÉNYI (1864) régies magyar

nyelven írt eredeti diagnózisában a hasított felső, a sima élű alsó metszőfog, valamint az incisivusok és az antemolarisok egymáshoz viszonyított helyzetét emelte ki, mint faji elkülönítő bélyegeket „a vörösen pigmentált fogú vízcickányok csoportján belül”, ahová az új fajt „*Crossopus*” genus névvel sorolta.

Kiegészített diagnózis: A fogak intenzív sötétvörösen pigmentáltak. Az I^1 hasított, az apex kétágú (bifid). A felső antemolarisok mérete előlről hátrafelé csökken. Az A^4 redukált, rejtett a P^4 mellett, vagy hiányzik. A posterior bevágás a P^4 , M^1 és M^2 -nél mérsékelt. Az M^1 parastylusa mérsékeltlen fejlett. Az M^3 viszonylag kisméretű. Az I_1 hasított, taraj nélküli, sima felszínű, az apex felfelé görbült. Az A_2 kétkúpú, posterolingualis oldalán egy mélyedés található. Az M_3 redukált. A ramus erős, robusztus felépítésű. A processus coronoideus vaskos, anterolateralisan görbült, a görbület szöge változó. A processus angularis rövid, tompa. A fossa pterygoidea externa határozottan vagy kevésbé mély. A felső ízesülési felszín keskeny, alakja az elliptikustól az oválisig terjedhet. Az area interarticularis széles, lingualis peremmel. Az alsó ízesülési felszín erősen anterior irányba dől, buccalis nézetben nem látható. A fossa temporalis interna szűk, mély és zsebszerű (REUMER 1984 nyomán).

Sztratigráfiai és földrajzi elterjedés: Alsó-pliocén (alsó-rusciniai szakasz, MN14) – középső-pleisztocén (alsó-bihari szakasz, tarkői szint), európai (észak-déli elterjedés: a Brit-szigetektől a Balkán-félszigetig, keletnyugati elterjedés: a Kaukázustól az Ibériai-félszigetig).

Vizsgált anyag: Somssich-hegy 2. lelőhely: 13 bal maxilla fragmentum, 11 jobb maxilla fragmentum, 9 bal mandibula, 6 jobb mandibula, 20 bal mandibula fragmentum, 19 jobb mandibula fragmentum, 8 bal I^1 , 13 jobb I^1 , 5 bal P^4 , 6 jobb P^4 , 5 bal M^1 , 3 jobb M^1 , 3 bal M^2 , 2 jobb M^2 , 10 bal I_1 , 5 jobb I_1 , 1 bal A_1 , 1 bal A_2 , 8 bal M_1 , 7 jobb M_1 , 3 bal M_2 , 6 jobb M_2 , 1 jobb M_3 és 4 humerus (Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tár).

Fogképlet: $II\ C0\ A3-4\ P1\ M3/II\ C0\ A2\ M3$ (az A^4 bizonyos példányokon hiányozhat).

Méretek: lásd az I. és később a II. táblázatban.

Leírás: Mandibula — A corpus mandibulae robusztus, erős, vaskos felépítésű, lateralisan enyhén görbült. Maximális magasságát az M_1 talonidja alatt éri el.

A symphysis egy felső és egy alsó, anteroposterior irányban megnyúlt gerinc (amelyek az élő állatban a symphysis porchoz csatlakozhattak), illetve a köztük húzódó széles árok alkotja. A két gerinc közül a felső sokkal feltűnőbb, kiemelkedőbb. A symphysis az M_1 posterior gyökere alatt végződik.

A ramus mandibulae anteroposterior irányban széles és erősen medialis irányba dől.

A processus coronoideus keskeny, rövid, vaskos, lateralis nézetben anterior irányba dől. Anterior és a posterior pereme egyaránt enyhén konkáv, a posterior perem vastagabb. Csúcsa lekerekített, gyakran feltűnő bemetszést visel. A spiculum coronoideum vékony, gyengén fejlett és közel függőleges irányú.

I. táblázat. A *Beremendia fissidens* maradványok felső fogainak méretei a Somssich-hegy 2. lelőhelyéről (mm). A rövidítések magyarázatát lásd a szövegben

Table I. The measurements of the upper teeth of the *Beremendia fissidens* remains from the Somssich Hill 2 locality (mm). For the abbreviations see the text

		Minimum	Átlag	Maximum
I ¹	I.	3,33	3,62	4,20
	H	2,10	2,31	2,50
	BI	2,47	2,79	2,93
I ²	II.	1,40	1,55	1,80
	W	2,40	2,58	2,77
	LL	2,20	2,35	2,57
M ¹	BI.	2,20	2,46	2,70
	AW	2,44	2,57	2,74
	PW	2,33	2,58	2,80
	LL	1,53	1,78	2,00
M ²	BI.	1,80	2,00	2,20
	AW	2,27	2,45	2,67
	PW	1,67	1,88	2,00

A processus condyloideus karakterisztikus, rendszertani jelentőségű, a Beremendiini tribusra jellemző tulajdonságokat mutat. A felső ízesülési felszín keskeny, hosszú, enyhén háromszögű vagy hengeres. Dorsalis és posterior nézetekben eltér a mandibula főtengelyétől. Az area interarticularis széles és az alsó ízesülési felszín felé tágul. Az alsó ízesülési felszín, illetve condylus egész alsó része széles, erősen kinyúlik anterior és ventralis irányokba, így az alsó sigmoid bemetszéstől anterior irányban távol helyezkedik el. Anterior pereme lingualis nézetben ugyanazon az egyenesen fekszik, mint a fossa temporalis interna posterior pereme. Az anterior pozíció miatt az alsó ízesülési felszín buccalis nézetből nem látható. A felső sigmoid bemetszés nem visel ventralis bevágást, ezért lateralis nézetből a posterior része közel vízszintes. Az alsó sigmoid bemetszés lateralis nézetben közel egyenes vonalat alkot, átlósan terjedve a felső ízesülési felszíntől a processus angularis alapjáig.

A processus angularis más cickányfajok processus angularisánál sokkal rövidebb és vastagabb. A mandibula többi nyúlványához képest szintén nagyon rövid.

A symphysis fossa csak posterior irányba nyílik, mert a két határoló gerinc az anterior oldalon egyesül. Az így keletkező árok az állat élete során feltehetőleg nagy mennyiségű kötőszövetet tartalmazott, az egyébként is robusztus, masszív szerkezetű mandibulát még jobban megerősítve.

A fossa temporalis externa nem tisztán kivehető. A ramus mandibulae lateralis oldalán, a fossa temporalis externa alatt egy széles, de sekély mélyedés figyelhető meg. A fossa pterygoidea externa egy közel kerek, nagy mélyedés a con-

dylus dorsomedialis oldalán. Apró spiculum pterygoideum és foramen centrale is jelen lehet.

A fossa temporalis interna alacsony pozícióban van, egy mély, kerek, szűk, zsebszerű mélyedés, amely dorsalis irányban nem terjed magasra.

A foramen mandibulae elliptikus és széles, egy hídszerű csontkiemelkedés kapcsolja a fossa temporalis internához. Időnként egy másik, apró foramenhez is kapcsolódhat, mely csak némelyik példányon látható. Ha utóbbi jelen van, akkor a foramen mandibulae tengelyéhez képest anteroventralisan helyezkedik el. A foramen mentale egy izomtapadási mélyedésben helyezkedik el, az M₁ hypoflexidje vagy talonid medencéje alatt.

Fogazat — A fogazatot vastag zománc és nagyméretű kúpok jellemzik. A molarisok a kisebb cickányfajok molarisaihoz képest kevésbé hegyesek és élesek, viszont erősek, vaskosak, jóval nagyobbak. A fogak zománcának legfelső része erősen pigmentált. Az alsó fogak buccalis és lingualis oldala, míg a felső fogaknál csak a lingualis oldal színes. A pigmentáció árnyalata a beépülő vas mennyiségétől függ, mely az enyhe narancssárgától a sötétvörösig, esetenként egészen feketéig terjedhet. A fogak occlusalis mintázata a zománcal fedett felszín eróziójának eredménye. Az anterior oldal legmagasabb taraja az alsó és a felső molarisoknál laposra kopott, míg a mélyedések és a kisebb, alárendelt kúpok érintetlenek.

I¹ — Az apex kétágú (bifid), a mesialis oldalon egy mellékkúppal. A két kúpot a dorsalis oldalról nézve tág, mély barázda választja el. A talon mesiodistalisán széles, lateralis nézetben trapéz vagy négyzet alakú. A lateralis gyökér-korona érintkezési vonal a fog dorsalis szélére közel merőleges vagy anterior irányba enyhén hajlik. Az érintkezési vonal egyenes vagy hullámos lefutású egyaránt lehet. Buccalis nézetből a posterior és a dorsalis perem hegyes szöveget zár be. A talon posterior peremén cingulum látható. A gyökér robusztus, ventrolateralis oldalán mély, longitudinális barázda húzódik, posterior része ventralis irányba hajlik.

A¹–A⁴ — A felső antemolarisok mérete előlről hátrafelé csökken. Az A¹, A² hasonló méretű, az A³ jóval kisebb náluk. Az A⁴ redukált, a P⁴ által részben takart pozícióban van, ezért buccalis nézetben nem látható vagy néha hiányzik. Az A¹, A² occlusalis nézetben háromszögű, lekerekített szegélyekkel. Mind a négy fog egykúpú. A kúp kissé anterior helyzetben van, az A¹ esetében valamivel magasabb. A kúptól egy rövid, vékony gerinc fut a korona anterior csúcsáig, és egy hosszabb, de vékonyabb gerinc terjed a korona posterior pereméig, közel S-alakú vonalat formálva. A korona bazális részét egy cingulum veszi körül, ami a posterobuccalis oldalon a legvastagabb. Ez a szeglet jelentősen kinyúlik posterior irányba.

P⁴ — A lingualis rész alacsony, formája változó lehet. A korona hátsó peremén lévő posterior bemetszés miatt occlusalis nézetben közel háromszögű. A parastylus egy magas kúp a korona anterobuccalis csúcsán. Csökkenő vastagságú, gyenge buccalis cingulum fut a parastylustól a paraconusig. Mély parastylus taraj terjed a parastylustól a

paraconus anterior feléig. A buccalis rész jellegzetes formájú, nagy parastylusszal és magas parastylus tarajjal. A paraconus a legmagasabb kúp, a korona középső részétől kissé anterior irányban látható, közelebb helyezkedik el a parastylushoz, mint a fog posterobuccalis csúcsa. Éles, magas buccalis él fut a paraconustól a korona posterobuccalis szegletéig. A protoconus kicsi, alacsony, nehezen kivehető csúcs a korona anterolingualis peremén, közel a parastylus lingualis alapjához. Egy széles, sekély medence választja el ezt a csúcsot a hypoconustól, amely az előzőnél jóval magasabb elem. Ugyanakkor a paraconushoz viszonyítva a hypoconus is alacsony, anterior nézetben távol látható a protoconustól, helyzete változó lehet. Egy enyhén emelkedő, kicsi gerinc terjed a hypoconustól a korona posterolingualis szegletéig. A hypoconus perem mérsékelten széles.

M¹ — Occlusalis nézetben négyzet alakú, sarkai lekerekítettek. A posterior perem konkáv. Az ectolophus W-formájú, éles, magas gerinc. A parastylus gyengén fejlett. A metastylus egy gerincszerű meghosszabbodott csúcs, amely posterobuccalisán túlnyúlik a parastylus és a mesostylus vonalán. A paraconus egészen közel van a korona anterior pereméhez. A metaconus a korona legmagasabb kúpja. A korona buccalis oldalán nincs cingulum, lingualis oldalán a protoconus alatt gyakran látható egy gyenge cingulum. A lingualis részen a protoconus különálló csúcs, de kisebb, mint az ectolophus. Egy alacsony gerinc, a metalophus terjed a korona anterior pereme mentén a protoconustól a paraconus lingualis alapjáig. A metalophus a korona középső részéig terjed posterior irányba, ahol már nehezen ismerhető fel. Ezt a gerincet széles, sekély mélyedés választja el a hypoconustól, amely a korona lingualis peremének közepéhez közel található. A hypoconus sokkal alacsonyabb, kevésbé fejlett, mint a protoconus, amelytől mély medence választja el. A hypoconustól a korona posterolingualis szegletéig egy alacsony gerinc fut. Ez a szeglet posterior irányba erősen kinyúlik, ezért a talon medence sokkal nagyobb, de sekélyebb, mint a trigon medence.

M² — Felépítése lényegében megegyezik az M¹-ével. Jelentős különbség azonban, hogy a parastylus fejlettebb, és buccalisán túlnyúlik a mesostyluson és a metastyluson. A metastylus kevésbé fejlett. Az M¹-el ellentétben, az M²-nél a trigon medence szélesebb, mint a talon medence és emiatt a fog occlusalis nézetből trapéz alakú.

M³ — A vizsgált anyagban nem fordult elő.

I₁ — A korona és a gyökér egyaránt vaskos és megnyúlt. A korona hasított („fissident”), vagyis mesialis oldalán egy hosszú hasíték, barázda húzódik. Az apex hegyes, erősen felfelé hajló. A korona dorsalis pereme kúp nélküli („acuspulate” — REUMER 1984), sima felszínű, de néha enyhén fogazott vagy fűrészszes is lehet. A korona posterior pereme mentén cingulum általában nem látható. A posterobuccalis cingulum ritkán van jelen, ha igen, akkor rövid és keskeny. A korona mesialis felén egy keskeny, de feltűnő, mély barázda fut a csúcstól a gyökér és a korona érintkezéséig. A barázda felszíne zománcsal fedett és keresztmetszetben közel C-alakot vesz fel. A korona általában az A₂ posterior pereme alá, esetenként azonban akár az M₁ anterior pereme alá is

elérhet a buccalis felszínen és az A₁ középső része alá a lingualis felszínen.

A₁ — Ez a fog egy kicsi, lapos elem, amely occlusalis nézetben háromszög alakú. A koronának egy kúpja van, mely anterior irányban helyezkedik el. A korona mintegy fele ékelődik az I₁ és az A₂ közé. Hátsó részén egy sekély posterolingualis meder húzódhat. A cingulum a lingualis oldalon mérsékelten fejlett, a buccalis oldalon jól fejlett és visszakanyarodik anterior irányba.

A₂ — Occlusalis nézetben háromszög alakú, bár a posterior felszín rendkívül görbült a korona posterobuccalis szegletének megnyúlása miatt. A korona kétkúpú. Az anterior kúp a magasabb és occlusalis nézetben lingualisan orientált. A két kúpot éles, magas gerinc köti össze, mely a lingualis oldalon lezárja a posterolingualis medret. A meder sekély, nincsenek éles határai. A korona buccalis alapjának posterior végén — ahol a korona túlnyúlik a gyökéren — vastag cingulum figyelhető meg. A lingualis cingulum kevésbé fejlett, mint a buccalis. A lingualis cingulum posterior szélé kis dudort viselhet, a posterolingualis meder posterior lezárásaként.

M₁–M₂ — A két fog felépítése nagyon hasonló. Occlusalis nézetben trapéz alakúak, és öt fő csúcsuk van: a paraconid, a protoconid, a metaconid, az entoconid és a hypoconid. Ezeken kívül egy apró elem, az entostylid is megjelenik. A három anterior csúcs (paraconid, protoconid és metaconid) összeköttetésben áll tarajok, gerincek révén, melyek a V-alakú trigonidot képezik. A trigonid medence mély és széles. A paralophid hosszabb a protolophidnál. Minden taraj középső részén egy bemetszés látható. A protoconid a korona legmagasabb csúcsa, mely a metaconidhoz képest anterobuccalisán helyezkedik el. A ferde taraj („oblique crest” — REUMER 1984) a hypoconidtól kiindulva anterolingualisan lejt a protoconid irányába. Ez a taraj a posterior oldalával csatlakozik a protoconidhoz, létrehozva így a hypoflexidet, amely buccalisán meredeken lejt és eléri a buccalis cingulumot. A hypolophid lingualisan terjed a hypoconidtól az entostylidig. Utóbbi egy nehezen kivehető apró elem a hypolophid lingualis végén. Az entostylidet egy jól kivehető, de sekély völgy választja el az entoconidtól. A többi fő csúcstól eltérően az entoconid izolált, kúp alakú elem, amely egy gerinccel csatlakozik a metaconid posterior alapjához. Ez a gerinc az entoconid taraj, mely rövid és csak mérsékelten magas. A buccalis cingulum jól fejlett, néha enyhén hullámos. A lingualis cingulum kevésbé fejlett, vékony és a metaconid alatt csaknem hiányzik. Az M₁ és az M₂ leginkább a talonid és a trigonid medence paramétereiben különbözik egymástól. Az M₁ talonid medencéje szélesebb, tágasabb, mint a trigonid medence. Az M₂ esetében ez fordítva tapasztalható. A két fog méreteiben is jelentősen eltér (II. táblázat).

M₃ — Occlusalis nézetben félkör alakú. A trigonid medence kisebb, de lényegében hasonlít az M₁–M₂ trigonid medencéjéhez. A talonid mérete változó lehet, de erősen redukált, ezért a talonid medencéje sokkal kisebb, és sekélyebb, mint a trigonidé. A protoconid és a paraconid mérsékelten fejlett. Lingualisan hajló, kis gerinc húzódik a

II. táblázat. A *Beremendia fissidens* maradványok alsó fogainak méretei a Somssich-hegy 2-es lelőhelyéről (mm). A rövidítések magyarázatát lásd a szövegben

Table. II. The measurements of the lower teeth of the *Beremendia fissidens* remains from the Somssich Hill 2 locality (mm). For the abbreviations see the text

		Minimum	Átlag	Maximum
I ₁	I	5,92	6,11	6,60
	II	1,47	1,77	2,00
M ₁	I	2,67	2,85	3,00
	W	1,47	1,61	1,73
M ₂	I	1,93	2,30	2,47
	W	1,12	1,44	1,63
M ₃	I	1,20	1,62	1,73
	W	0,83	0,93	1,13

protolophid posterior oldalától apró, alig kivehető kúpot hozva létre a lingualis végén. Ez a kis kúp a szintén apró entoconidhoz illeszkedik. Az entoconid és a hypoconid külön kúpcskákra különülhet el, de néha csak egy patkó alakú szegélyként jelennek meg. Az entoconid taraj hiányzik, ezért a talonid medence lingualisan nyitott az entoconid és a metaconid között. A buccalis cingulum jól fejlett és hullámos. A lingualis cingulum gyengébben fejlett és a metaconid alatt megszakad vagy teljesen hiányzik.

Taxonómiai eredmények

A *Beremendia* genusba jelenleg négy fajt (*B. fissidens*, *B. minor* RZEBIK-KOWALSKA, *B. pohaiensis* (KOWALSKI & LI) és *B. jiangnanensis* JIN et al. sorolunk. Ezek közül az utóbbi kettő csak Ázsiából került elő.

A *B. fissidens* általában nagyobb mérete alapján különíthető el a másik európai fajtól, a *B. minor*tól. A morfológiai alapon történő elkülönítéshez az Osztramos 7. lelőhely anyagát (Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tár, osztramosi lelőhelyek — JÁNOSSY & KORDOS 1977) vettük alapul, amelyből REUMER (1984) mindkét fajt meghatározta, bár a határozásnál csak a méreteket vette figyelembe.

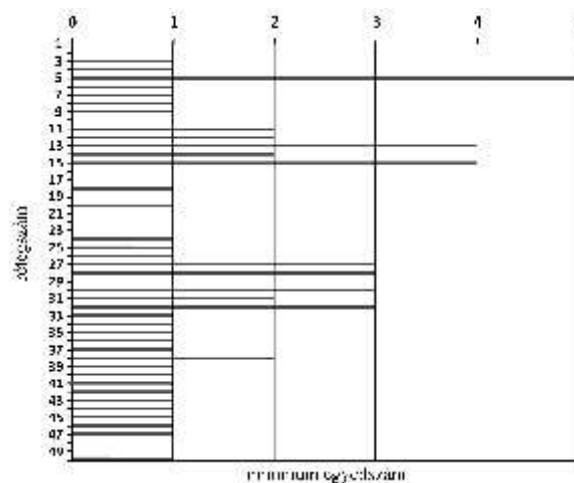
Az Osztramos 7. lelőhely anyaga alapján a Somssich-hegyi *B. fissidens* példányok a következőkben különböznek a *B. minor*tól. Nagyobb méretűek. Az I¹ talonja hosszabb, apexe szélesebb és az apex ventralis pereme kevésbé hegyes szöget zár be a talon anterior peremével. Az I₁ apexe kevésbé hegyes, dorsalis irányban kevésbé görbült. A foramen mentale nagyobb, a tőle anterior irányba eső izomtapadási mélyedés nagyobb felszínű és mélyebb. A symphysis fossa sekélyebb, hosszabb és keskenyebb.

Az osztramosi összehasonlító anyagban a harmadik alsó molaris vizsgálata alapján kitűnt, hogy a két faj az M₃ morfológiája alapján különíthető el a legbiztosabban. A *B.*

*fissidens*nél a talonid szögletes, szemben a *B. minor* lekerekített talonidjával.

A rendszertani részben tárgyalt jellegzetességek alapján az itt vizsgált maradványok morfológiailag nem különböznek a nyugat- és közép-európai *B. fissidens* példányoktól (RZEBIK-KOWALSKA 1976, REUMER 1984, ROFES & CUENCA-BESCÓS 2009, FURIÓ et al. 2010), méreteikben azonban eltérések tapasztalhatók. A nyugat-európai (hollandiai, franciaországi és spanyolországi) példányok jelentősen kisebb átlagértékekkel jellemezhetők (REUMER 1984; AGUILAR et al. 2002, SUAREZ & MEIN 2004, ROFES & CUENCA-BESCÓS 2009). A lengyelországi maradványok szintén kisebb, illetve hasonló méretekkkel rendelkeznek (RZEBIK-KOWALSKA 1976, 2013). A romániai és bulgáriai példányok némileg nagyobb méreteket mutatnak, mint a Somssich-hegyiek (RZEBIK-KOWALSKA 2002, POPOV 2003).

A *B. fissidens* a Somssich-hegy 2. lelőhely legtöbb rétegében megtalálható. Az egyes rétegekből meghatározott minimum egyedszámokat lásd a 4. ábrán.



4. ábra. A Somssich-hegy 2. lelőhely *Beremendia fissidens* példányainak réteg szerinti előfordulása a minimum egyedszámok feltüntetésével.

Figure 4. The occurrence of the *Beremendia fissidens* specimens in the layers of the Somssich Hill 2 locality, with the minimum number of individuals.

Paleoökológiai következtetések

A *Beremendia fissidens* a szakirodalom általában ubikvista vagy opportunistá fajként említik (REUMER 1984; RZEBIK-KOWALSKA 2000, POPOV 2003, ROFES & CUENCA-BESCÓS 2009, FURIÓ et al. 2010), amely sokféle ökotópban, igen széles körben terjedt el az Ibériai-félszigettől egészen a Kaukázusig, csaknem az Urálig. Még a pliocén végi – pleisztocén eleji „cickány krízist” is túlélte, mely a cickányajok zömének eltűnéséhez vezetett (FURIÓ 2012). FANFANI & MASINI (1998) szerint a faj nem alkalmas paleoökológiai következtetések levonására.

Rendkívüli alkalmazkodóképessége és széles körű ökológiai elterjedése két tényezőre vezethető vissza. Az egyik a faj nagy mérete, a másik speciális táplálkozási adaptációja, amelyek miatt kiválóan alkalmazkodott mind a hidegebb, mind a melegebb klímához.

ROFES & CUENCA-BESCÓS (2009) és FURIÓ et al. (2010) szerint a *B. fissidens* hasított („fissident”) metszőfoga méregmirigyek (valószínűleg módosult nyálmirigyek) jelenlétére utal. A fogon látható barázda méregcsatornaként funkcionálhatott, amelynek segítségével az állat mélyen áldozata testébe tudta juttatni kallikrein-tartalmú váladékát, így a méreg nemcsak a prédá elejtésében, hanem tartósításában is szerepet játszhatott, mert egy bizonyos ideig megakadályozta a sejtek lebomlását (LIGABUE-BRAUN et al. 2012).

FURIÓ et al. (2010) szerint a *Beremendia* cickányok úgy alkalmazkodhattak a kedvezőtlen klímához, hogy a rövid, meleg évszakot intenzíven kihasználva (a mai észak-amerikai *Blarina brevicauda*-hoz hasonlóan) táplálékot raktározhattak el járataikban. Ezek az úgynevezett „krotovinák” más, nagyobb emlősszállatok által ásott, később felhagyott üregek, melyeket később akár a cickányok is birtokba vehettek. Zsákmányukat (elsősorban a csigákat) nem mindig falták fel rögtön, hanem mérgező nyálukkal megbénították és felhalmozták őket az ínséges időkre. A különleges táplálkozási stratégiát alátámasztja, hogy egyes *Beremendia* lelőhelyeken, például a grúziai Dmanisiben, ahol feltehetően fosszilis krotovinák is megőrződtek, nagy mennyiségben találtak összehalmozott szárazföldi csigaház-maradványokat (FURIÓ et al. 2010).

Az autökológiai alkalmazkodás mellett a másik fontos jellegzetesség a *Beremendia* cickányok speciális ökotóp-preferenciája, amely miatt a faj mind száraz, mind nedves klímán előfordult. A leggyakoribb kísérőfaunák alapján feltételezni lehet, hogy elsősorban olyan nagyobb, nyílt víz-

felületek közvetlen közelében élhettek (CUENCA-BESCÓS et al. 2005), ahol galériaerdők formájában akkor is dúsabb vegetáció alakult ki, ha a szárazabb éghajlat miatt a tágabb környezetben nyílt, füves puszták voltak jelen. Ezekben az ökotópokban gazdag táplálékforráshoz jutottak, így nagyobb volt túlélési esélyük, mint a víztől távolabb.

Mindez fontos adalékokat szolgáltat a Somssich-hegyi lelőhely ökológiai viszonyainak tisztázásához is.

Az OTKA kutatás során a lelőhely ökológiai viszonyainak meghatározása a cickányok, a pockok, a hörcsögök, az egerek, a pelék és a békák réteg szerinti előfordulása alapján történik (PAZONYI et al. 2013a, b). A lelőhely közvetlen környezeti viszonyait meghatározhatta a *Beremendia* cickányok által jelzett, közeli, nagyobb állandó vízfolyás vagy állóvíz is, amely jelentősen befolyásolhatta a fauna összetételét.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az OTKA K104506 projekt részét képezte. Munkánkhoz nyújtott segítségükért hálával tartozunk a kutatócsoport többi tagjának: PAZONYI Piroskának, GASPARIK Mihálynak, SZENTESI Zoltánnak, VIRÁG Attilának, BRAUN Benjaminsnak és STRICZKY Leventének. Megköszönjük a szentendrei Ferences Gimnázium Pintér Ernő Tudományos Diákkörének az anyag válogatásában végzett munkájukat. Végül köszönet illeti a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárát, valamint az Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszékét, hogy a kutatásokat befogadták és mindenben támogatták.

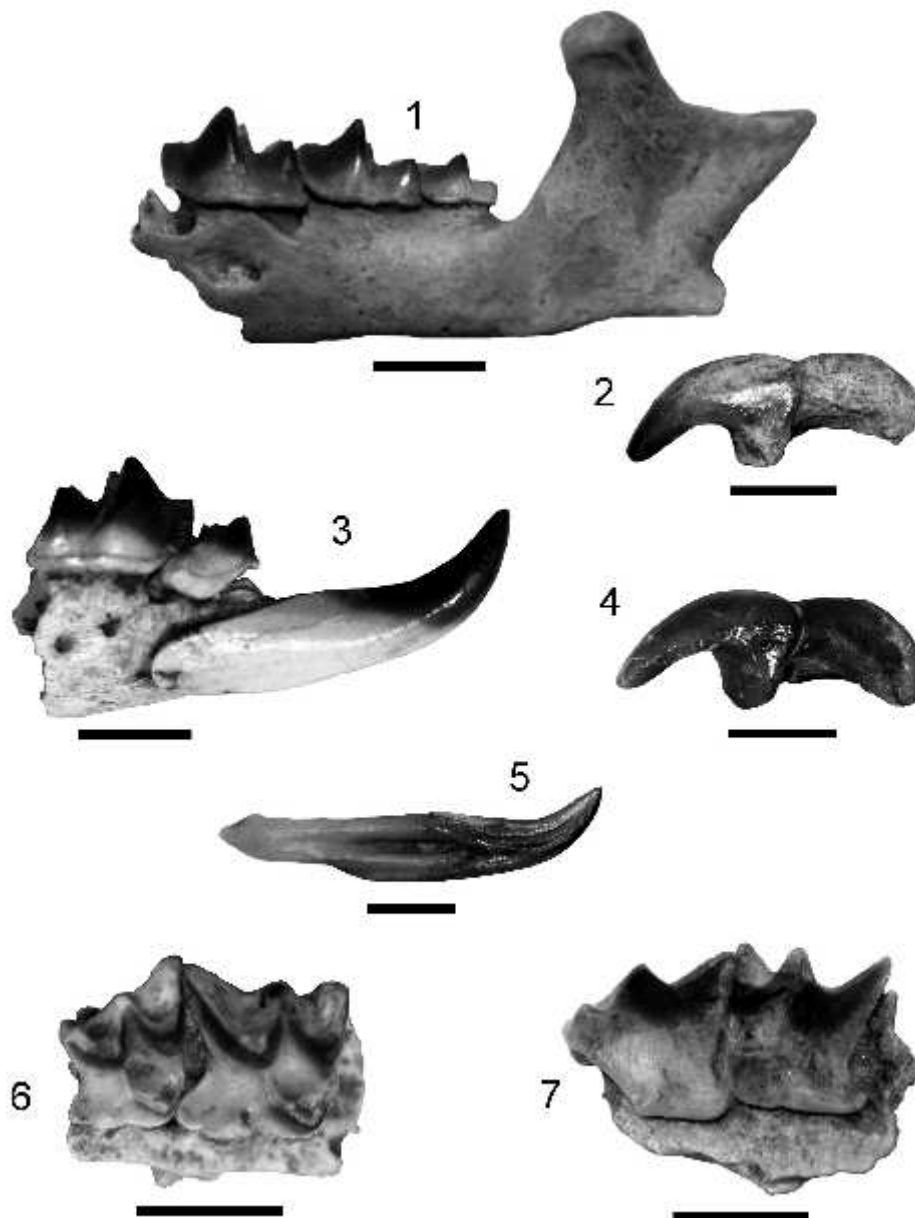
Irodalom — References

- AGUILAR, J.-P., CROCHET, J.-Y., HEBRARD, O., LE STRAT, P., MICHAUX, J., PEDRA, S. & SIGÉ, B. 2002: The micromammals of Mas Rambault 2, a Late Pliocene karstic filling of southern France: age, paleoclimate, geodynamics. — *Géologie de la France* **4**, 17–37.
- BOTKA, D. & STRICZKY, L. 2014: Soricidae and Gliridae fauna of the late Early Pleistocene Somssich Hill 2 locality (South Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica Abstract Series* **8**, p. 12.
- ČERMÁK, S., WAGNER, J., FEJFAR, O. & HORÁČEK, I. 2007: New Pliocene localities with micromammals from the Czech Republic: a preliminary report. — *Fossil Record* **10/1**, 60–68.
- CUENCA-BESCÓS, G. & ROFES, J. 2007: First evidence of poisonous shrews with an envenomation apparatus. — *Naturwissenschaften* **94**, 113–116.
- CUENCA-BESCÓS, G., ROFES, J. & GARCIA-PIPIENTA, J. 2005: Environmental change across the Early–Middle Pleistocene transition: small mammalian evidence from the Trinchera Dolina cave, Atapuerca, Spain. — *Geological Society, London, Special Publications* **247/1**, 277–286.
- CUENCA-BESCÓS, G., ROFES, J., LÓPEZ-GARCÍA, J. M., BLAIN, H.-A., RABAL-GARCÉS, R., SAUQUÉ, V., ARSUAGA, J. L., BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M. & CARBONELL, E. 2013: The small mammals of Sima del Elefante (Atapuerca, Spain) and the first entrance of Homo in Western Europe. — *Quaternary International* **295**, 28–35.
- DEZSŐ J., RAUCSIK B. & VICZIÁN I. 2007: Villányi-hegységi karsztos hasadékköltések szemcseösszetételi és ásványtani vizsgálata. — *Acta GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Series* **2**, 151–180.
- ÉHÍK GY. 1913: A brassói preglaciális fauna. — *Földtani Közlemények* **43**, 1–14.
- FEJFAR, O. 1966: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnacka und Ivanovce (Slowakei), CSSR. V. *Allosorex stenodus* n. g. n. sp. aus Ivanovce. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **123**, 221–248.
- FREUDENTHAL, M., MEIJER, T. & VAN DEN MEULEN, A. J. 1976: Preliminary report on a field campaign in the continental Pleistocene of Tegelen (The Netherlands). — *Scripta Geologica* **34**, 1–27.
- FANFANI, F. & MASINI, F. 1998: Insectivores (Mammalia) from the Rivoli Veronese, a Late Villanyian site in Northeastern Italy. — *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* **36**, 367–380.

- FRIANT, M. 1949: Les Musaraignes (Soricidae) quaternaires et actuelles de l'Europe occidentale. — *Annales de la Société Géologique du Nord* **67**, 222–269.
- FURIÓ, M. 2012: The “Shrews Crisis Event” (Early Pleistocene) in Spain: A Biogeographical and Biostratigraphical Appraisal. — *Abstracts / Quaternary International* **279–280**, p. 155.
- FURIÓ, M., AGUSTÍ, J., MOUSKHELISHVILI, A., SANISIDRO, O. & SANTOS-CUBEDO, A. 2010: The Paleobiology of the Extinct Venomous Shrew *Beremendia* (Soricidae, Insectivora, Mammalia) in Relation to the Geology and Paleoenvironment of Dmanisi (Early Pleistocene, Georgia). — *Journal of Vertebrate Paleontology* **30/3**, 928–942.
- GUREEV, A. A. 1979: *Insectivores (Mammalia, Insectivora): Hedgehogs, Moles, and Shrews (Erinaceidae, Talpidae, Soricidae)*. — In: The Fauna of the USSR, Mammals. — Nauka Press, Szentpétervár, 503 p.
- HARRISON, D. L., PARFITT, S. A. & STUART, A. J. 2006: Occurrence of *Macroneomys brachygnathus* FEJFAR, 1966 in the British Middle Pleistocene, with a review of the status of *Beremendia fissidens* (PETÉNYI, 1864) in Britain (Mammalia, Lipotyphla, Soricidae). — *Acta Zoologica Cracoviensia* **49A/1–2**, 119–124.
- HELLER, F. 1930: Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B* **63**, 247–298.
- HELLER, F. 1936: Eine oberpliozäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B* **76**, 99–160.
- HÍR, J. 1998: Cricetids (Rodentia, Mammalia) of the Early Pleistocene vertebrate fauna of Somssich Hill 2 (Southern Hungary, Villány Mountains). — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **90**, 57–89.
- HORÁČEK, I., MIHEVIC, A., ZUPAN HAJNA, N., PRUNER, P. & BOSÁK, P. 2007: Fossil vertebrates and paleomagnetism update of one of the earlier stages of cave evolution in the classical karst, Slovenia: Pliocene of Črnotiče II site and Račiška pečina Cave. — *Acta Carstologica* **36/3**, 453–468.
- JÁNOSSY D. 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
- JÁNOSSY, D. 1983: Lemming-remain from the Older Pleistocene of Southern Hungary (Villány, Somssich Hill 2). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **11**, 55–60.
- JÁNOSSY, D. 1986: *Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 208 p.
- JÁNOSSY, D. 1990: Arvicolids from the Lower Pleistocene sites at Beremend 15 and Somssich-hegy 2, Hungary. — *International Symposium of Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids*, 223–230.
- JÁNOSSY, D. 1999: Újabb adatok a villányi Somssich-hegy 2. lelőhely leleteihez. — *Kézirat*, Magyar Természettudományi Múzeum, Földtani és Őslénytani Tár, Budapest, 10 p.
- JÁNOSSY D. & KORDOS L. 1977: Az Osztramos gerinces lelőhelyeinek faunisztikai és karsztmorfológiai áttekintése (1975-ig). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **8**, 39–72.
- KORDOS, L. 1991: Villányi-hegység, Villány, alsó-pleisztocén ősgerinces lelőhelyek. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, MÁFI kiadvány, 6 p.
- KORDOS, L. 1994: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlös, Hungary. — *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **171**, 225–236.
- KORMOS T. 1911: *Canis (Cercocyon) Petényii* n. sp. és egyéb érdekes leletek Baranya megyéből. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **19/4**, 153–178.
- KORMOS T. 1930: Új adatok a püspökfürdői Somlyóhegy preglaciális faunájához. — *Állattani Közlemények* **27**, 40–62.
- KORMOS T. 1934: Felső pliocénkori új rovarvőrk, denevérek és rágcsálók. — *Földtani Közlemények* **64/1**, 296–321.
- KORMOS, T. 1937: Zur Frage der Abstammung und Herkunft der Quartären Säugetier-Fauna Europas. — *Festschrift 60. Geburtstag von Prof. Dr. Embrik Strand* **3**, 287–328.
- KOWALSKI, K. 1958: An early Pleistocene fauna of small mammals from Kadzielnia Hill in Kielce (Poland). — *Acta Palaeontologica Polonica* **3/1**, 1–47.
- KOWALSKI, K. 1960a: Pliocene insectivores from Weze. — *Acta Palaeontologica Polonica* **4/1**, 119–173.
- KOWALSKI, K. 1960b: An early Pleistocene fauna of small mammals from Kamyk (Poland). — *Folia Quaternaria* **1**, 1–24.
- KRETZOI, M. 1941: Weitere Beiträge zur Kenntnis der Fauna von Gombaszög. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **34**, 105–139.
- KRETZOI, M. 1956: Die Altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányi Gebirges. — *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* **27**, 1–264.
- KRETZOI, M. 1959: Insectivoren, Nagetiere und Lagomorphen der jüngstpliozänen Fauna von Csarnóta im Villányi Gebirge (Süd-Ungarn). — *Vertebrata Hungarica* **1/2**, 239–246.
- KRETZOI M. 1962: A csarnóti fauna és faunaszint. Fauna und Faunenhorizont von Csarnóta. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1959. évről*, 297–395.
- KROLOPP E. 2000: Alsó-pleisztocén Mollusca-fauna a Villányi-hegységből. — *Malakológiai Tájékoztató* **18**, 51–58.
- LIGABUE-BRAUN, R., VERLI, H. & CARLINI, C. R. 2012: Venomous mammals: A review. — *Toxicon* **59**, 680–695.
- MÉSZÁROS L. 1997: A magyarországi felső miocén cickány (Soricidae, Mammalia) maradványok (Rendszertani, filogenetikai, tafonómiai, paleoökológiai, biosztratigráfiai és paleobiogeográfiai vizsgálatok). — *PhD értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 84 p.
- MÉSZÁROS I., BOTKA D. & BRAUN B. 2013: A Somssich-hegyi középső-pleisztocén *Beremendia* (Mammalia, Soricidae) maradványok paleoökológiai jelentősége. — In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető*, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű, 24–25.

- MUSIL, R. 1966: Holštejn, eine neue altpleistozäne Lokalität in Mähren. — *Acta Musei Moraviae* **51**, 133–168.
- PAZONYI P. & VIRÁG A. 2013: A *Microtus* genus (Mammalia, Arvicolinae) landmark elemzése a Somssich-hegy 2-es lelőhelyről. — In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű*, 32–33.
- PAZONYI P., MÉSZÁROS, L., SZENTESI, Z., GASPARIK, M. & VIRÁG, A. 2013a: Preliminary results of the palaeontological investigations of the late Early Pleistocene Somssich Hill 2 locality (South Hungary). — In: CAGATAY, N. & ZABCI, C. (szerk.): *Book of Abstracts of the RCMNS 2013*, Istanbul Technical University, p. 270.
- PAZONYI P., MÉSZÁROS, L., SZENTESI, Z., GASPARIK, M. & VIRÁG, A. 2013b: A Somssich-hegy 2-es lelőhely gerinces faunájának új kutatási eredményei. In: BOSNAKOFF, M., DULAI, A., VÖRÖS, A. & PÁLFY, J. (szerk.): *Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű*, 30–31.
- PETÉNYI S. J. 1864: A beremendi mészkőbánya természetrajz- és őslénytanilag leírva. Hátrahagyott munkái. — Magyar Tudományos Akadémia kiadása, Pest, 130 p.
- POPOV, V. V. 2003: Late Pliocene Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Varshets (North Bulgaria). — *Acta Zoologica. Cracoviensia* **46**, 43–72.
- REPENNING, CH. A. 1967: Subfamilies and genera of the Soricidae. — *Geological Survey Professional Paper* **565**, 1–74.
- REUMER, J. W. F. 1984: Ruscinian and early Pleistocene Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Tegelen (The Netherlands) and Hungary. — *Scripta Geologica* **73**, 1–173.
- ROFES, J. & CUENCA-BESCÓS, G. 2009: First record of *Beremendia fissidens* (Mammalia, Soricidae) in the Pleistocene of the Iberian Peninsula, with a review of the biostratigraphy, biogeography and palaeoecology of the species. — *Comptes Rendus Palevol* **8**, 21–37.
- RZEBIK-KOWALSKA, B. 1976: The Neogene and Pleistocene insectivores (Mammalia) of Poland. III. Soricidae: *Beremendia* and *Blarinoides*. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **22/1–2**, 359–385.
- RZEBIK-KOWALSKA, B. 2000: Insectivora (Mammalia) from the Early and early Middle Pleistocene of Betfia in Romania. I. Soricidae FISCHER VON WALDHEIM, 1817. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **43/1–2**, 1–53.
- RZEBIK-KOWALSKA, B. 2002: The Pliocene and Early Pleistocene Lipotyphla (Insectivora, Mammalia) from Romania. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **45/2**, 251–281.
- RZEBIK-KOWALSKA, B. 2013: *Sorex bifidus* n. sp. and the rich insectivore mammal fauna (Erinaceomorpha, Soricomorpha, Mammalia) from the Early Pleistocene of Żabia Cave in Poland. — *Palaeontologia Electronica* **16/2**, 1–35. (<http://palaeo-electronica.org/content/pdfs/376.pdf>)
- SUÁREZ, E. M. & MEIN, P. 2004: The Late Pliocene locality of Saint-Vallier (Drôme, France). Eleven micromammals. — *Geobios* **37**, 115–125.
- SULIMSKI, A. 1959: Pliocene insectivores from Weze. — *Acta Palaeontologica Polonica* **4**, 119–173.
- SULIMSKI, A. 1962: Supplementary studies on the insectivores from Weze 1 (Poland). — *Acta Palaeontologica Polonica* **7**, 441–502.
- SZENTESI Z. 2013: Egy középső-pleisztocén kételtű fauna a Villányi-hegységéből. — In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű*, 38–39.
- SZENTESI Z. 2014: Előzetes eredmények a késői kora-pleisztocén Somssich-hegy 2 (Villányi-hegység) ősgerinces-lelőhely kételtűinek vizsgálatában. — *Földtani Közlemények* **144/2**, 165–174.
- VICZIÁN, I. 2002: Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45/3**, 265–286.
- VÖRÖS, A. 2012: Episodic sedimentation on a peri-Tethyan ridge through the Middle-Late Jurassic transition (Villány Mountains, southern Hungary). — *Facies* **58**, 415–443.
- Kézirat beérkezett: 2014. 07. 18.

I. tábla — Plate I



Beremendia fissidens, Somssich-hegy 2. lelőhely. Az aránymérték 2 mm-t jelöl.
Beremendia fissidens from the Somssich Hill 2 locality. The scale bar is 2 mm.

1. Bal állkapocs töredék az $M_1 - M_2$ fogakkal, buccalis nézet, 32. réteg.
2. Bal I^1 , buccalis nézet, 32. réteg.
3. Jobb állkapocs töredék az I_1 , A_2 és M_1 fogakkal, buccalis nézet, 13. réteg.
4. Bal I^1 , buccalis nézet, 14. réteg.
5. Bal I_1 , lingualis nézet, 34. réteg.
6. Jobb maxilla töredék az $M^1 - M^2$ fogakkal, occlusalis nézet, 13. réteg.
7. Jobb maxilla töredék az $P^4 - M^1$ fogakkal, occlusalis nézet, 32. réteg.

1. Left mandible fragment with $M_1 - M_2$, buccal view, layer 32.
2. Left I^1 , buccal view, layer 32.
3. Right mandible fragment with I_1 , A_2 and M_1 , buccal view, layer 13.
4. Left I^1 , buccal view, layer 14.
5. Left I_1 , lingual view, layer 34.
6. Right maxillary fragment with $M^1 - M^2$, occlusal view, layer 13.
7. Right maxillary fragment with $P^4 - M^1$, occlusal view, layer 32.

A Paleobiology Database szerepe a modern őslénytani kutatásban

KOCSIS T. Ádám^{1,2*}, SÁGHI Kristóf¹, PÁLFY József^{1,2}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c,

*e-mail: adamkocsis@caesar.elte.hu

MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

The Paleobiology Database as a research tool for modern palaeontology

Abstract

The ultimate goal of palaeontological research is to reveal the history of life on Earth. The rise of the discipline of palaeobiology since the 1970s has sometimes been called a 'revolution', given that it places emphasis on the synoptic analysis of the entire fossil record.

Since the new millennium, the Paleobiology Database (PaleoDB) has played a central role in this field of research. Rapid advances in computer technology and the spread of the internet have enabled an international community of palaeontologists to develop a database to hold all the information of the known fossil record. The continuously growing database currently contains approximately 1.2 million records of 300 thousand taxa from 53 thousand references. The data allow statistical treatment to be used in order to correct for known biases of the fossil record, employing subsampling methods for data standardization. Thus an increasingly more reliable view is emerging on: (i) the history of life, (ii) similarities and differences of the diversity of certain fossil groups and the global biota, (iii) mass extinction events and (iv) intervals of diversification.

Biological patterns through time can now be analyzed and compared with time series of various palaeoenvironmental parameters, in order to search for cause-and-effect relationships between environmental and biotic changes. The present study looks at a broad range of modern PaleoDB-based research through selected case studies. Hungary has been part of the PaleoDB community since 2007 (when one of the authors of this paper joined as a member). The first goal was to contribute Hungarian fossil occurrence data. The next step dealt with data analysis and the first results co-authored by Hungarian researchers have been recently published. It is paramount that Hungarian fossil occurrences be published in a format amenable to data entry into the PaleoDB. It is recommended that more Hungarian palaeontologists recognize the usefulness and significance of the PaleoDB and become active members by contributing new and previously published Hungarian data. It is desirable that a school of palaeobiological research grows in Hungary because this is a field where limited research funding does not prohibit cutting-edge research which can have an international impact. Analytical palaeobiology is one of the most progressive research areas in the field of palaeontology in the 21st century and data analysis from the PaleoDB will continue to play an outstanding role in revealing the history of life.

Keywords: *Paleobiology Database, diversity, extinction, origination*

Összefoglalás

Az őslénytani kutatások végső célja az élet fejlődéstörténetének megismerése. Az 1970-es évektől indult a paleobiológia felvirágzása, sokak szerint forradalma, ami a teljes ismert őslénytani rekord szinoptikus elemzésére helyezi a hangsúlyt. Az ezredfordulótól kezdve a Paleobiology Database (PaleoDB) tölt be központi szerepet ezekben a kutatásokban. A rohamléptekkel fejlődő számítástechnika és a világháló lehetőségeivel élve paleontológusok nemzetközi közössége fejleszti és tölti fel adatokkal az őslénytani ismereteink összességének nyilvántartására szolgáló adatbázist. A napról napra gyarapodó PaleoDB mára mintegy 300 ezer taxon 1,2 millió előfordulásáról tartalmaz adatokat 53 ezer irodalmi tételből merítve. Az elsődleges előfordulási adatok alapján mód nyílik a mintavétel torzításainak statisztikai korrekciójára, az adatok standardizálására részmintázási eljárások segítségével. Ezáltal minden korábbinál megbízhatóbb képet kapunk az élet sokféleségének alakulásáról, a globális bióta és egyes csoportok hasonló vagy eltérő diverzitástörténetéről, a kihalási eseményekről és a diverzifikáció időszakairól. Lehetővé válik az időbeli biológiai mintázatok térbeliségének elemzése és összehasonlításuk különböző ökoszisztémák paraméterek idősoraival, ok-okozati összefüggéseket keresve a környezet és az élővilág változásai között. Válogatott esettanulmányokon keresztül szemlélítjük a PaleoDB elemzésével végzett modern kutatások széles spektrumát. A szerzők révén hazánk 2007 óta vesz részt a PaleoDB-hez

kapcsolódó munkában. Fontos cél a magyarországi őslénytani adatok minél teljesebb bevitele, de már megjelentek az adatelemzés első, magyar kutatók részvételével született eredményei is. Szükséges, hogy a hazai őslénytani előfordulási adatok mindig a PaleoDB-be bevihető módon kerüljenek közlésre. Ajánlatos, hogy mind többen ismerjék fel annak fontosságát és tegyenek érte, hogy az új és korábban publikált hazai adatok bekerüljenek az adatbázisba. Kíváncsok, hogy erősödjön a paleobiológiai iskola hazánkban, melynek révén a korlátos anyagi lehetőségeink mellett is mód van a világ élvonalához felzárkózó, nemzetközi hatású kutatásokat végezni. A 21. század elején az őslénytan egyik legprogresszívebb ága az analitikus paleobiológia, amely az élet történetének megismerésében kiemelt szerepet szán a PaleoDB-re alapuló adatelemzésnek.

Kulcsszavak: Paleobiology Database, diverzitás, kihalás, eredés

Bevezetés

Az őslénytan átfogó és elsődleges célja a földi élet történetének feltárása, hiszen az legjobban a megőrződött ősmaradványok segítségével ismerhető és érthető meg. A tudomány fejlődésének korai szakaszaiban ez a törekvés még kevésbé állhatott a középpontban, kezdetben szükségszerűen az ősmaradványok leírásán, a paleontográfián volt a hangsúly. Bár ez a feladat mindmáig aktuális, a leíró munka mellett idővel a paleontológiában egyre nagyobb szerepet kapott a geológia kiszolgálása. A biosztratigráfiai adatok a kormeghatározásban, a paleoökológiai adatok az őskörnyezet értelmezésében, a paleobiogeográfiai adatok pedig a lemeztectonikai rekonstrukciókban hasznosulnak, ami feladatot adott a 19. és 20. századi paleontológusok zömének. Mindezek mellett ugyan korán megjelent az élővilág fejlődéstörténete rekonstruálásának célja is, de a paleontológia e biológiai oldala felé a geológiai mellett sokáig kevesebb figyelem irányult. A 20. század utolsó harmadában meghatározó újítást jelentett a paleobiológia tudományterületén a kvantitatív analízis módszereinek térnyerése, amelyek segítségével új lendületet kapott az élet fejlődéstörténetének leírása és értelmezése. Az 1970-es évek óta a tanulmányok alapjául szolgáló adatbázisok egyre növekedtek, a számítógépes technika pedig mindinkább szerves részévé vált az elemző munkának. Egyes kutatók ezt a napjainkban is zajló folyamatot a paleobiológia forradalmának nevezik (SEPKOSKI, D. 2012, SEPKOSKI, D. & RUSE 2009).

Az őslénytan tudománya a kezdetektől fogva mindmáig gyűjteményi forrásokra alapozza munkáját. A 19. század eleje óta a paleontológusok számtalan ősmaradványt gyűjtöttek össze, melyek a hajdan élt élőlények morfológiájáról, viselkedéséről, ökológiájáról, evolúciójáról adnak információt. Ha megkérnénk egy 19. századi geológust, hogy ismertessen meg minket az élet történetével, valószínűleg egy nagy nyilvános gyűjtemény felé irányítana minket, vagy egy gondosan illusztrált könyvet adna kezünkbe, mely dűskálna a különböző rétegekre, régiókra jellemző fajok metszeteken való ábrázolásában. Ma a számítástechnikának köszönhetően ugyanezt sokkal hatékonyabban is megtehetjük: egyetlen nagy adatbázisban bejegyzések százazezreirez férhetünk hozzá, amelyek sűrítve és rendszerezve tartalmazzák az elmúlt két évszázad taxonómiai irodalmából nyerhető információt. Ezzel az adatok alkalmassá válnak arra, hogy a megfelelő megközelítéssel tovább faggassuk őket (SEPKOSKI, D. 2013). Az adatbázisok elemzésével új módon nyílik lehetőségünk feltenni és vizsgálni az élet

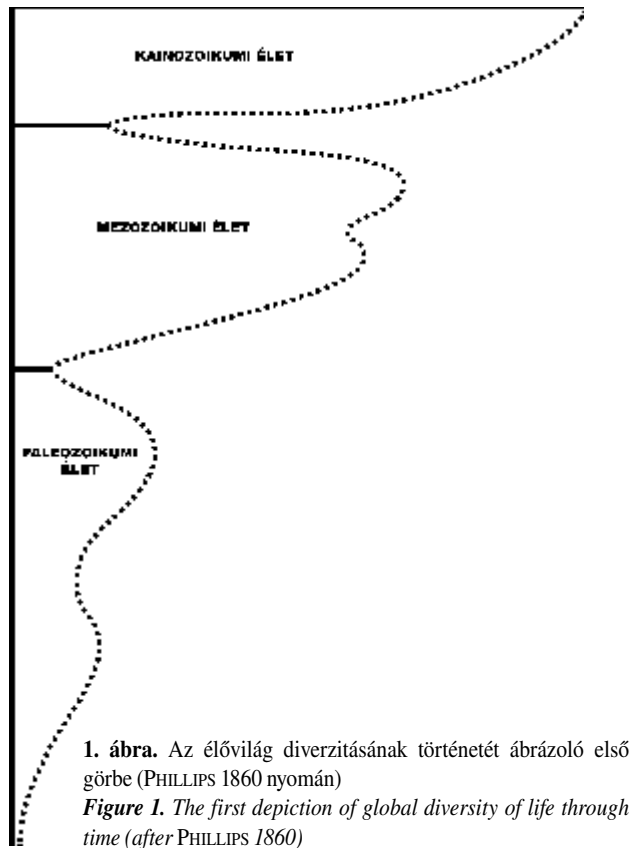
történetének számos nagy kérdését. Hogyan alakult ki és változott az élővilág sokfélesége? Miben hasonlít, és miben különbözik egyes élőlénycsoportok sorsa, fejlődéstörténete? Mely mintázatok biológiai természetűek, melyek függenek az élettelen környezet változásaitól, és melyek származnak a rekord tökéletlenségéből? Mikor és hogyan történtek a kihalási események? Mely csoportok, és miért haltak ki? Milyen hatásokat váltott ki egy-egy hirtelen környezetváltozás?

A paleontológiai adatsorok, statisztikák, melyek a kihalások és radiációk természetét tárják elénk, jelen korunk szempontjából is jelentős tudásanyagot szolgáltathatnak. A múltbeli változások megértése segíthet olyan vitatott kérdések tisztázásában, mint az emberi tevékenység hatása a Föld mai élővilágára (BENTON 1999), illetve a növény- és állatvilág érzékenysége a klímaváltozásra (GORNITZ 2009). A társadalom az ehhez hasonló kérdések vizsgálatát és megválaszolását részben a paleontológusoktól várja, az élővilág összetett rendszerének jobb megismeréséhez pedig nagy adatbázisokra van szükség. Ebben a tanulmányban a nagy őslénytani adatbázisokat, azok történetét, valamint felhasználásuk főbb területeit és lehetőségeit ismertetjük, megkülönböztetett figyelmet szentelve a *Paleobiology Database* (Paleobiológiai Adatbázis, közkeletű rövidítéssel PBDB vagy — ahogy ebben a tanulmányban is használjuk — PaleoDB) programnak. Az adatbázis használatára épülő kutatómunka a nemzetközi paleontológiában egyre nagyobb teret nyer, de mint őslénytani információforrás Magyarországon még alig ismert, a magyar kutatóknak csak szűk köre használja, vesz részt építésében és elemzésében, bár az első hazai eredmények már megszülettek és közlésre is kerültek. Célunk az adatbázis használatának és az adatelemzésben rejlő lehetőségeknek a megismertetése, és ezáltal minél szélesebb körű elterjesztése a hazai szaktársadalomban. Tekintettel a téma szinte kizárólagosan angol nyelvű szakirodalmára, megkíséreljük a tudományterület legfontosabb szakkifejezéseinek magyarítását (az angol terminusok zárójeles megadása mellett).

Az őslénytani adatbázisok történeti áttekintése

Az földi élet egyik legszembeötlőbb vonása annak sokfélesége, a biodiverzitás, történetének egyik legfontosabb vetülete pedig a diverzitás időbeli változása. A 19. század közepéig nem végeztek globális léptékű diverzitáselemző

vizsgálatokat. Az angol geológus és paleontológus, John Arthur PHILLIPS (1822–1887) volt az első, aki a „Life on the Earth” című könyvében összegyűjtötte az akkor ismert fosszilis fajokat, és grafikont is szerkesztett az élet sokféleségének időbeli változásairól (1. ábra) (PHILLIPS 1860). Műve mindössze egy évvel követte a Fajok eredetét, DARWIN



(1859) korszakos munkáját. PHILLIPS felismerte, hogy nem szabad figyelmen kívül hagyni az egyes taxonok eltérő megőrződési esélyét, valamint azt sem, hogy a fossziliákat tartalmazó kőzetek mennyisége is változik az idővel, az egyes rétegtani egységek vastagsága is merőben eltérő. Ezeket a szempontokat figyelembe véve az egységnyi vastagságú üledékre jutó fajok száma alapján korrekciót végzett, elvégezve a paleontológia legelső statisztikai korrekciós eljárását. Hasonló megközelítésben a paleobiológiai kutatás csak a 20. század második felében folytatódott (RAUP 1972), a biztatóan korai kezdet után jó néhány évtized telt el, mire újra előkerült PHILLIPS munkája.

Több mint fél évszázadnyi szünet után az 1930-as években arra a felismerésre jutottak a biológusok, hogy a tudomány korabeli szintjének megfelelő modern elmélet akkor születhet az evolúcióról, ha az a genetika, az ökológia, és a rendszertan szintéziseként fogalmazódik meg. Más-különben, Ernest RUTHERFORD gúnyos szavaival élve, a paleontológusok „egyszerű bélyeggyűjtők” maradnak (BENTON & HARPER 2009).

Az evolúcióbiológia egyik úttörőjének G. G. SIMPSON (1902–1984) tekinthetjük, aki rámutatott arra, hogyan

lehet az evolúció sebességére és irányaira vonatkozó kérdésekre elegáns és egyszerű válaszokat adni kvantitatív módszerek segítségével (SIMPSON 1944). Az 1950-es évek elején már számos kísérlet született az élet történetének feltárására kvantitatív eszközökkel. Ezen próbálkozások közül a legjelentősebbnek NEWELL (1952) munkája tekinthető. Tanulmánya nagy adatbázison alapult, melyben időszakok szintjén 9000 fosszilis genus időbeli elterjedését gyűjtötte össze. Az összegyűjtött csoportokat külön-külön vizsgálva leírta az egyes csoportok fejlődési mintázatait, az adatok összességéből pedig a globális kihalási események és radiációs csúcsok időbeli elhelyezésére tett kísérletet. Radiációs csúcsot állapított meg az ordovíciumban, a karbonban és a jurában, valamint kimutatta a perm végi tömeges kihalási eseményt, és három kisebb mértékű kihalást a szilurban, a jurában és a krétában (NEWELL 1952).

Az 1950-es évek elejének hasonló természetű tanulmányai nem arattak osztatlan sikert. Munkáját folytatva NEWELL (1967) később már 2500 család történetét vizsgálta, ezúttal már kor (epoch) szinten. Egyértelmű bizonyítékot adott a kambrium végén, a devonban, a permben, a triászban és a krétában történt tömeges kihalásokra (2. ábra). Adatgyűjteményének nagymértékű növekedését főképp olyan nagy ívű, összegző jellegű munkáknak köszönhetette, mint a *Treatise on Invertebrate Paleontology* 1953-tól kezdve folyamatosan megjelenő kötetei (1). A NEWELL művével egy időben kiadott *The Fossil Record* (HARLAND et al. 1967) már kifejezetten olyan céllal készült, hogy az élet történetének kvantitatív kutatásához nyújtson segédletet.

Az 1960-as évek végének eredményei már szélesebb szakmai közönség figyelmét ragadták meg. VALENTINE (1969) kutatásai során a jól dokumentált csoportokat vizsgálta, remélve, hogy azok vizsgálatával pontosabb eredményekhez juthat. Felhasználva a *The Fossil Record* és a *Treatise on Invertebrate Paleontology* adatait, a vizsgált csoportoknál idővel növekvő és változó nagyságú vissza-

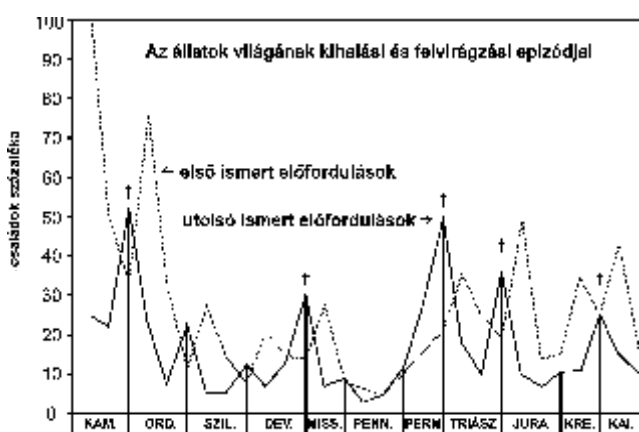


Figure 2. Synoptic extinction and origination history of 2500 Phanerozoic families (after NEWELL 1967).

esésekkel tarkított diverzitásgörbéket kapott. Azt feltételezte, hogy a kevésbé jól megőrződött csoportok sokféleségének változásai is hasonló mintázatot követtek, így a jól dokumentált csoportok eredményei proxyként alkalmazhatók a teljes élővilágra.

VALENTINE (1969) a kapott mintázatokat valósághűnek tartotta, RAUP (1972) azonban VALENTINE eredményeit összevetette egy olyan szimulált modellel, amely az ősmaradványrekord szisztematikus hibáit is számításba vette. Feltételezése alapján VALENTINE és az 1960-as évek végének egyéb szinoptikus munkáiban a diverzitásgörbékben észlelt minimumhelyek sokkal inkább az adatbázisok hiányosságait tükrözik, mintsem tényleges diverzitási minimumokat. A tengeri fajok sokféleségének folyamatos növekedése a paleozoikumtól tehát sokkal inkább látszólagos, mint valós leképezése az élet történetének. RAUP (1972) szerint a paleozoikumra leírt alacsony diverzitási szintek az előfordulások kisebb számából és a csekélyebb megkutatottságból fakadnak.

RAUP munkája feladta a leckét a paleontológusoknak. Számos kutatást folytattak azzal a céllal, hogy felderítsék a mintavételezés valódi természetét. Mivel a részben független adatbázisok egybehangzó mintázatokat mutatnak, így az empirikus modell került előtérbe, mely szerint az ősmaradványrekord globális diverzitási mintázatai nem állnak messze a valóságtól (SEPKOSKI, J. 1981). A kutatások eredményeinek köszönhetően az adatgyűjtés egyre nagyobb tudományos támogatást élvezett. SEPKOSKI, J. (1982) összeállította a tengeri ősmaradványokat családok szintjén tartalmazó gyűjteményes munkát, mely mindmáig igen fontos kutatási nyersanyagnak bizonyul a tudományterület számára. A művet a szerző nem tekintette lezártnak, taxonómiai és sztratifikai adatállományát 10 év múlva frissítette (SEPKOSKI, J. 1992), majd újabb 10 évvel később nemzetség szinten végezte el ugyanezt (SEPKOSKI, J. et al. 2002). Mivel az adatgyűjtemény óriási méretűre duzzadt, indokolt volt szakítani annak könyv formájában való publikálásával, ezért az 1992-ben napvilágot látott kiadás már CD-ROM-on jelent meg. Halála után a kompendium adatai napjaink legfontosabbnak tekintett őslénytani adatbázisa, a PaleoDB adatállományába is bekerültek, illetve a világhálón is hozzáférhető (2). Említést érdemel még a *The Fossil Record 2* (BENTON 1993) című, család szintű gyűjteményes munka, melynek adatai MS Excel táblázatok formájában a világhálón szintén szabadon elérhető (3). Bár ezek az adatok is számos, az élet történetével kapcsolatos kutatásban kerültek felhasználásra, az utóbbi években a folyamatosan fejlődő PaleoDB vált a paleobiológiai tanulmányok elsődleges adatforrásává. Az új adatbázis számos kérdésre megadta már a választ, de a mintavételezés valódi természete közel negyedszázad elteltével sem teljesen tisztázott. A jelenleg általánosan elfogadott modell szerint az ősmaradványrekord ugyan szisztematikusan torzított (*biased*) képet mutat a globális diverzitás történetéről, de empirikusan korrigálható, a biológiai jel pedig kinyerhető (ALROY et al. 2008, ALROY 2010b).

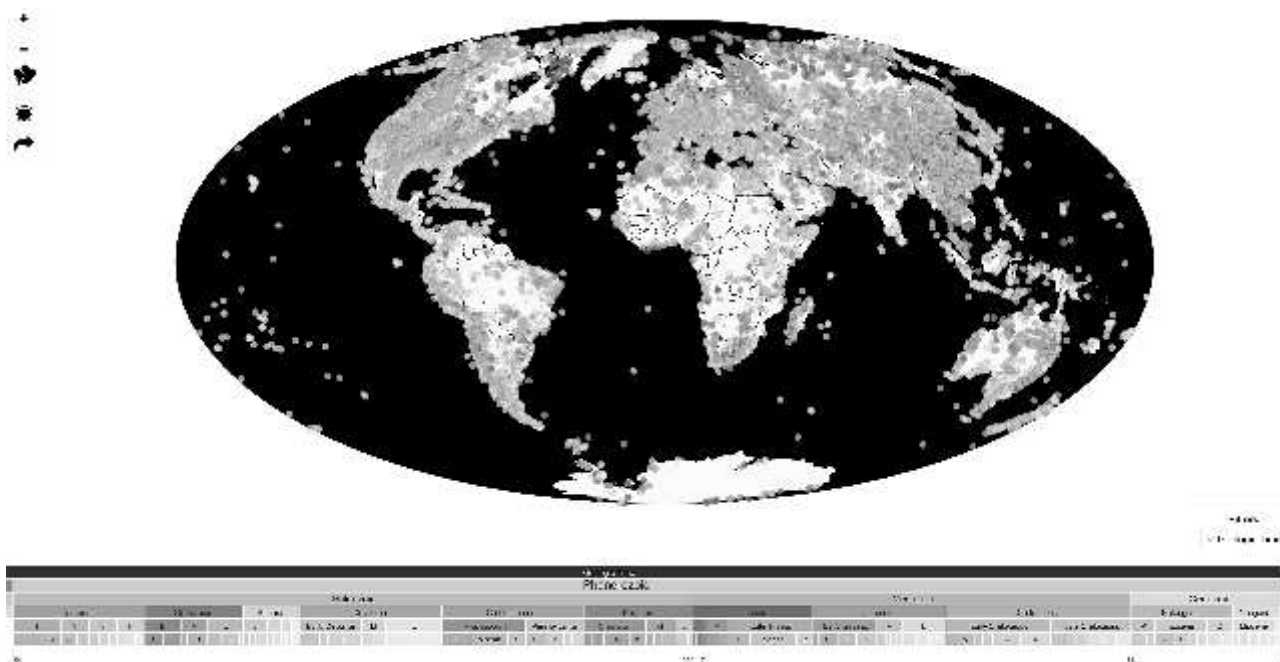
A Paleobiology Database

Az adatbázis általános ismertetése

A kvantitatív paleontológiai elemzések mind szélesebb körben való alkalmazása magával hordozza a nagy mennyiségű adat elérhetőségének igényét. Az őslénytan számára minden egyes megtalált, meghatározott, leírt ősmaradványt egy adatrekordnak tekinthetünk, e roppant adatmennyiség tárolásához, rendszerezéséhez pedig ennek megfelelő nagy adatbázisok szükségesek. Napjaink legjelentősebb, szemléltetőmódját és funkcionalitását tekintve igencsak újszerű, online elérhető és a szaktudományos közösség által szerkeszthető ilyen adatbázisa a PaleoDB. Úgy tekinthetjük, hogy ez az ismert ősmaradvány-előfordulások nagy nyilvántartó központja, „nyilvános forrás a globális tudományos közösség számára” (4). Az adatbázist kutatók nemzetközi csoportja működteti azzal a céllal, hogy az őslénytani előfordulási és taxonómiai adatok minél teljesebb összegyűjtése és azok alapos statisztikai elemzése révén evolúciós és paleobiológiai kérdések megválaszolása váljék lehetővé. Köszönhetően a kitartó munkának és az internet korában elérhető gyors adatáramlásnak, a PaleoDB óriási méretűre növekedett. Mára több mint 280 000 taxonról tart számon információt 53 000 bibliográfiai tétel alapján, 163 000 gyűjteményből származó több mint 1 13 000 őslénytani előfordulást tartalmaz (3. ábra). ALROY et al. (2001) korai tanulmányában említik, hogy a PaleoDB akkori „vagyonát” a tengeri taxonokról, melyet számításaikhoz felhasználtak, és amely komponens máig az adatbázis legnagyobb részét teszi ki, mindössze 8 591 gyűjteményt és 110 944 előfordulást számlált. Ez az összehasonlítás szemléletesen mutatja az adatbázis markáns méretnövekedését, mely napjainkban is folyamatosan zajlik a Föld 26 országának 132 különböző intézményéből 359 kutató közreműködésével, napról napra gyarapítva a PaleoDB információtartalmát és növelve az adatokat felhasználó munkák hitelességét (5).

A PaleoDB eredetileg *Phanerozoic Marine Paleofaunal Database* néven született meg 1998-ban John ALROY és Charles R. MARSHALL kezdeményezéseként a NCEAS (*National Center for Ecological Analysis and Synthesis*) támogatásával. Pályázatukban ALROY & MARSHALL (1998) kifejtették egy olyan globális adatbázis hasznosságát, mely a megszokott előfordulási és koradatok mellett számos egyéb szempont alapján rendszerez, szélesebb körű analitikai munka elvégzését és olyan elemző módszerek alkalmazását lehetővé téve, melyek segítségével az eredményeket torzító hatások jelentős mértékben kiszűrhetők.

A fenti nevet a kutatási program 2000-ig viselte. 2000-től 2008-ig, majd 2010-től 2013-ig az Amerikai Tudományos Kutatási Alap (*National Science Foundation*) támogatásában részesült. A PaleoDB másik nagy támogatója az Ausztrál Kutatási Tanács (*Australian Research Council*). Az infrastruktúra fejlesztése 2013-ig gyakorlatilag teljes egészében John ALROY nevéhez fűződik, aki adminisztrátorként az első perctől felügyelte és segítette az adatbevitelt.



3. ábra. A PaleoDB Navigator funkciója szemléletesen, hely és idő szerinti bontásban ábrázolja az adatbázis jelenlegi állományát (5)

Figure 3. The Navigator tool effectively visualizes the geographic and temporal distribution of collections currently in PaleoDB (5)

Az adatbázis kuratóriumát 12 tag alkotja, köztük a jelenlegi elnök, Mark UHEN és a titkár, Jocelyn SESSA. Az adatbázis szoftveres fejlesztése jelenleg a Wisconsin-Madison Egyetemen zajlik Shanan PETERS és Michael MCCLENNEN vezetésével. A PaleoDB tagja lehet bármely doktori fokozattal rendelkező kutató, aki a felvételét kérvényezi a titkárnál, és a projekt szabályait elfogadja. Doktori fokozattal nem rendelkezők számára is van lehetőség, hogy adatbevitőként hozzájáruljanak az adatbázis fejlesztéséhez, egy tag meghatalmazásával és ellenőrzésével (6). Az adatokhoz bárki hozzáférhet, minden adat nyilvános, ám a PaleoDB lehetőséget biztosít a kutatóknak, hogy bevitt adataikat átmenetileg titkosítsák, nem publikált forrás esetén akár öt évre is. Az adatbázis vagyona megfelelő hivatkozás mellett szabadon felhasználható kutatási célokra, a nemzetközi CC-BY-4.0 licenc (*Creative Commons Attribution Licence*) szerint. A belőle készült publikációkat a PaleoDB sorszámmal látja el, nyilvántartja és nyomon követi.

A PaleoDB nyíltan együttműködik a Sydney-ből működtetett *Fossilworks* (3) analitikai oldallal, a két szerver között folyamatos a kommunikáció, rendszeres az adatok szinkronizációja. Az adatbázis korábbi koordinátora, John ALROY által megalkotott *Fossilworks* az adatok gyors elemzésére nyújt lehetőséget, a PaleoDB pedig az adatok tárolása mellett olyan új alkalmazások befogadását is lehetővé teszi, mint például az adatok szemléletes megjelenítését támogató *Navigator* (5).

Az adatbázis felépítése és működése

Az adatbázis fő részeit a következő táblázatok alkotják: bibliográfiai tételek, taxonómiai nevek, taxonómiai osztályozások, rendszertani adatok, gyűjteményi adatok, előfor-

dulások, és az előfordulási adatok módosítása. Ezen felül lehetőség van egyebek mellett az egyes taxonokhoz tartozó képek, méretadatok feltöltésére.

Az adatbázis szerkezetének alapját a publikációk táblázata adja (*reference table*). Minden adatbeviteli munka első lépése az adatbázisban fellelhető egyik publikáció kiválasztása, vagy egy új irodalmi tétel feltöltése. Ebben a táblázatban kerül rögzítésre minden bibliográfiai adat (cím, szerző, év, folyóirat stb.). Minden irodalmi tételt a PaleoDB egyedi azonosító számmal lát el, amelyre a többi táblázat hivatkozik. A hivatkozásokhoz gyűjteményeket (*collection*) rendelünk hozzá, melyek térben és geológiai időben lehatárolható egységeket jelölnek, egyfajta tárolóként szolgálnak. Ideális esetben egy gyűjtemény egy lelőhely egyetlen rétege, de alkothat gyűjteményt egy rétegcsoporthoz, egy egész feltárás, de akár egy nagyobb földrajzi egység lelőhelyei is besorolhatók egyazon gyűjteménybe, ha pontosabb információ nem áll rendelkezésre. A lelőhelyadatok és a rétegtani információ mellett itt tároljuk a gyűjteményben található ősmaradványok alapvető jellemzőit, a bezáró közetre jellemző litológiai információkat, valamint a gyűjtemény történetéről rögzített adatokat (pl. a gyűjtés célja, gyűjtő neve stb.). A gyűjtemény az őslénytani mintavétel egy eleme.

A gyűjteményekhez taxonlistákat rendelünk. Ez az előfordulási adatok (*occurrence*) táblázata. Itt nem szerepelnek magasabb rendszertani adatok, csak a faj- és nemzetségevek. Határozási problémák esetén kivételesen előfordulhat magasabb rendszertani egység neve, például „*Ammonoidea* indet.”. Ebben a táblázatban van lehetőségünk az egyes taxonok gyakoriságára vonatkozó adatok megadására százalékos vagy darabszám formájában, valamint ebben a táblázatban a nyílt nevezéktan használata is megengedett.

A taxonlisták elemeit a PaleoDB összeveti a rendszertani adatbázissal, ami két táblázatból áll. Az egyik a nevezéktani forrástáblázat (*authority table*), ami a taxonómiai nevezéktan elemeit tárolja és hozzárendeli a taxonlisták felismert neveit a megfelelő csoportokhoz. A rendszer sajátossága, hogy amennyiben új fajt szeretnénk bevezetni, ahhoz először a genus bevezetése szükséges, ami lehetővé teszi a bevitt fajok magasabb rendszertani csoportokba sorolását. A másik rendszertani táblázat a vélemények táblázata (*opinion table*), ami a publikációkhoz véleményeket rendel hozzá az egyes taxonnevek érvényességéről, illetve a nevek által képviselt csoportok rendszertani hovatartozásáról. Ezzel a módszerrel a PaleoDB lehetővé teszi, hogy az adatbázis a tudomány mindenkor állásának megfelelően naprakész és fejleszthető legyen.

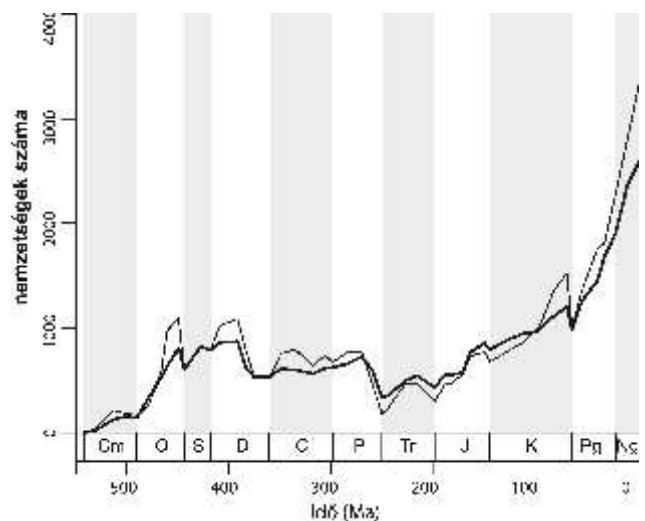
Az adatbázisban tárolt információ felhasználása

Mivel a PaleoDB az elődjeihez képest sokkal több változó rögzítését teszi lehetővé, így az adatok felhasználási tere jelentősen kiszélesedett, korábban megválaszolatlan elméleti, történeti kérdésekre kaphatunk feleletet. Az adatbázis felállításától 16 év alatt 215 regisztrált hivatalos publikáció jelent meg, minden évben átlagosan kettővel több, mint az azt megelőzőben. Emellett számos, az adatbázis elemeit használó munka nem szerepel annak hivatalos publikációs listájában. Ebben a több mint kétszáz tanulmányban az adatok rendkívül változatos módokon kerültek felhasználásra, és a lehetőségek tárháza koránt sincs még kimerítve. Az eddig megjelent irodalmat a tételek nagy száma miatt ebben a rövid összefoglalóban nem lehet a maga teljességében bemutatni, itt csupán néhány esettanulmány segítségével vázoljuk fel az adatok felhasználásának főbb irányait.

A globális diverzitás története és dinamikája

Az adatbázis életre hívásának elsődleges célja a földi ökoszisztéma történetének szinoptikus tanulmányozása volt. Ez számos olyan kérdést foglal magában, amelyekhez a globális diverzitás (más néven γ diverzitás) relatív változásának felmérése elengedhetetlen. A 20. század végére SEP Koski, J. et al. (2002) kompendiuma vált az ilyen irányú kutatások legfontosabb adatforrásává, aminek szerepét a PaleoDB csak fokozatosan vette át. Az adatok gyűjtemény-alapú szervezése lehetővé teszi olyan részmintázó (*sub-sampling*) mintavételi standardizálási módszerek alkalmazását, mint például a klasszikus ritkítás (*rarefaction*) (RAUP 1979a). Ezek az algoritmusok várható értéket számítanak az egyes biológiai paraméterekre (pl. diverzitás, nemzetséggazdagság) egy adott mintázási szint mellett, amit az egész vizsgált idősorban állandósítani lehet, így a megfigyelt változások a mintamérettől, a megkutatottság fokától jórészt függetleníthetők.

A PaleoDB elemzésére épülő legelső tanulmányban ALROY et al. (2001) a mintavételi standardizálás segítségével világítottak rá arra, hogy a kainozoikum jelentős diverzitásemelkedés valószínűleg a mintázás egyenetlenségéből származik, valamint a RAUP (1979b) által korábban a jelen húzóerejének (*Pull of the Recent*) nevezett, a fiatal képződmények ősmaradványainak jobb ismertsége miatt felbukkanó torzításnak tudható be. A diverzitás emelkedő tendenciája továbbra is megfigyelhető, de mértéke jelentősen kisebb. Az első eredmények után több mint fél évtizednek kellett eltelnie addig, amíg az adatbázis eljutott arra a telítettség szintre, hogy a korábbi metodikát felhasználva SEP Koski, J. kompendiumához hasonló eredményeket szolgáltatott (ALROY et al. 2008) (4. ábra). Ezzel egy időben születtek meg az első, a mintavételi standardizálást felhasználó teljes időszakok a Föld tengeri gerinctelen élővilágának taxonómiai rátáiról (ALROY 2008). Az így nyert eredmények segítettek feltárni a globális diverzitás belső tendenciáit és dinamikájának természetét. Bár a globális diverzitásgörbék nem esnek egyértelműen egybe az elméleti görbékkel, ALROY (2008, 2010a) statisztikai alapon érvel a globális diverzifikáció logisztikus tendenciája és egyensúlyi dinamikája mellett. Szerinte a faj–terület összefüggés (MACARTHUR & WILSON 1963) érvényessége miatt a Föld globális faj- illetve taxon-eltartóképesége véges, a mindenkor abiotikus, ill. biotikus környezet állapotának megfelelően meghatározott. Erre a diverzitás, valamint a kihalási és eredési ráták egymással való kapcsolatából következtetett: a nagyobb kihalási ráta értéket nagyobb eredési ráta érték, a magasabb diverzitást pedig nagyobb kihalási ráta érték követi (ALROY 2008). A módszertan fejlődésével több további tanulmány született újabb, fejlettebb standardizálási algoritmusok felhasználásával (ALROY 2010a, b, 2014), amelyek bár növelik a különböző diverzitásgörbék

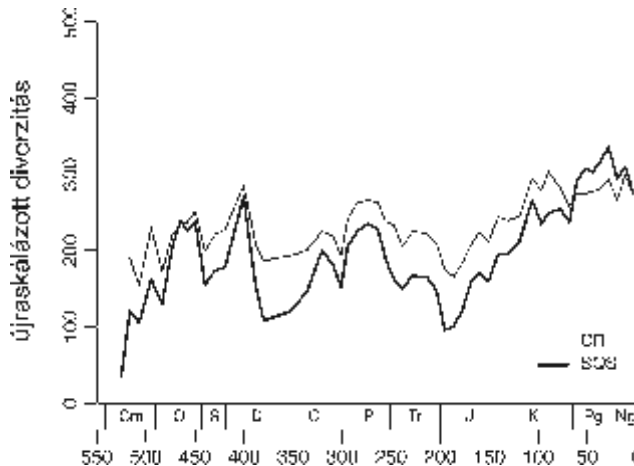


4. ábra. Tengeri Metazoa nemzetségek diverzitása a fanerozoikumban. A vastag vonal a PaleoDB 2008-as állapota alapján, RT (range-through) diverzitást megjelenítve, összevetve a SEP Koski, J. et al. (2002) kompendiuma alapján szerkesztett görbével (vékony vonal). (ALROY et al. 2008 nyomán)

Figure 4. Range-through diversities of Phanerozoic marine Metazoan genera from PaleoDB (thick line, based on data available in 2008) compared to a curve (thin line) based on SEP Koski, J.'s (2002) compendium (after ALROY et al. 2008)

egymástól való eltérését, a hosszú távú tendenciákon nem változtatnak (5. ábra).

A tengeri gerinctelenek összességéhez tartozó adatsoron kívül más ősmaradványcsoportok, pl. szárazföldi gerincesek vizsgálatához is felhasználták az adatbázisban található előfordulások információit. Ezen adatok segítségével PEARSON et al. (2013) tanulmányozták a Tetrapoda csoport korai evolúcióját, rámutatva a csoport késő-karbon-



5. ábra. A tengeri gerinctelen nemzetségek diverzitástörténete a fanerozoikumban, mintavételi standardizálás után, a PaleoDB 2014-ben elérhető adatai alapján. CR: klasszikus ritkítással, SQS: Shareholder Quorum Subsampling algoritmussal (ALROY 2014 nyomán)

Figure 5. Diversity of Phanerozoic marine invertebrate genera, based on subsampling of PaleoDB data in 2014. CR: with classical rarefaction, SQS: with Shareholder Quorum Subsampling (after ALROY 2014)

tól középső-permig tartó diverzitástörténetében megfigyelhető fokozatos emelkedésre, a középső-késő-perm határán lezajlott kisebb csökkenésre, majd azt követően a vizsgált csoport diverzitási csúcsára, mielőtt a perm-triász határon a diverzitás drasztikusan lecsökkent. Jó példa a különböző mintázatok összehasonlítására MARX & UHEN (2010) tanulmánya, akik a cettfélék evolúcióját a diatomák gyakoriságával, illetve az éghajlatváltozással hozták összefüggésbe. Ezek mellett számos más csoport (pl. Dinosauria, Mammalia stb.) diverzitásának történetét is feldolgozták már az adatbázisban található információ segítségével (ALROY 2009, BENSON & BUTLER 2011).

A mintázás és a taxonómia torzításának vizsgálata

Az őslénytani rekord tökéletlensége régóta ismert tény, ami már DARWINT (1859) is foglalkoztatta. Mégis RAUP (1972) volt az első, aki felvetette, hogy a diverzitás történetében található variancia javarészt vagy akár teljesen az időben és térben, tehát rétegtanilag és földrajzilag heterogén megőrződés eredménye lehet. Mivel az adatbázis egyik kiemelt célja a heterogén mintázás korrekciója, így természetesen adódik, hogy az adatokat felhasználó publikációk jelentős része a mintázás torzító hatásának felmérésével foglalkozik.

Ennek tesztelésére a különböző standardizáló algoritmusokon kívül (ALROY 2010b) más, geológiai természetű adatokkal történő összevetés segítségével is vállalkoztak. Ezek az adatbázisok olyan paraméterekről hordoznak információt, mint például a feltárások területe, a feltárt kőzetek térfogata, illetve a formációk száma. Ezen információkat akár közvetlenül földtani térképekből is ki lehet nyerni (SMITH & MCGOWAN 2008), de hasonló célra szolgál például a teljes Észak-Amerikát lefedő *Macrostrat* adatbázis (7) is, ami a kontinens egészén előforduló rétegösszleteket diszkrét üledékképződési ciklusokban képződött csomagokra (*package*) bontja, melyekkel összevetve az ősmaradványrekord teljesége empirikus módon is felmérhető (PETERS & HEIM 2010).

Mindemellett elképzelhető, hogy a diverzitás és a rendelkezésre álló fossziliatartalmú kőzetmennyiség közötti kapcsolat nem csak a heterogén mintázás eredménye. További tanulmányok készültek az üledékképződést alapvetően meghatározó folyamatok (mint a globális tengerszintváltozások, lemeztectonika) makroevolúciós hatásairól, amelyeket a közös ok (*common cause*) hipotézisben foglaltak össze (PETERS 2005, PETERS & FOOTE 2002). WALL et al. (2009) ennek ellenére azt állították, hogy a megfigyelhető diverzitásmintázatok nem egyszerűen az eusztatikus tengerszint változásaiból, hanem elsődlegesen (RAUP eredeti érvelésének megfelelően) a mintavétel egyenletlenségéből származnak.

SMITH et al. (2012), amellyel érvelnek, hogy az észak-amerikai és európai rekordot vizsgálva a mintavételi standardizálás utáni diverzitás és az ősmaradvány-tartalmú kőzetek mennyiségének modellezésével (*residuals* módszer) hasonló hosszú távú képet kaphatunk. DUNHILL et al. (2014) szerint Nagy-Britannia rétegtani rekordjából információelméleti megfontolások alapján a feltárások területének segítségével jól becsülhető a mintázás, míg a gyűjtemények vagy a formációk száma erre kevésbé alkalmasak.

A nagy adatbázisok használatakor visszatérő kérdés a taxonómiai hibák, a nem egységes nevezéktan használatából származó eltérések lehetséges torzító hatása. Ugyan ADRAIN & WESTROP (2000) SEPKOSKI kompendiumára alapozva a Trilobita csoport esetében korábban már végzett kutatást a taxonómiai hibák hatásáról, ennek felmérése a PaleoDB-ben 2007-ig (WAGNER et al. 2007) váratott magára. A szerzők paleozoikumi csigák, valamint jura és kainozoikumi kagylók segítségével mérték a taxonómiai standardizáció hatását, és arra következtetésre jutottak, hogy a hibák ezekben az esetekben nem befolyásolják jelentősen az adatbázisból számított diverzitásbecsléseket. A radiolaria csoport taxonómiai rátáit vizsgálva a triász és jura során KOCIS et al. (2014) is hasonló eredményre jutottak.

Kihalási és eredési mintázatok

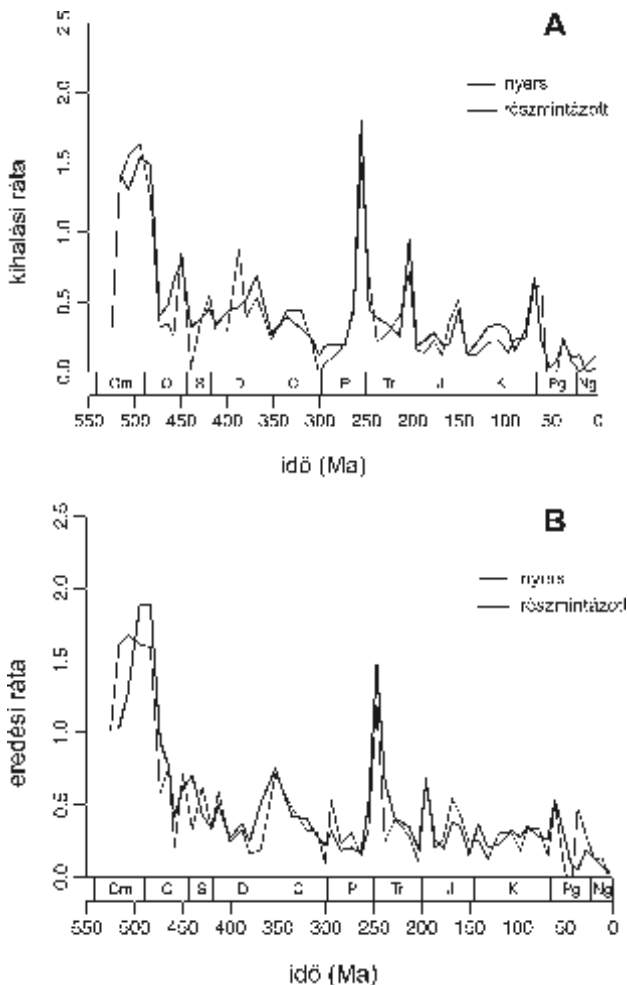
Tömeges kihalások

Bár a tömeges kihalások fogalma már régóta bekerült a köztudatba (RAUP & SEPKOSKI, J. 1982), azok diagnosztikája korántsem könnyű feladat. RAUP és SEPKOSKI, J. (1982) statisztikai kritériumainak megfelelően tömeges kihalá-

sokat azokhoz az időintervallumokhoz kötünk, melyekben a kihalási ráta szignifikánsan meghaladja a szomszédos időintervallumok alapján becsülhető értéket, függetlenül a diverzitás változásaitól.

Nem sokkal az első teljes fanerozoikumi diverzitásgörbe közlése után jelentek meg nyomtatásban az első, a PaleoDB adatait felhasználó taxonómiai ráta görbék is (ALROY 2008). A rátaszámtási és mintavételi standardizálási módszerek fejlődésével azóta ezekből is újabb változatok készültek (ALROY 2014) (6. ábra). A kihalási (*extinction rate*) és eredési ráták (*origination rate*) az idő múlásával arányos csökkenése az analitikai paleobiológia egyik legmarkánsabb eredménye. A jelenség oka mindmáig nem teljesen tisztázott, de FINNEGAN et al. (2008) valószínűsítették, hogy a külső környezet zavaraival szembeni ellenállóképesség, azaz biológiai értelemben a rátermettség (*fitness*) az ismételt szelekciós események során idővel emelkedett, és valószínűsíthető, hogy ez összefüggésben áll az ökoszisztémák stabilitásának hosszú távú növekedésével (ALROY 2008).

A kihalási események az egyes ökológiai, valamint



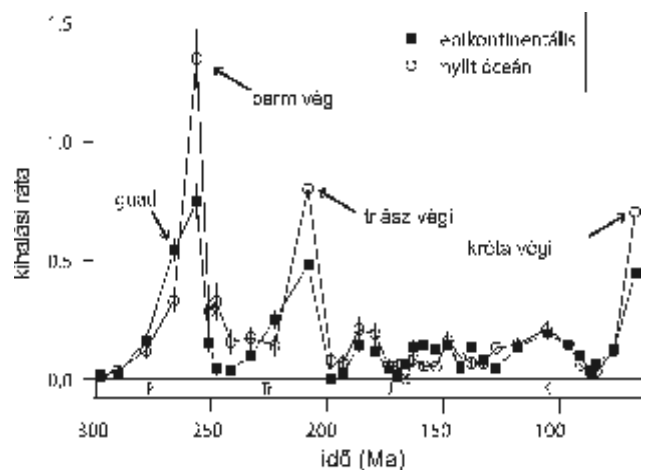
6. ábra. A tengeri gerinctelen nemzetségek kihalási és eredési rátái a fanerozoikumban, a PaleoDB 2014-ben elérhető adatai és hézagkitöltő ráta (gap-filler rate) számítása alapján, klasszikus ritkításos standardizálás után (Alroy 2014 nyomán)

Figure 6. Extinction and origination rates of Phanerozoic marine invertebrate genera, using gap-filler rates based on PaleoDB data in 2014, standardized using classical rarefaction (after ALROY 2014)

taxonómiai csoportokat nem azonos arányban érintették. Az így megfigyelhető hosszú távú, illetve egy konkrét eseményhez köthető szelektivitást az élőlények makroökológiai és makroevolúciós jellemzésére, illetve a tömeges kihalási események hatásmechanizmusának jobb megismerésére használhatjuk fel. PETERS (2008) hosszú távú kihalási szelektivitást figyelt meg a SEPKOSKI, J. (1984) által definiált paleozoikumi, illetve modern evolúciós faunák között: a paleozoikumi fauna elemeinek kihalási rátája szisztematikusan magasabb a modern faunához képest. Megerősítette továbbá az elképzelést, miszerint a korábbi csoport a karbonátos, a későbbi pedig a sziliciklasztos aljzatot részesítette előnyben, és a fentihez hasonló összefüggést megfigyelte az eltérő üledékképződési környezetet preferáló csoportok között is.

Az adatbázis elemeit felhasználhatjuk az egyes tömeges kihalási események részletes tanulmányozására is, valamint biótára gyakorolt hatásai felmérésére is. MILLER & FOOTE (2009) azt mutatta ki, hogy az epikontinentális tengerek és a nyílt óceánok biótája eltérően reagál a súlyos környezeti zavarokra. Munkájuk rávilágított arra, hogy a nyílt óceáni környezet sérülékenyebb a tömeges kihalásokkal szemben (7. ábra), de a két környezet kihalási és eredési mintázatai között nincs lényeges különbség a háttérintervallumok során, leszámítva az eredési ráta nagyságát a jura utáni időintervallumban, amikor a nyílt óceáni környezet értékei minden időszakban magasabbak az epikontinentális tengerek hasonló értékeinél.

A kihalások földrajzi mintázatainak egyes taxonokra vagy ökológiai csoportokra gyakorolt szelektív hatásának felmérésével jobban megérthetjük azok hatásmechanizmusát és feltárhatjuk a kihalások okait és természetét. Az ilyen témájú tanulmányok minden nagyobb kihalási eseményről szolgáltatnak új információt. Például FINNEGAN et al. (2012) az ordovicium végi kihalás klimatikus oka és szelektivitása mellett érveltek, CLAPHAM & PANE (2011) pedig a perm végi



7. ábra. Fanerozoikumi kihalások hatása a különböző környezetekben: a tömeges kihalási események jobban érintették a nyílt óceáni biótát, mint az epikontinentális tengerit (guad.: guadaloupi; MILLER & FOOTE 2009 nyomán)

Figure 7. Phanerozoic extinctions in different depositional environments: the effect of mass extinctions was selectively higher on open oceanic biota compared to that of epicontinental seas (guad.: Guadaloupi; after MILLER & FOOTE 2009)

krízisben a fiziológiai tényezők meghatározó szerepét hangsúlyozták, kimutatva, hogy a kihalás szelektíven érintette a gyenge pufferképességű élőlényeket.

A kihalások periodicitása

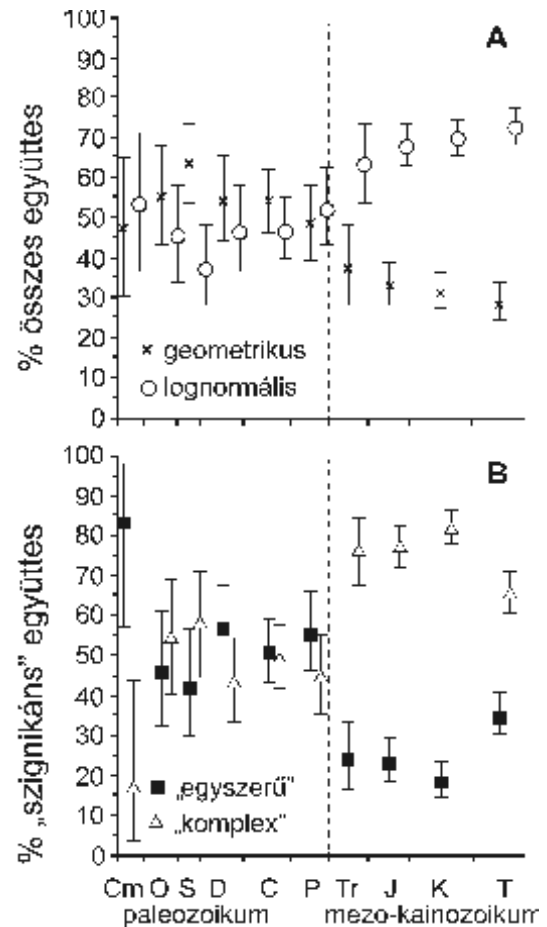
RAUP & SEPKOSKI, J. (1984) munkájának nyomán széles körben ismertté vált az az elmélet, mely szerint a kihalások szabályszerűen, periodikusan követik egymást a földtörténet során. Ez a hipotézis a 20. század egyik legforróbb paleontológiai vitáját váltotta ki, több más tudományterület (pl. a csillagászat és az elméleti ökológia) is felfigyelt erre az eredményre, és számos magyarázatot javasoltak a jelenség okaira és hatásmechanizmusára. A PaleoDB adatait felhasználva is született néhány tanulmány, amely igazolja ezt a feltevést (MELOTT & BAMBACH 2010, 2014), megközelítőleg 27 millió éves ciklikusságot javasolva. ALROY (2008) azonban mellett érvel, hogy az adatbázisból számított taxonómiai rátákban nincs jele autokorrelációnak, ami a mindennemű periodicitás meglétének alapfeltétele. Habár ez nem zárja a ki periodicitás valóságát, valószínűbb az a magyarázat, hogy a látszólagos periodicitás mindössze fehér zaj, nem pedig biológiai természetű jel (J. ALROY szóbeli közlés).

Egyéb makroökológiai és makroevolúciós kérdések

Tisztán biológiai természetű probléma az egyes csoportok, a fajnál magasabb szintű taxonómiai egységek eredés utáni felemelkedésének és a kihalással végződő hanyatlásának dinamikája. FOOTE (2007) a PaleoDB adatait használta fel arra, hogy a nemzetségek, mint egységek megjelenését és eltűnését kutassa, és arra a következtetésre jutott, hogy függetlenül attól, hogy fajgazdagságot, földrajzi elterjedést vagy az előfordulások számát vizsgáljuk, a nemzetségek átlagos története szimmetrikus: azok felemelkedése (amíg történetük legmagasabb diverzitását és legszélesebb ökológiai elterjedésüket elérik) és hanyatlásuk ideje közel megegyező. A tanulmány rávilágít a paleozoikumi és a mezo–kainozoikumi nemzetségek közötti különbségekre.

Szintén a perm-triász határhoz kapcsolódó alapvető változásra utal WAGNER et al. (2006) munkája. A fosszilis közösséget felépítő taxonok, fajok relatív gyakoriságeloszlásainak (*relative abundance distribution* [MAGURRAN 2004]) a perm végi kihálási eseményhez köthető hirtelen változása arra utal, hogy a mezo–kainozoikum együttesében sokkal gyakoribbak az ökológiailag komplex társulások, mint az azokat megelőző paleozoikumi együttesekben (8. ábra).

Szintén a PaleoDB nyújt lehetőséget az egyes csoportok környezeti meghatározottságának felmérésére. KIESSLING & KOCIS (in press) tanulmánya a kőkorallak, a Scleractinia rend különböző szimbiotikus státuszú nemzetségeinek vízmélység, paleoszélesség, aljzatminőség és más környezeti paraméterek iránti preferenciáinak változásait vizsgálta. Eredményeik rávilágítanak arra, hogy a szimbiotákkal nem rendelkező formák valószínűleg a kréta időszak gyors, szabálytalan időközönkénti környezetváltozásainak hatásá-



8. ábra. A relatív taxongyakoriság eloszlástípusok arányának változása a fanerozoikum során. A „szignifikánsan komplex” együttesek dominálnak a perm végi kihalás után (WAGNER et al. 2006 nyomán)

Figure 8. Changes of relative taxon abundance distribution in the Phanerozoic. Significantly complex assemblages outweigh simpler ones since the end-Permian mass extinction (after WAGNER et al. 2006)

ra hódították meg a ma is megfigyelhető ökológiai területüket.

Az adatbázis adataiból szerkesztett idősorokat további, az abiotikus környezeti tényezőket becslő idősorokkal is össze lehet vetni. Kiváló példa erre CARDENAS & HARRIES (2010) munkája, akik a tengeri gerinctelen csoportok eredési rátáit a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a $\delta^{34}\text{S}$ és egyéb geokémiai idősorokkal vetették össze. Eredményeik arra engednek következtetni, hogy a nemzetségek eredésének mértékére a kontinentális mállás és a foszfor biogeokémiai körforgása is hatást gyakorol.

A PaleoDB hazai vonatkozásai

E tanulmány utolsó szerzője révén 2007 óta Magyarország is egyike annak a jelenleg 26 országnak, amelynek kutatói tagjai a PaleoDB közösségének. Hazánkban a 20. század végéig az őslénytani leíró munkák jelentős mértékben magyar nyelven születtek és készülnek részben ma is. Ezeknek az irodalmi tételeknek a feldolgozása külföldi kollégáink számára komoly problémát jelent, így az adat-

bázis fejlődésének és hitelességének érdekében a magyar anyanyelvűek felelőssége a hazai adatok feltöltése. Hasonlóképpen a külföldi kollégák számára nehezen hozzáférhető magyar folyóiratok (bár azoknak egy része már angol nyelvű) feldolgozása is a hazai kutatók és őslénytani érdeklődésű hallgatók felelőssége. Az elmúlt hét évben Magyarországról BOSNAKOFF Marian, KOCIS T. Ádám, KARÁDI Viktor és SÁGHI Kristóf végzett adatbeviteli munkát. A *Fossilworks* oldal szerint közös erőfeszítéssel összesen 17 716 előfordulás adatot és 3003 gyűjteményt rögzítettek az adatbázisban, ami pillanatnyilag az őslénytani rekord adatbázisban reprezentált részének összesen 1,5 illetve 1,8 százaléka.

Ugyan a Magyarországról származó ősmaradványok feldolgozottsága kiváló, az irodalmi tételek számottevő része mégsem alkalmas az adatbázisba való feltöltésre, mert a szerzők gyakran nem adták meg vagy csak nagy vonalakban említették a konkrét előfordulások helyét, és sokszor csak a taxonok rétegtani elterjedését publikálták. Mindemellett számos kiváló munka is közlésre került, amelyek tökéletesen megfelelnek az adatbázisba való feltöltés követelményeinek (GÉCZY & SZENTE 2006, VÖRÖS 2009). A hazai őslénytani rekord reprezentatív képét csak akkor tükrözhetné a PaleoDB, ha megtörténne a 20. század elejéig leírt anyagok újragyűjtése, revíziója és megfelelő részletességű adatokkal kiegészített publikálása. Erre azonban nem valószínű, hogy a közeljövőben sor kerül, így a megfelelő lépések megtétele nélkül az adatbázis hiányosságokkal terhelt marad.

Habár a magyarországi adatok bevitelére már 2007-től megkezdődött, az aktív elemző munkára 2011-ig nem került sor. Wolfgang KIESSLING erlangeni professzor segítségével születtek meg az első magyar szerzőségű, a PaleoDB-t felhasználó eredmények, melyek az elmúlt három év adatelemző munkájáról adnak számot. Az első tanulmány a radiolaria csoport triász–jura diverzitástörténetét dolgozta fel, a triász–jura határon történt kihalási eseményre fókuszálva. Eredményeink adatelemzéssel támasztják alá a taxonómusok véleményét, mely szerint a csoport jelentős kihalást szenvedett el (9. ábra) a triász végi környezeti zavarnak köszönhetően

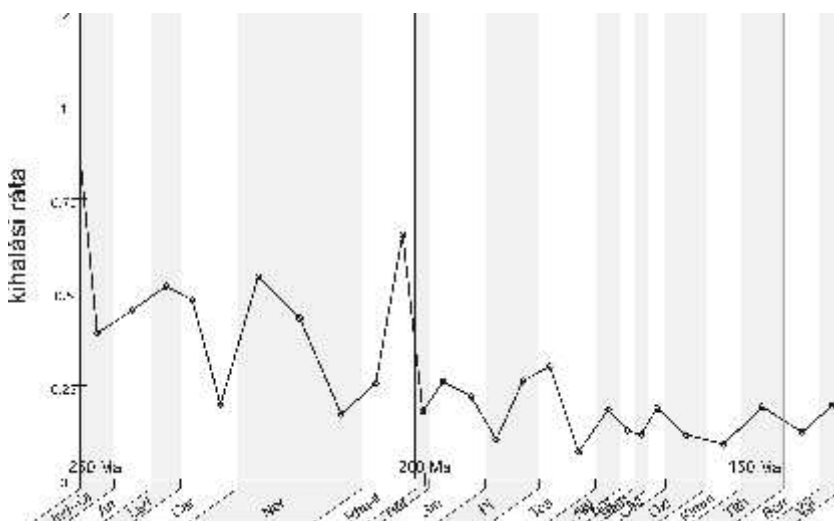
(KOCIS et al. 2014). A második tanulmány témája a fotoszimbiontákat tartó és az azokat nem tartó kőkorallak környezeti meghatározottsága és diverzitástörténete. Igazolni lehetett a kréta időszakban lezajlott ökológiai átrendeződés szerepét, melynek során az utóbbi csoportba tartozó korallak elterjedtek a mélyebb, nem zátony jellegű, sziliciklasztos üledékképződési környezetekben (KIESSLING & KOCIS in press).

Mivel az adatbázis, az elemzések módszertani arzenálja és a rekord feldolgozottsága is folyamatosan bővül, így az adatelemző munkákkal csak pillanatnyilag érvényes képet kaphatunk a múlt élővilágáról. A már megválaszolt kérdéseket időről időre újra fel lehet és kell tenni és a legfrissebb eszközökkel új, kifinomultabb válaszok adhatók. Az adatelemző munka előnyös oldala a klasszikus taxonómiai, rétegtani, illetve a földtörténeti kérdéseket más módon, pl. izotópegokémiai módszerekkel közelítő munkákkal szemben a viszonylagos olcsósága. Mivel nem történik anyagvizsgálat, így a munka sem helyhez, sem időhöz nem kötött, a tudományos kérdések globális jellege miatt adódik a nemzetközi együttműködés lehetősége. A kutatásnak a számítástechnikai eszközök, az internet és a megfelelő szakirodalom elérési költségein kívül semmilyen más anyagi vonzata nincs, a hazai kutatás ezen a területen versenyképes lehet a nálunk sokkal bőségebb tudománytámogatási forrásokkal rendelkező országokéval.

Összefoglalás

A *Paleobiology Database* létrehozása és fejlesztése fontos előrelépés, valódi mérföldkő a kvantitatív őslénytani kutatásban. Az adattartalom bővülésének és a töretlen módszertani fejlődésnek köszönhetően a PaleoDB folyamatosan újabb és újabb eredményeket szolgáltat az élet történetéről. A számítástechnika fejlődésével a numerikus modellezés soha nem látott pontossággal és komplexitással képes a jelenlegi tudásunk alapján a paleontológust érdeklő kérdésekben a legvalószínűbb szcenáriók kidolgozására, illetve egyes hipotézisek cáfolatára.

Ahhoz, hogy az adatbázis a lehető legjobban leképezze a már feltárt, begyűjtött és leírt ősmaradványanyag összességét,



9. ábra. A radiolaria csoport hézagkitöltő (*gap-filler*) kihalási rátái a triász–jura intervallumban. Figyelemre méltó a csoport jelentős érintettsége a triász végi kihalási eseményben (KOCIS et al. 2014 nyomán)

Figure 9. Radiolarian *gap-filler* extinction rates in the Triassic–Jurassic interval. The group was severely affected by the end-Triassic extinction event (after KOCIS et al. 2014).

közös érdekünk a taxonómiai és előfordulási alapadatok megfelelő pontosságú és részletességű publikációja, hogy egyértelműen összeköthetőek legyenek a talált ősmaradványok az őket bezáró litosztratigráfiai egységgel, azok lelőhelyével és földtani korával. A publikált információ felhasználhatósága a PaleoDB-be való bevitellel megsokszorozódik, az adatok azok számára is elérhetővé válnak, akiknek nincs hozzáférésük az eredeti leíró munkákhoz.

Az információtechnológia fejlődésével minden okunk megvan azt feltételezni, hogy a PaleoDB alkalmazása a jövőben tovább fog bővülni. Az adatbázist felhasználó tanulmányok mellett az adatbázisba bevitt publikációk száma is növekszik, ennek megfelelően nő annak lefedettsége és véges időn belül telítődni fog. Az adatok automatizált regisztrációjára is történnek már kísérletek (PETERS et al. in press). Habár átfogó lefedettségéről még korántsem beszélhetünk, már most is adott a lehetőség egyedi példányok regisztrációjára és mérési adatok feltöltésére is. Az adatbázis fejlődése új korszakot nyithat a taxonómiai munkák publikációjában, amely hosszú távon a központi szerepe és nyilvánossága miatt részben akár a folyóiratcikk alapú taxonómiai tanulmányok helyét is átveheti. Nincs kétségünk afelől, hogy a paleontológia több mint két évszázad során

gyűjtött ismereteit a 21. század elején a PaleoDB rendszerezi a leghatékonyabban, és a földi élet történetéről a legpontosabb és leghitelesebb képet annak elemzésével kaphatjuk. Ösztönözni kívánjuk azt, hogy ebben a magyar kutatók is növekvő részt vállaljanak.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük SZTANÓ Orsolya biztatását ennek a magyar nyelvű összefoglaló tanulmánynak az elkészítésére. VÖRÖS Attila számos konstruktív gondolattal jobbította a kéziratot. Ez a munka nem jöhetett volna létre WOLFGANG KIESSLING folyamatos támogatása és segítségével. Köszönetet mondunk továbbá a *Paleobiology Database* valamennyi adatbevitelének folyamatos munkájukért, különösképp BOSNAKOFF Mariannak, aki a szerzőkön kívül tovább gazdagította az adatbázist és folyamatos segítséget nyújtva támogatta a kézirat megszületését. Köszönet illeti továbbá BOTFALVAI Gábort, PÁL Ilonát és VINCZE Ildikót is, akik hozzájárultak a kézirat tisztázásához. Ez a tanulmány az MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport 206. publikációja.

Irodalom — References

- (1) <http://paleo.ku.edu/treatise2.html>
 - (2) <http://strata.geology.wisc.edu/jack/>
 - (3) <http://www.fossilrecord.net/>
 - (4) <http://fossilworks.org/bridge.pl?page=FAQ>
 - (5) <http://paleobiodb.org/>
 - (6) <http://paleobiodb.org/cgi-bin/bridge.pl?page=paleodbFAQ>
 - (7) <http://macrostrat.org/>
- ADRAIN, J. & WESTROP, S. R. 2000: An empirical assessment of taxic paleobiology. — *Science* **289**, 110–112.
- ALROY, J. 2008: Dynamics of origination and extinction in the marine fossil record. — *Proceedings of the National Academy of Science* **105**, 11536–11542.
- ALROY, J. 2009: Speciation and extinction in the fossil record of North American Mammals. — In: BUTLIN, R. K., BRIDLE, J. R. & SCHLUTER, D. (eds): *Speciation and Patterns of Diversity*. Cambridge University Press, New York, 301–323.
- ALROY, J. 2010a: Geographical, environmental and intrinsic biotic controls on Phanerozoic marine diversification. — *Palaeontology* **53**, 1211–1235.
- ALROY, J. 2010b: The shifting balance of diversity among major marine animal groups. — *Science* **329**, 1191–1194.
- ALROY, J. 2014: Accurate and precise estimates of origination and extinction rates. — *Paleobiology* **40**, 374–397.
- ALROY, J. & MARSHALL, C. R. 1998: A sampling-standardized analysis of Phanerozoic marine diversification and extinction. — <https://www.nceas.ucsb.edu/nceas-web/projects/98ALROY1-org/proposal.pdf>, 17 p.
- ALROY, J., MARSHALL, C. R., BAMBACH, R. K., BEZUSKO, K., FOOTE, M., FURSICH, F. T., HANSEN, T. A., HOLLAND, S. M., IVANY, L. C., JABLONSKI, D., JACOBS, D. K., JONES, D. C., KOSNIK, M. A., LIDGARD, S., LOW, S., MILLER, A. I., NOVACK-GOTTSHALL, P. M., OLSZEWSKI, T. D., PATZKOWSKY, M. E., RAUP, D. M., ROY, K., SEPKOSKI, J. J., SOMMERS, M. G., WAGNER, P. J. & WEBBER, A. 2001: Effects of sampling standardization on estimates of Phanerozoic marine diversification. — *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **98/11**, 6261–6266.
- ALROY, J., ABERHAN, M., BOTTIER, D. J., FOOTE, M., FURSICH, F. T., HARRIES, P. J., HENDY, A. J. W., HOLLAND, S. M., IVANY, L. C., KIESSLING, W., KOSNIK, M. A., MARSHALL, C. R., MCGOWAN, A. J., MILLER, A. I., OLSZEWSKI, T. D., PATZKOWSKY, M. E., PETERS, S. E., VILLIER, L., WAGNER, P. J., BONUSO, N., BORKOW, P. S., BRENNIS, B., CLAPHAM, M. E., FALL, L. M., FERGUSON, C. A., HANSON, V. L., KRUG, A. Z., LAYOU, K. M., LECKEY, E. H., NÜRNBERG, S., POWERS, C. M., SESSA, J. A., SIMPSON, C., TOMAŠOVÝCH, A. & VISAGGI, C. C. 2008: Phanerozoic trends in the global diversity of marine Invertebrates. — *Science* **321**, 97–100.
- BENSON, R. B. J. & BUTLER, R. J. 2011: Uncovering the diversification history of marine tetrapods: ecology influences the effect of geological sampling biases. — *Geological Society, London, Special Publications* **358**, 191–208.
- BENTON, M. J. 1993: *The Fossil Record 2*. — Chapman & Hall, London, 839 p.

- BENTON, M. J. 1999: The history of life: Large databases in paleontology. — In: HARPER, D. A. T. (ed.): *Numerical Palaeobiology (Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distribution)*. Wiley, Chichester, 249–283.
- BENTON, M. J. & HARPER, D. A. T. 2009: *Introduction to Paleobiology and the Fossil Record*. — Wiley-Blackwell, Chichester, 592 p.
- CARDENAS, A. L. & HARRIES, P. J. 2010: Effect of nutrient availability on marine origination rates throughout the Phanerozoic eon. — *Nature Geoscience* **3**, 430–434.
- CLAPHAM, M. E. & PAYNE, J. L. 2011: Acidification, anoxia, and extinction: A multiple logistic regression analysis of extinction selectivity during the Middle and Late Permian. — *Geology* **39**, 1059–1062.
- DARWIN, C. 1859: *On the origin of species by means of natural selection*. — Murray, London, 502 p.
- DUNHILL, A. M., HANNISDAL, B. & BENTON, M. J. 2014: Disentangling rock record bias and common-cause from redundancy in the British fossil record. — *Nature Communications* **5**, Article number: 4818.
- FINNEGAN, S., PAYNE, J. L. & WANG, S. C. 2008: The Red Queen revisited: Reevaluating the age selectivity of Phanerozoic marine genus extinctions. — *Paleobiology* **34**, 318–341.
- FINNEGAN, S., HEIM, N. A., PETERS, S. E. & FISCHER, W. W. 2012: Climate change and the selective signature of the Late Ordovician mass extinction. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **109**, 6829–6834.
- FOOTE, M. 2007: Symmetric waxing and waning of marine invertebrate genera. — *Paleobiology* **33**, 517–529.
- GÉCZY, B. & SZENTE, I. 2006: Middle Toarcian Ammonitina from the Gerecse Mts, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49**, 223–252.
- GORNITZ, V. 2009: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. — Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Netherlands, Dordrecht, 1049 p.
- HARLAND, W. B., HOLLAND, C. H., HOUSE, M. R., HUGHES, N. F., REYNOLDS, A. B., RUDWICK, M. J. S., SATTERTHWAITHE, G. E., TARLO, L. B. H. & WILLEY, E. C. 1967: *The fossil record: a symposium with documentation*. — Geological Society of London, London, 828 p.
- KIESSLING, W. & KOC SIS, Á. T. (in press): Biodiversity dynamics and environmental occupancy of fossil azooxanthellate and zooxanthellate scleractinian corals. — *Paleobiology*.
- KOC SIS, Á. T., KIESSLING, W. & PÁLFY, J. 2014: Quantitative assessment of radiolarian turnover in the Late Triassic and Early Jurassic. — *Paleobiology* **40**, 625–639.
- MACARTHUR, R. & WILSON, E. O. 1963: An equilibrium theory of insular zoogeography. — *Evolution* **17**, 373–387.
- MAGURRAN, A. E. 2004: *Measuring Biological Diversity*. — Blackwell, Oxford, 264 p.
- MARX, F. G. & UHEN, M. D. 2010: Climate, critters, and Cetaceans: Cenozoic drivers of the evolution of modern Whales. — *Science* **327**, 993–996.
- MELOTT, A. L. & BAMBACH, R. K. 2010: Nemesis reconsidered. — *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society: Letters* **407**, L99–L102.
- MELOTT, A. L. & BAMBACH, R. K. 2014: Analysis of periodicity of extinction using the 2012 geological timescale. — *Paleobiology* **40/2**, 177–196.
- MILLER, A. I. & FOOTE, M. 2009: Epicontinental seas versus open-ocean settings: The kinetics of mass extinction and origination. — *Science* **326**, 1106–1109.
- NEWELL, N. D. 1952: Periodicity in invertebrate evolution. — *Journal of Paleontology* **26**, 371–385.
- NEWELL, N. D. 1967: Revolutions in the history of life. — *Geological Society of America Special Paper* **89**, 63–91.
- PEARSON, M. R., BENSON, R. B. J., UPCHURCH, P., FRÖBISCH, J. & KAMMERER, C. F. 2013: Reconstructing the diversity of early terrestrial herbivorous tetrapods. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **372**, 42–49.
- PETERS, S. E. 2005: Geologic constraints on the macroevolutionary history of marine animals. — *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **102**, 12326–12331.
- PETERS, S. E. 2008: Environmental determinants of extinction selectivity in the fossil record. — *Nature* **454**, 626–629.
- PETERS, S. E. & FOOTE, M. 2002: Determinants of extinction in the fossil record. — *Nature* **416**, 420–424.
- PETERS, S. E. & HEIM, N. A. 2010: The geological completeness of paleontological sampling in North America. — *Paleobiology* **36**, 61–79.
- PETERS, S. E., ZHANG, C., LIVNY, M. & RÉ, C. (in press): A machine reading system for assembling synthetic paleontological databases. — *PLoS One*.
- PHILLIPS, J. A. 1860: *Life on the Earth, its origin and succession*. — Macmillan and Co., Cambridge, 224 p.
- RAUP, D. M. 1972: Taxonomic diversity during the Phanerozoic. — *Science* **177**, 1065–1071.
- RAUP, D. M. 1979a: Size of the Permo-Triassic Bottleneck and Its Evolutionary Implications. — *Science* **206**, 217–218.
- RAUP, D. M. 1979b: Biases in the fossil record of species and genera. — *Bulletin of the Carnegie Museum of Natural History* **13**, 85–91.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J., Jr. 1982: Mass extinctions in the marine fossil record. — *Science* **215**, 1501–1503.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J., Jr. 1984: Periodicity of extinctions in the geologic past. — *Proceedings of the National Academy of Science* **81**, 801–805.
- SEPKOSKI, D. 2012: *Rereading the Fossil Record: The Growth of Paleobiology as an Evolutionary Discipline*. — The University of Chicago Press, Chicago and London, 432 p.
- SEPKOSKI, D. 2013: Towards “A Natural History of Data”: Evolving practices and epistemologies of data in Paleontology, 1800–2000. — *Journal of the History of Biology* **46/3**, 401–444.
- SEPKOSKI, D. & RUSE, M. 2009: *The paleobiological revolution: essays on the growth of modern paleontology*. — University of Chicago Press, 584 p.
- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1981: A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. — *Paleobiology* **7**, 36–53.
- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1982: A compendium of fossil marine families. — *Milwaukee Public Museum Contributions in Biology and Geology* **51**, 1–125.
- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1984: A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic Families and Mass Extinctions. — *Paleobiology* **10**, 246–267.

- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1992: A compendium of fossil marine animal families. — *Milwaukee Public Museum Contributions in Biology and Geology* **83**, 1–156.
- SEPKOSKI, J. J., Jr., JABLONSKI, D. & FOOTE, M. 2002: A compendium of fossil marine animal genera. — *Bulletins of American Paleontology* **63**, 1–560.
- SIMPSON, G. G. 1944: *Tempo and mode in evolution*. — Columbia University Press, 217 p.
- SMITH, A. B. & MCGOWAN, A. J. 2008: Temporal patterns of barren intervals in the Phanerozoic. — *Paleobiology* **34**, 155–161.
- SMITH, A. B., LLOYD, G. T. & MCGOWAN, A. J. 2012: Phanerozoic marine diversity: rock record modelling provides an independent test of large-scale trends. — *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* **279**, 4489–4495.
- VALENTINE, J. W. 1969: Patterns of taxonomic and ecological structure of the shelf benthos during Phanerozoic time. — *Palaeontology* **12/4**, 684–709.
- VÖRÖS, A. 2009: The Pliensbachian brachiopods of the Bakony Mountains (Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **58**, 296i
- WAGNER, P. J., KOSNIK, M. A. & LIDGARD, S. 2006: Abundance distributions imply elevated complexity of Post-Paleozoic marine Ecosystems. — *Science* **314**, 1289–1292.
- WAGNER, P. J., ABERHAN, M., HENDY, A. J. W. & KIESSLING, W. 2007: The effects of taxonomic standardization on sampling-standardized estimates of historical diversity. — *Proceedings of the Royal Society B* **274**, 439–444.
- WALL, P. D., IVANY, L. C. & WILKINSON, B. H. 2009: Revisiting RAUP: exploring the influence of outcrop area on diversity in light of modern sample-standardization techniques. — *Paleobiology* **35**, 146–167.
- Kézirat beérkezett: 2014. 12. 01.

